



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ЮЖНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ АРИДНЫХ ЗОН  
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА  
ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**VIII Всероссийское совещание  
по изучению четвертичного периода:  
«ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА,  
ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ  
ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ»**

Сборник статей

Ростов-на-Дону  
10–15 июня 2013 г.

Ростов-на-Дону  
Издательство ЮНЦ РАН  
2013

УДК [903.211.+ 551.89](4/5)  
В78

При поддержке гранта РФФИ № 13-05-06019, Отделения наук о Земле РАН,  
Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 13 «Географические основы  
устойчивого развития Российской Федерации и ее регионов»,  
Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №28  
«Проблемы происхождения жизни и становления биосферы»

**Главный редактор**

*Г.Г. Матишов*

**Редакционная коллегия:**

*Ю.А. Лаврушин, В.В. Титов, А.С. Тесаков*

**В78** **VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований».** Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – 764 с. – ISBN 978-5-4358-0059-3.

Книга содержит статьи по материалам 8-го Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, проведенного в г. Ростове-на-Дону (Ростовская область). Сообщения касаются широкого спектра проблем, связанных с изучением четвертичных морских и континентальных отложений Европы и Азии. Рассматриваются палеобиологическая летопись плейстоцена и голоцена. Особое внимание уделяется вопросам палеогеографии, климатических изменений в четвертичном периоде, стратиграфии и седиментологии в Восточной Европе и Азии. Показаны новейшие данные изучения тектонической и климатической летописи. Обсуждаются вопросы распространения и хронологии палеолитических стоянок, адаптации древнего человека к палеосреде.

Издание предназначено для широкого круга геологов-стратиграфов, палеонтологов, палеогеографов и археологов.

УДК [903.211.+ 551.89](4/5)

Материалы публикуются с максимальным сохранением авторской редакции.



**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
SOUTHERN SCIENTIFIC CENTRE  
INSTITUTE OF ARID ZONES  
COMMITTEE ON QUATERNARY RESEARCHES OF EARTH SCIENCES DEPARTMENT  
GEOLOGICAL INSTITUTE**

**VIII All-Russian Conference  
on Quaternary Research:  
«FUNDAMENTAL PROBLEMS OF QUATERNARY,  
RESULTS AND MAIN TRENDS  
OF FUTURE STUDIES»**

Collection of papers

Rostov-on-Don  
10-15 June 2013

Rostov-on-Don  
SSC RAS Publishers  
2013

UDC [903.211.+ 551.89](4/5)

Supported by by RFBR grant no. 13-05-06019, by the Department of Earth Sciences of RAS, by the Programme for basic research of the RAS Department of Earth Sciences «Geographical basis of sustainable development of Russian Federation and its regions», and by the Programme for basic research of the Presidium of RAS «Problems of life origin and the biosphere formation»

**Chief editor**  
*G.G. Matishov*

**Editorial Board:**  
*Yu.A. Lavrushin, V.V. Titov, A.S. Tesakov*

**VIII All-Russian Conference on Quaternary Research: «Fundamental problems of Quaternary, results and main trends of future studies»:** Collection of papers (Rostov-on-Don, 10–15 June 2013). Rostov-on-Don. SSC RAS Publishers, 2013. 764 p. (in Russian) ISBN 978-5-4358-0059-3.

The book presents papers of the Eighth all-Russian conference on Quaternary research held in Rostov-on-Don (Rostov Region, Russia). Reports concern a wide spectrum of issues connected to the study of Quaternary marine and continental deposits of Europe and Asia. Among topics is the paleobiological record of Pleistocene and Holocene. The special attention is given to issues of paleogeography, climatic changes in the Quaternary, stratigraphy and sedimentology of Eastern Europe and Asia. Also presented are the newest data on the tectonics and climatic record. Distribution and chronology of Paleolithic sites, adaptations of the ancient people to paleoenvironment are also discussed.

Addressed to a wide range of geologists, stratigraphers, paleontologists, paleogeographers, and archaeologists.

UDC [903.211.+ 551.89](4/5)

Materials are published with the maximal preservation of the authors' texts.



# ОПУСТЫНИВАНИЕ И РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ВОДОСНАБЖЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ИРАКА | DESERTIFICATION AND PROBLEMS OF WATER-SUPPLY OF IRAQ

**В. Авад**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
avad1983@mail.ru*

**V. Avad**

*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

Всемирная проблема глобального потепления и повышения температуры на поверхности Земли и изменения климата в силу этих причин в последние годы приводят к все прогрессирующему опустыниванию больших территорий на земной поверхности. Не обошла эта участь и территорию Ирака. Проблема опустынивания здесь усиливается последствиями некоторого экономического упадка, в связи с недавно закончившимися военными действиями. За последние десять лет здесь зарегистрировано явное повышение температуры и уменьшение количества осадков, что и приводит к опустыниванию на огромной территории Ближнего Востока. Второй причиной, приведшей к сокращению пахотных земель, является зарегулированность строительством плотин в соседних странах стока главных транзитных рек. Вследствие этого возникла необходимость поиска другого источника воды. Таким источником являются подземные воды.

В геологическом строении недр Ирака выделяются три структурные области: Аравийская платформа с мощностью плитного чехла 6–7,5 тыс. м, Месопотамский краевой прогиб (складчатая зона), где мощность осадочного мезозойско-кайнозойского чехла составляет 12–15 тыс. м. Третья зона располагается на крайнем северо-востоке и связана с шарьяже-надвиговыми структурными формами Заграсса шириной 10–12 км. Её составляют три надвинутые друг на друга пластины мелового и палеогенового возраста. Между складчатой и взбросо-надвиговой областью находится узкая промежуточная зона, сложенная красноцветными отложениями палеогена. Мощная толща платформенных отложений содержит большие запасы подвижных углеводородов и несколько горизонтов пресных и солёных вод.

Большинство географов подразделяют территорию Ирака на четыре геоморфологических района, соответствующих структурно-геологическим подразделениям. На западе и юге располагается Западная пустыня, горные районы – на севере и северо-востоке. Волнистая область холмогорий составляет территорию верховий Тигра и Евфрата. Аллювиальные равнины Тигра и Евфрата занимает юг страны.

Ирак находится между широтами 29 до 37 с.ш. – это южная часть Северной умеренной зоны. Инсоляционная способность данной территории определяется падением солнечных лучей под крутыми углами на земную поверхность, определяющими количество поступающей на земную поверхность радиации в определённое количество часов дневного времени. Поэтому здесь мы имеем длинный тёплый летний день (около 14 часов) и короткий холодный зимний день (около 10 часов). Для Ирака характерны два времени года (сезона): продолжительное знойное лето с температурами 45–51°C, длящееся с мая по октябрь, и относительно короткая прохладная, а иногда и холодная зима (до +7°C), длящаяся с декабря по март. При всем этом наблюдается полнейшая сушь, и только на севере (предгорная провинция Мосул) ночи приносят кое-какую прохладу. Лето – это также время ветров: «Шамаль», который дует обычно с севера во второй половине дня, и «шарки» – юго-западный, несущий тучи песка и пыли в течение всего года. Но в июле он дует наиболее часто. Зимой в Ираке днем, как правило, стоит приятная погода, а по ночам бывает холодно, даже в южных районах (г. Басра). За последние десять лет в Ираке наблюдается резкое повышение температуры и сокращение, и даже отсутствие, атмосферных осадков, что приводит к увеличению использования других источников пресных вод, что неминуемо приводит к увеличению площади опустынивания в Ираке. И это становится реальной проблемой, заставляющей нас искать другие источники водоснабжения. Такими источниками являются подземные воды.

Пересекающие всю страну транзитные реки Тигр и Евфрат, самые полноводные на всем Ближнем Востоке. Они играют важную роль в хозяйстве и водоснабжении Ирака. Евфрат берет начало от слияния рек Карасу и Мурат, истоки которых находятся на Армянском нагорье в Турции. Воды Евфрата в значительной степени разбираются для гидроэнергетики и на другие хозяйственные нужды ещё в соседних странах. Реки Тигр и Шатт-эль-Араб несут большое количество наносов, которые отлагаются на пойме во время паводков. Вместе с илистыми осадками вслед-

ствие высокой испаряемости ежегодно отлагается на поверхности почвы до 22 млн т илистых осадков, обогащённых химическими веществами. В результате к югу от Багдада увеличивается засоление почв, что существенно ограничивает сельскохозяйственную деятельность, особенно к югу от 32° с.ш.

Природа Месопотамской низменности в своей географической структуре имеет ряд крупных разнообразных по генезису озёр. Наиболее значимыми для экономической жизни страны являются озёра Хаббания, Саве (древнее оз. с грунтовым трещинным питанием) и Разаза, периодически пополняемые водами Ефрата. Озеро Тартар важно для Ирака как источник возобновляемых рыбных ресурсов. В месте слияния рек Тигра и Ефрата располагается крупный болотный бассейн, гидрологически тесно связанный с этими великими реками.

Подземные воды территории Ирака являются важным источником водоснабжения, который не был использован до сих пор должным образом в стране. Ирак расположен гипсометрически ниже государств Сирии, Иордании, Турции и Саудовской Аравии. Движение подземных вод в Аравийской пустыне направлено в сторону Месопотамской впадины в бассейн реки Евфрат. Вследствие этого наибольший запас воды Ирака составляют подземные воды, мигрирующие в этот бассейн. И теперь возникла необходимость научиться использовать эту воду, так как города пустынных территорий страны полностью зависят от подземных вод.

Опустынивание или десертификация выражается в виде деградации земель в аридных, полуаридных (семиаридных) и засушливых (субгумидных) областях земного шара. Это явление вызвано как деятельностью человека (антропогенными причинами), так и природными факторами и процессами. Опустынивание относится к труднокомпенсируемым последствиям климатических изменений. Термин «климатическое опустынивание» был предложен в 1940-х годах французским исследователем Обервилем. Понятие «зёмли» в почвоведении означает биопродуктивную систему, состоящую из почвы, воды, растительности, прочей биомассы, а также экологические и гидрологические процессы внутри системы. Деградация земель – снижение или потеря биологической и экономической продуктивности пахотных земель или пастбищ в результате землепользования, характеризуется иссушением земли, увяданием растительности, снижением связанности почвы, в результате чего усиливается ветровая эрозия и происходит образование пылевых бурь. Опустынивание затрагивает многие страны третьего мира, примерно 150 из них – это развивающиеся и бедные страны. Изменение природных условий за последние 10–20 лет явилось главной причиной опустынивания в Ираке. Около 90 % территории Ирака находятся под влиянием сухого и полупустынного

климата с меньшим коэффициентом засухи, зафиксированной на уровне около 20°. Высокие температуры до 52° летом, приводящие к большому уровню испарений, особенно в аллювиальных равнинах (до 2000–3000 мм), а также тот факт, что на солнечные дни приходится 260 дней в году приводят к малому уровню осадков, выпадающих в виде дождя на большей территории Ирака. 150 мм – среднее количество осадков в год: на юге 40 дождливых дней, на севере 70. Отсутствие необходимой влажности сильно влияет на биологический круговорот воды в почвах, что способствует произрастанию сорняков. Катализатором опустынивания являются преобладающие ветра в Ираке – сухие и теплые сопровождаются жарким, сухим летом. Второй причиной засухи является уменьшение уровня воды в реках Тигр и Евфрат, что негативно сказывается на сельском хозяйстве. Это две основные причины опустынивания в стране. В восьмидесятые годы эксперты предсказывали начало засухи со второго десятилетия третьего тысячелетия, после 2010 г., но она наступила ранее прогнозируемого срока.

Уменьшение количества осадков и низкий уровень воды в реках Тигр и Евфрат в течение последних лет привели к возникновению песчаных и пыльных бурь и в Двуречье. В наши дни мы сталкиваемся с проблемой опустынивания и постоянного риска нехватки воды в Месопотамии. Министерство сельского хозяйства указывает на необходимость реалистических рациональных решений, так как 90 % территории Ирака страдают опустыниванием. Важным фактором этого процесса является и низкая производительность труда, а также ряд иных социальных, экологических и экономических причин. В результате опустынивания ежегодно около 100 тысяч гектаров территории пахотных земель становятся не пригодными для сельскохозяйственного производства, что влечет за собой неизбежное переселение крестьян с их земель. Выход из кризиса видится в скорейшей организации эксплуатации ресурса подземных вод, строительство дамб на реках для удержания паводковых вод и обучение фермеров рациональному и функциональному использованию водных ресурсов скважин.

Подводя итог, можно сделать самый важный вывод: большинство соседних стран использовали ситуацию политической нестабильности и войны в Ираке для несанкционированного строительства плотин на реках за пределами Ирака. Данные строительные работы не были согласованы с правительством страны, что противоречит постулатам международной водной политики. Соседние государства обязаны действовать в ее рамках, сохраняя ее баланс. Согласно этой политике Иран, Турция и Сирия не имеют права удерживать количество воды больше того, которое необходимо Ираку.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ  
РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ  
ЛАНДШАФТОВ ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ  
(ЮВ АЛТАЙ) В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ  
И ДЕНДРОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ  
ДАННЫХ**

**THE HOLOCENE  
PALEOGEOGRAPHICAL  
RECONSTRUCTIONS OF LANDSCAPE  
CHANGES WITHIN CHUYA DEPRESSION  
(SE ALTAI) ON THE BASIS  
OF GEOLOGICAL, ARCHEOLOGICAL  
AND DENDROSEISMOLOGICAL DATA**

**А.Р. Агатова<sup>1</sup>, Р.К. Непоп<sup>1</sup>, И.Ю. Слюсаренко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии, СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>2</sup>*Институт археологии и этнографии, СО РАН, Новосибирск, Россия*

**A.R. Agatova<sup>1</sup>, R.K. Nepop<sup>1</sup>, I.Yu Sljusarenko<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of archaeology and ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia*

*agatr@mail.ru*

Курайско-Чуйская система межгорных впадин Горного Алтая получила мировую известность благодаря реконструкциям катастрофических спусков гигантских ледниково-подпрудных озер, существовавших здесь в плейстоцене (Бутвиловский, 1993; Carling, 1996; Rudoy, 2002; и др.). В то же время, согласно исследованиям Г.Г. Русанова (2010), в течение почти всего голоцена в Чуйской котловине также существовало обширное озеро. В максимум своего заполнения это озеро занимало центральную часть Чуйской котловины до абсолютной высоты 1800 м, что подтверждается абразионными террасами и распространением озерных отложений с позднеплейстоцен-голоценовой фауной остракод в интервале абсолютных высот 1760–1800 м. Глубина озера изменялась от первых метров в юго-восточной части впадины до 80 м в долине Чуи. Объем воды в нем составлял не менее 3,5 км<sup>3</sup>, а площадь более 100 км<sup>2</sup>. По мнению Г.Г. Русанова, в суббореальный период позднего голоцена в результате частичного размыва обвально-моренной плотины, расположенной в долине Чуи на выходе из Чуйской котловины, уровень озера мог снизиться не менее чем до 1765 м, однако озеро продолжало существовать еще длительное время. Вероятной причиной катастрофического спуска озера, возможно, произошедшего не более тысячи лет назад, по мнению Г.Г. Русанова, мог послужить крупный сейсмообвал, обрушившийся в водоем недалеко от подпруды.

Для реконструкции изменений ландшафтов Чуйской котловины в голоцене и оценки их влияния на населявшие эту территорию кочевые народы нами решались следующие задачи: 1) установление соответствия высоты обвально-моренной подпруды максимальному уровню озера 1800 м; 2) определение времени окончательного спуска озера; 3) установление характера его опорожнения,

4) реконструкция изменений ландшафта Чуйской котловины, связанных со спуском озера.

Для решения этих задач были проведены анализ поля абсолютных высот, картирование обвальных, моренных и озерных отложений в районе подпруды (в долине Чуи между Курайской и Чуйской котловинами). Для установления верхней временной границы формирования многоактной Сукорской сейсмодислокации, участвовавшей в подпруживании, определялось время заселения деревьями наиболее молодых обвалов и каменных глетчеров. Для определения времени спуска озера на радиоуглеродный анализ были отобраны образцы почв, перекрывающих озерные пески в районе подпруды, а также проанализированы ТЛ, ОСЛ и <sup>14</sup>С даты, полученные предшественниками для отложений этого ключевого участка. С этой же целью была проанализирована локализация археологических памятников различного возраста в Чуйской котловине и в долине Чуи на участке между котловинами.

В настоящее время характер подпруды и время существования озера с уровнем 1800 м являются дискуссионными вопросами. Абсолютные высоты обвалов многоактной Сукорской сейсмодислокации и моренных отложений Куэхтанарского ледника, перегораживающих долину Чуи, достигают 1780–1800 м лишь у самых бортов долины, в центральной ее части снижаясь до 1755 м. При этом, помимо вреза Чуи другие следы размыва плотины отсутствуют. Таким образом, существующая плотина не могла обеспечить затопление Чуйской котловины до уровня 1800 м. Одним из возможных вариантов подпруды озера с таким урезом воды является Куэхтанарский ледник, время существования которого можно определить как «посткатастрофическое» – после последнего катастрофического спуска плейстоценовых ледниково-подпрудных озер,

возможно, даже поздний дриас, как предполагает Русанов. Однако в этом случае требует объяснения факт накопления озерных отложений в Чуйской котловине в интервале высот 1790–1800 м в условиях значительно более теплого, чем в настоящее время, климата. Содержащаяся в этих отложениях позднеплейстоцен-голоценовая фауна остракод обитала в мелководных хорошо прогреваемых (не ниже 20 °С) солоноватых озерах с неустойчивым гидрологическим режимом (Русанов, 2010), тогда как в настоящее время температура воды в озерах Чуйской котловины летом не превышает 14°С (Бородавко, Ахматов, 2003). Другой возможный вариант озерной подпруды, впоследствии полностью размытой, – обвально-оползневая дамба на обрывистом суженном до 1 км участке долины Чуи выше устья Мештуярыка.

На снижение уровня озера с отметки 1800 м указывают даты палеопочв в районе устья Куэختанара – 7452 ± 133 cal. BP (6565 ± 80); 6131 ± 150 cal. BP (5530 ± 80) (Бутвиловский, 1993) и возраст растительных остатков, вскрытых в центральной части Чуйской котловины в бугре пучения около села Тобелер – 4174 ± 270 cal. BP (3810 ± 105 COAH 2106) (Рудой, 1988). Расположение в Чуйской котловине единичных пазырыкских курганов на высоте около 1800 м свидетельствует о том, что к началу их возведения – 2363 л.н. (Слюсаренко, 2010) уровень озера также был ниже этой отметки.

Несмотря на снижение уровня озера, центральная часть днища Чуйской впадины оставалась под водой до рубежа около 1500 л.н. О периодических колебаниях уровня озера свидетельствует характер осадконакопления в районе устья Куэختанара – в ряде разрезов слои песка мелко-, средне- и крупнозернистого чередуются со слабогумусированными глинистыми слоями и прослоями растительного детрита, датированного радиоуглеродным методом ((Бутвиловский, 1993), и 8 новых дат, полученных нами). Весьма вероятно, что в периоды снижений уровня, имевших, по всей видимости, климатическую природу, озеро в центре Чуйской впадины распалось на несколько достаточно обширных, но мелких водоемов.

Резкая перестройка озерной системы произошла около 1500 л.н. В Чуйской котловине она фиксируется осадочной летописью (Русанов, 2010) и расположением памятников тюркского времени вплоть до высоты 1750 м. Блок радиоуглеродных дат, приведенных в работах (Бутвиловский, 1993; Schlutz, Lehmkuhl, 2007) и полученных нами, свидетельствует о том, что в интервале 1400–1600 л.н. в долине Чуи выше обвально-моренной подпруды прекращается озерное осадконакопление и начинается формирование комплекса эоловых песков с горизонтами почв. О дальнейшем отсутствии здесь

озера говорят археологические находки в районе устья Куэختанара (6–10 вв. н.э., вторая половина 10-го -11 вв. н.э.) и произрастание древесной растительности на переваемых с поверхности озерных отложениях. Следы периодических крупных паводков, сопровождавшихся разливами Чуи и прерывавших процесс почвообразования в районе устья Куэختанара приблизительно в 10 в. н.э., зафиксированы в разрезе, приведенном в работе (Schlutz, Lehmkuhl, 2007). На порядок более древние OSL-даты песчано-глинистых прослоев, чередующихся с горизонтами почв, объясняются высокой энергией потоков, благодаря которой материал, используемый для IRSL датирования, не был засвечен (обнулен) в суспензии грязевого потока (Schlutz, Lehmkuhl, 2007). Возможно, по этой же причине древний ТЛ-возраст имеют и песчаные отложения, датированные В.С. Шейнкманом (2002).

По всей видимости, окончательное снижение уровня озера и последующие паводки Чуи происходили без катастрофических последствий для человека, о чем свидетельствует расположение могильников, в том числе и наиболее древнего пазырыкского, ниже обвально-моренной подпруды, на расстоянии 200–800 м от реки. Т.о., все катастрофические процессы, возможные при быстрых изменениях уровня озера, происходили ранее 2363 л.н.

Вопрос о причине спуска озера также остается открытым. Среди всех процессов, приводящих к прорывам подпрудных озер (Costa., Schuster, 1988), нельзя исключить и сейсмическую активизацию. ЮВ Алтай является сейсмически активной территорией в течение всего голоцена, при этом период повторяемости сильных землетрясений за последние три тысячи лет составил здесь 300–400 лет (Агатова и др., 2013). С учетом ошибок различных методов абсолютного датирования спуск озера произошел практически синхронно с возникновением наиболее молодого незалесенного обвала в составе Сукорской сейсмодислокации и, возможно, наиболее древних сейсмообвалов в долине Арыджана, расположенных в 12 км от места подпруды (Агатова и др., 2013). Однако следов обвалов, обрушившихся в озеро и способных вызвать деформацию плотины, нами обнаружено не было. Сохранность курганов ниже подпруды свидетельствует в пользу относительно спокойного характера осушения озера за счет углубления вреза Чуи даже в случае его инициации сейсмособытием.

Спуск озера около 1500 лет назад определил изменение микроклимата в Чуйской котловине и прилегающей территории, повлек снижение локального базиса эрозии и перестройку озерно-речной сети – формирование русла Чуи, соединившего остаточные озера, врез русел ее притоков и формирование их устьевой части в пределах



днища котловины, дефляцию обнажившихся озерных отложений, освоение их растительностью и почвообразование. Эти процессы повлияли на ареалы расселения кочевых народов, возможно, рацион их питания, обусловили прокладку но-

вых дорог. Появление позднее на днище Чуйской котловины постоянных поселений (Чаган-Узун, Ортолык, Кош-Агач и др.) также стало возможным лишь вследствие спуска этого относительно крупного озера.

#### Список литературы

1. Агатова А.Р., Непон Р.К., Баринов В.В., Назаров А.Н., Мыглан В.С. Новый аспект применения дендрохронологического анализа для датирования сильных землетрясений прошлого (на примере Горного Алтая) // Доклады АН, 2013. В печати.
2. Бородавко П.С., Ахматов С.В. К географии озер Юго-Восточного Алтая // Вестник ТГУ. Серия «Науки о Земле», 2003. № 3(IV). С. 32–34.
3. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
4. Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения ледниково-подпрудных озёр на Алтае // Известия Всесоюзного географического общества, 1988. Т. 120. В.4. С. 344–348.
5. Русанов Г.Г. Изменение Климата Чуйской котловины Горного Алтая по фауне остракод // Успехи современного естествознания, 2010. № 10. С. 20–25.
6. Слюсаренко И.Ю. Дендрохронологическое датирование археологических памятников скифской эпохи Алтая: Автореф. дис. ...канд. исторических наук. ИАиЭ СО РАН, 2010. 34 с.
7. Шейнкман В.С. Тестирование S-S-технологии термолюминесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, ее использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии, 2002. № 2(10). С. 22–37.
8. Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // Sedimentology, 1996. V.43. P. 647–664.
9. Costa J.E., Schuster R.L. The formation and failure of natural dams // Geological Society of America Bulletin, 1988. V.7. P. 1054–1068
10. Rudoy A.N. Glacier-Dammed Lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // Quaternary International, 2002. V. 87(1). P. 119–140.
11. Schlutz F., Lehmkuhl F. Climatic change in the Russian Altai, southern Siberia, based on palynological and geomorphological results, with implications for climatic teleconnections and human history since the middle Holocene // Vegetation History and Archaeobotany, 2007. V.16. P. 101–118.

Е.В. Акимова<sup>1,2</sup>, И.В. Стасюк<sup>1,2</sup>, Е.Н. Кукса<sup>2</sup>, А.Н. Мотузко<sup>3</sup>, Е.А. Томилова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>2</sup>Красноярский государственный педагогический университет, Красноярск, Россия

<sup>3</sup>Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь

elaki2008@yandex.ru, motuzko@land.ru

E.V. Akimova<sup>1,2</sup>, I.V. Stasyuk<sup>1,2</sup>, E.N. Kuksa<sup>2</sup>, A.N. Motuzko<sup>3</sup>, E.A. Tomilova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch of RAS, Krasnoyarsk, Russia;

<sup>2</sup>Krasnoyarsk State Pedagogical University, Krasnoyarsk, Russia;

<sup>3</sup>The Byelorussian State University, geographical faculty, Minsk, Belarus

В 2011 г. были закончены археологические раскопки позднепалеолитической стоянки Усть-Кова в Северном Приангарье, ныне затопленной Богучанским водохранилищем. Памятник был открыт А.П. Окладниковым в 1937 г., изучался Н.И. Дроздовым в 1970–1990 гг. (Дроздов, Лаухин, 1979; Лаухин, Дроздов и др., 1980; Дроздов, 1981; Васильевский, Бурилов и др., 1988; Дроздов, Чеха, 1990, 2002). Мировую известность Усть-Кова получила после открытия в 1981 г. двух зооморфных изображений из бивня мамонта (Васильевский, Дроздов, 1983; Акимова, Метляев, 2005; Шмидт, 2011).

В 1980-е гг. Дроздовым на Усть-Кове было выделено три палеолитических комплекса: поздний (в пределах 15–11 тыс. л.н. – в коричневом суглинке), средний (около 24 тыс. л.н. – в карбонатизированном суглинке), ранний (около 33–28 тыс. л.н. – в солифлюкционной погребенной почве) (Дроздов, 1981; Васильевский, Бурилов и др., 1988). Ранний комплекс был достоверно зафиксирован только в раскопах 1976–77 гг., в последующие годы материал, за исключением единичных обломков костей, в погребенной почве обнаружен не был. Выделение двух верхних разновременных горизонтов подтверждения не нашло (Акимова, Блейнис, 1985). Можно утверждать, что материал, полученный выше уровня погребенной почвы, относится к одному палеолитическому культурному слою.

В 2011 г. палеолитический слой был исследован на площади около 200 м<sup>2</sup>. Археологический материал рассредоточен в диапазоне 30–50 см, в коричневом легком суглинке, переходящем к низу в карбонатизированный суглинок, непосредственно выше солифлюкционной погребенной почвы. Обломки одних и тех же изделий залегают в разных литологических условиях (рис. 1–9, 11).

Позднеплейстоценовая толща разбита мощными криогенными трещинами с шириной в устье до 1–1,5 м и глубиной до 1,5–2 м, образующими полигоны. По мнению, В.П. Чехи формирование клиньев датируется гыданской стадией (Дроздов, Чеха,

1992). Раскопки 1980-х гг. отчетливо демонстрировали ситуацию сноса палеолитического материала по мере вытаивания трещин и отложение его по их бортам и дну.

Как и в прежние годы, в 2011 г. наибольшая плотность археологического материала прослеживается вдоль бровки террасы. Основой археологического комплекса является скопление костей молодого и взрослого мамонтов в частичном анатомическом порядке, со следами расчленения и погрызов. Скопление занимает участок более 15 м<sup>2</sup> и простирается от центра полигона по борту клина в северном направлении. Верхняя часть отмечена на контакте с желтоватой супесью (голоцен), нижняя – на контакте с солифлюкционной погребенной почвой. В составе скопления присутствуют целые и расколотые бедренные и берцовые кости, три позвонка в анатомическом порядке, фрагменты челюстей с зубами, многочисленные неопределимые обломки. Среди костей мамонта найдены единичные кости северного оленя и волка. Общее количество целых костей и их фрагментов превышает 1,3 тыс. экз.

По костям мамонта получены три даты 23929 ± 855 лет (NSKA-(s619)), 19676 ± 648 лет (NSKA-(s620)), 22448 ± 774 лет (NSKA-(s621)).

Кости мелких млекопитающих были отмыты из коричневого суглинка на уровне средней/верхней части скопления костей мамонта и из нижней части карбонатизированного суглинка.

Фауна из нижней части содержит 74 остатка, 15 из которых определены до вида. По зубам грызунов были идентифицированы: *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. – 8 экземпляров, *Lemmus sibiricus* Kerr – 7 экземпляров. Морфология коренных зубов *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. имеет прогрессивный вид и отвечает морфологии аналогичных серых полевок второй половины позднего плейстоцена. Присутствие в структуре фауны *Lemmus sibiricus* Kerr свидетельствует, что фауна существовала в период сарганского оледенения. Совокупность отмеченных видов указывает на широкое развитие

в Приангарье открытых безлесных ландшафтов холодных переувлажненных тундростепей. Подобные ландшафты с отмеченным составом фауны обычно развиваются на начальных стадиях оледенения. Все отмеченное позволяет считать, что фауна из нижней части покровных отложений в местонахождении Усть-Кова формировалась в раннесартанское время, около 22–20 тысяч лет тому назад.

Фауна из верхней части покровного комплекса насчитывает 88 остатков, 25 из которых определимы до вида. Структура ископаемой фауны имеет следующий вид – *Sorex caecutiens* Laxmann – 1, *Clethrionomys rutilus* Pallas – 3, *Clethrionomys rufocanus* Sundervall – 6, *Lemmus* sp. – 1, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas – 16. Фауна отражает лесостепной облик ландшаф-

тов с небольшими участками заболоченных тундр. Подобные условия были характерны для позднеледниковья в периоды кратковременных потеплений, или для начала развития голоцена. Время существования фауны около 11–10 тыс. лет тому назад.

Общее количество каменных артефактов, полученных при расчистке и промывке слоя, составляет 915 экз.

Каменная индустрия палеолита Усть-Ковы основана на использовании кремней и кремнистых пород, добытых в виде неокатанных обломков (полосчато-рисунчатые кремни, в том числе окремнённая древесина) или в виде речных галек (окремнённые аргилиты, яшма и прочие силициты, халцедон). Сырьем худшего качества являлись не-

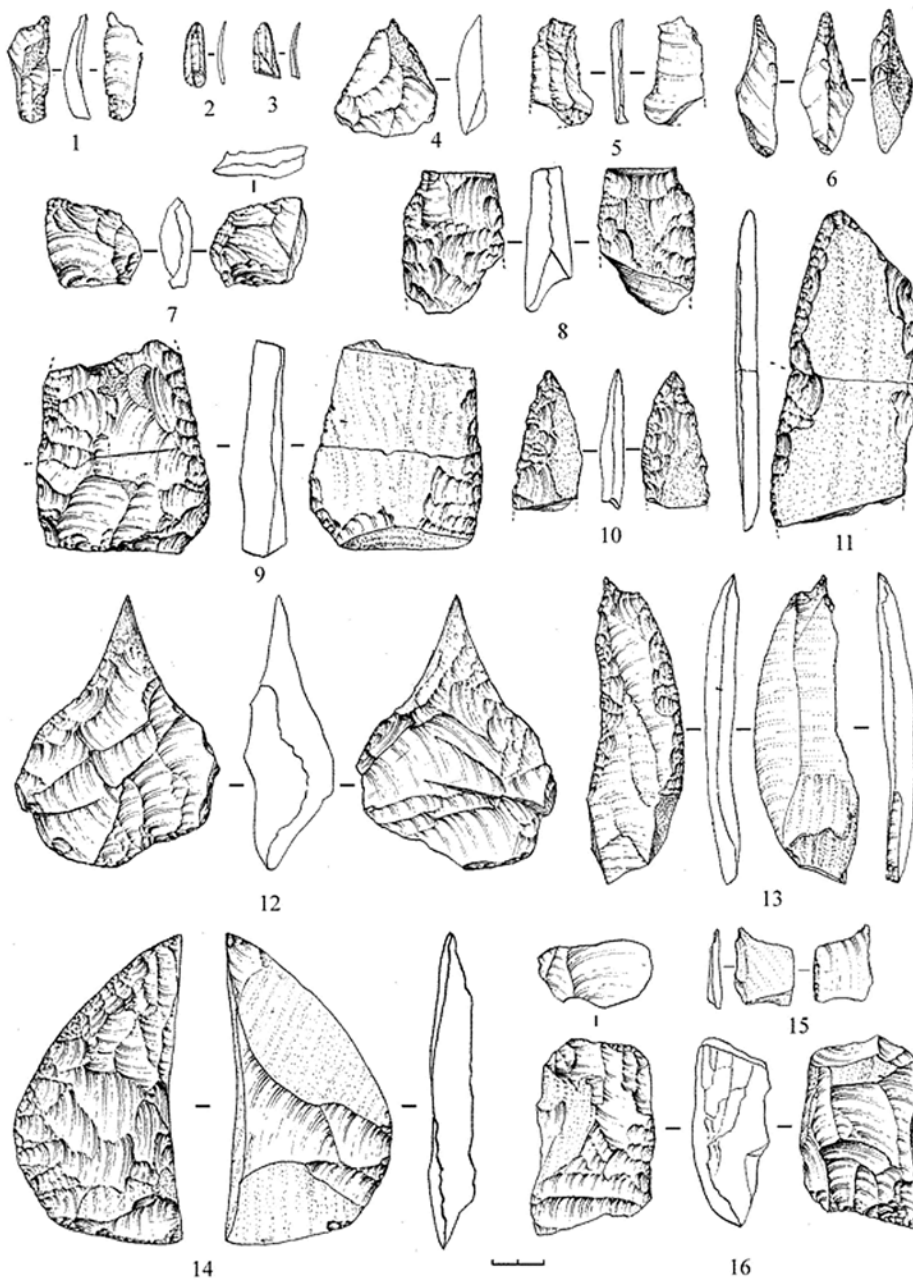


Рис. 1. Каменный инвентарь позднепалеолитического культурного слоя стоянки Усть-Кова

окатанные обломки глинистых аргиллитов и алевролитов, туфы.

Каменный инвентарь включает призматические двуплощадочные бифронтальные нуклеусы (рис. 1–16), сегментовидный бифас типа «улу» (рис. 1–14) и обломки заготовок листовидных бифасов (рис. 1–8, 10), скребловидные и ножевидные орудия на крупных пластинах (рис. 1–9, 11), долотовидное орудие на отщепе (рис. 1–7), резцы, небольшие чоперы-струги на гальках, проколки и провертки как на небольших пластинчатых сколах и отщепах (рис. 1–1, 3–6, 15), крупных пластинах (рис. 1–13) и массивных ретушированных сколах с коническим шлифованным жальцем (рис. 1–12).

Индустрия Усть-Ковы имеет пластинчатый характер, однако, с преобладанием пластин «неправильной» формы: изогнутых в профиле, без параллельной огранки. Единственным признаком является удлиненность заготовок. Особенность палеолита Усть-Ковы – использование плоских обломков окремненного дерева, нередко со следами окатанности водой (или термической обработки). Подобные обломки заменяли сколы и, вероятно, технологически удовлетворяли потребности человека.

Помимо каменных изделий в раскопе найдена шлифованная поделка эллипсоидной формы из бивня мамонта размером 23×8 мм. Промывка наиболее насыщенных участков слоя выявила бусины

из бивня мамонта, многочисленные мелкие отщепы и микропластинки.

Комплексные геолого-геоморфологические работы на Усть-Кове 1980–90-х гг. позволили сделать заключение о трех этапах криогенеза и датировать формирование мощной полигональной сети именно гыданской стадией (Дроздов, Чеха, 1992, 2011). Раскопки 1980-х гг. отчетливо демонстрировали ситуацию сноса палеолитического материала по мере вытаивания трещин и отложение его по их бортам и дну. Таким образом, время формирования культурного слоя должно определяться двумя реперными точками: временем образования трещин и временем их вытаивания. Даты, полученные по костям мамонта, указывают на раннесартанское время и вполне согласуются с возрастом фауны мелких млекопитающих, полученных из нижней части коричневого суглинка. В этом случае надо признать, что в разрезе Усть-Ковы практически отсутствует средне-позднесартанская пачка отложений, а остатки поселения находились в непогребенном состоянии на протяжении тысячелетий. Это косвенно подтверждают следы дефляции на поверхности предметов, залежавших на самых высоких отметках в центральной части полигонов.

Работы последних лет показали, что ресурсы Усть-Ковы, как уникального позднепалеолитического объекта еще не исчерпаны. К сожалению, сегодня Усть-Кова уничтожена Богучанским водохранилищем и навсегда потеряна для науки.

### Список литературы

1. Акимова Е.В., Блейнис Л.Ю. Палеолитическая стоянка Усть-Кова (по материалам 1982 г.) // Археологические и этнографические исследования в Восточной Сибири: итоги и перспективы – Иркутск, Изд-во ИГУ, 1986. С. 63–65.
2. Акимова Е.В., Метляев С.В. Интерпретация скульптурного изображения с палеолитической стоянки Усть-Кова // Древности Приенисейского края – Красноярск, 2003. Вып. 2. С. 18–19.
3. Береговая Н.П. Палеолитические местонахождения СССР. МИА 81, М. –Л., 1960. – С. 81.
4. Васильевский Р.С., Бурилов В.В., Дроздов Н.И. Археологические памятники Северного Приангарья. – Новосибирск, Наука, 1988. – 244 с.
5. Васильевский Р.С., Дроздов Н.И. Палеолитические скульптурные изображения из Восточной Сибири // Пластика и рисунки древних культур – Новосибирск, Наука, 1983. С. 59–65.
6. Дроздов Н.И. Каменный век Северного Приангарья. Автореферат дисс.канд.истор.наук. – Новосибирск, 1981. – 16 с.
7. Дроздов Н.И., Лаухин С.А. Палеолитическое местонахождение в устье р. Кова (среднее течение Ангары) // Древние культуры Сибири и Тихоокеанского бассейна – Новосибирск, Наука, 1979. С. 38–41.
8. Дроздов Н.И., Чеха В.П. Палеомерзлотные явления на палеолитической стоянке Усть-Кова и проблемы сохранности культурных слоев // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки. – Новосибирск, 1990. С. 174–180.
9. Дроздов Н.И., Чеха В.П. Палеокриогенез, палеогеохимия и вопросы реконструкции климатов четвертичного периода (бассейны Енисея и Ангары) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. Вып. 1. С. 163–177.
10. Лаухин С.А., Дроздов Н.И., Панычев В.А., Орлова Л.А. Усть-Кова на Ангаре – самая древняя датированная радиоуглеродным методом палеолитическая стоянка между Уралом и Леной // Доклады АН СССР, 1980. Т. 254. № 2. С. 182–185.
11. Шмидт И.В. К проблемам переосмысления образности фигурки из Усть-Ковы // Археология, этнография, палеоэкология Северной Евразии: проблемы, поиск, открытия. Матер. II РАЭСК – Красноярск, 2011. – С. 9–11.
12. Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири (бассейн Енисея). Путеводитель экскурсии Международного симпозиума / Дроздов Н.И., Чеха В.П., Лаухин С.А., Акимова Е.В., Кольцова В.Г., Артемьев Е.В., Бокарев А.А., Леонтьев В.П., Викулов А.А./ – Новосибирск: Изд-во Института истории, филологии и философии СО АН СССР, 1990. – 184 с.



ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА  
БЕЗЫМЯННОГО В РАЙОНЕ РЕКИ КОЛА  
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

DIATOM ASSEMBLAGES IN THE BOTTOM  
SEDIMENTS OF THE LAKE BEZYMIANNOE  
FROM KOLA RIVER REGION (KOLA  
PENINSULA)

А.Н. Алексеева, Д.С. Толстобров

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия,  
alexeeva@geoksc.apatity.ru

A.N. Alexeeva, D.S. Tolstobrov

Geological institute KSC RAS, Apatity, Russia

Представлены результаты изучения литологии и диатомовой флоры донных отложений безымянного озера, расположенного на правом берегу реки Кола, северо-восточнее пос. Молочный (Кольский полуостров). Материалы были получены в ходе полевых исследований в 2011 г. Отбор кернов донных отложений общей мощностью 0.99 м. производился в зимнее время со льда при помощи ручного поршневого бура. Абсолютная отметка уреза воды в озере – 50 м над уровнем моря (н.у.м.).

По литологическим признакам в керне была установлена последовательность осадков, представленных снизу-вверх: – переслаиванием глины и алевролита на глубине 5.16–5.39 м (глубина указана от поверхности воды в озере) от светло-серого до темно-серого цвета, слойки мощностью от 1 до 4 мм; – гиттией темно-коричневой до черной, монотонной, плотной на глубине 5.09–5.16 м, – коричневой, слоистой (мощность слойков от 1 мм до 1 см) на глубине 4.77–5.09 м, – темно-коричневой, монотонной, в верхней части с макроостатками растений на глубине 4.60–4.77 м; – переслаиванием коричневой гиттии и светло-серого алевролита, мощность слойков от 1 до 3 см, с макроостатками растений на глубине 4.40–4.60 м.

Из донных отложений озера было изучено 18 образцов, отобранных с интервалом опробования от 2 до 9 см на диатомовый анализ. При просмотре образцов было выявлено 155 таксонов диатомовых водорослей. Названия таксонов уточнялись по определителям Крамера и Ланге-Берталота (Krammer, Lange-Bertalot, 1986–1991), а также по «An Atlas of British Diatoms» (1996). По всему разрезу отмечается богатая и разнообразная диатомовая флора, в составе которой абсолютное господство принадлежит пресноводным видам (рис. 1).

В самой нижней части разреза, сложенной глиной с алевролитом (глубина 5.16–5.39 м), доминируют индифферентные виды (около 70 %), представленные в основном бентосными *Diploneis finnica* (Ehrb.) Cl., *Diploneis parva* Cl., *Encyonema silesiacum* (Bleisch) D.G. Mann, *Eunotia diodon* Ehrb., *E. formica* Ehrb., *Fragilaria capucina* Desm., *F. constricta* Ehrb., *Meridion*

*circulare* var. *constrictum* (Ralfs) V.H., *Placoneis elginensis* (Greg.) E.J. Cox, *Sellaphora laevisima* (Kütz.) D.G. Mann, различными видами *Pinnularia* (*P. gibba* Ehrb., *P. nodosa* (Ehrb.) W. Sm., *P. microstauron* (Ehrb.) Cl., *P. borealis* Ehrb., *P. viridiformis* Kram.), *Tetracyclus glans* (Ehrb.) Mills и др., а также планктонно-бентосные виды *Gomphonema acuminatum* Ehrb., *G. parvulum* Kütz., *G. truncatum* Ehrb., *Stauroneis anceps* Ehrb. и др. Также в этом интервале обнаружены галофобы (около 30 %), которые представлены донными формами – *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D.T., различными видами *Eunotia* (*E. glacialis* Meist., *E. incisa* Greg. var. *incisa*, *E. praerupta* Ehrb., *E. serra* var. *tetraodon* (Ehrb.) Nörpel), а также планктонно-бентосными – *Tabellaria fenestrata* (Lungb.) Kütz., *T. flocculosa* (Roth) Kütz.

В интервале глубиной 5.09–5.16 м в темно-коричневой гиттии диатомовая флора представлена индифферентными и галофобными видами, в основном это донные виды: *Cymbella gracilis* (Ehrb.) Kütz., *Eunotia vanheurckii* (Ehrb.) Grun., *E. incisa* Greg. var. *incisa*, *E. serra* var. *tetraodon* (Ehrb.) Nörpel, *Fragilaria capucina* Desm., *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D.T., *Pinnularia biceps* Greg., *Tetracyclus glans* (Ehrb.) Mills, а также планктонно-бентосные виды – *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simonsen, *A. lacustris* (Grun.) Kram., *Gomphonema acuminatum* Ehrb., *Tabellaria fenestrata* (Lungb.) Kütz., *T. flocculosa* (Roth) Kütz.

Диатомовый комплекс в интервалах глубиной 4.77–5.09 м и 4.60–4.77 м, сложенных коричневой гиттией, слоистой и гиттией темно-коричневой, монотонной, соответственно, представлен в равных пропорциях галофобами и индифферентами. Галофобы представлены донными формами: видами *Brachysira* (*B. brébissonii* R.Ross, *B. serians* (Bréb.) Round & D.G.Mann), *Cymbella gracilis* (Ehrb.) Kütz., различными видами *Eunotia* (*E. hexaglyphis* Ehrb., *E. incisa* Greg. var. *incisa*, *E. pectinalis* (Kütz.) Rabenh., *E. praerupta* Ehrb., *E. serra* var. *serra* Ehrb., *E. serra* var. *tetraodon* (Ehrb.) Nörpel), *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D.T., *Pinnularia macilenta* Ehrb., *P. rhombarea* Krammer, а также планктонно-бентосными видами: *Aulacoseira paffiana* (Reinsch) Krammer, *Tabellaria*

*fenestrata* (Lungb.) Kütz., *T. flocculosa* (Roth) Kütz. Среди индифферентов следует выделить следующие бентосные виды: *Cymbopleura inaequalis* (Ehrb.) Krammer, *Encyonema hebridicum* (Greg.) Grun., *Eunotia arcus* Ehrb., *E. diodon* Ehrb., *E. faba* (Ehrb.) Grun., *E. bigibba* Kütz., *Fragilaria capucina* Desm., *F. constricta* Ehrb., *Pinnularia biceps* Greg., *P. viridiformis* Krammer, *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrb., *Tetracyclus glans* (Ehrb.) Mills; планктонно-бентосные: *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simonsen, *A. lacustris* (Grun.) Krammer, *Fragilariforma virescens* (Ralfs) D.M. Williams & Round, *Staurosira venter* (Ehrb.) H. Kobayasi. Появляется планктонный вид *Aulacoseira subarctica* (O. Müll.) Haworth.

В верхней части разреза донных отложений, соответствующей гиттии с алевроитом (глубина 4.40–4.60 м), также доминируют диатомовые водоросли с господством индифферентов и галофобов из родов *Aulacoseira* Thw., *Eunotia* Ehrb., *Fragilaria* Lyngb., *Frustulia* Rabenh., *Tabellaria* Ehrb., *Tetracyclus* Ralfs и др. Кроме того, увеличивается роль планктонных форм *Aulacoseira subarctica* (O. Müll.) Haworth, *Cyclotella meneghiniana* Kütz.

Следует отметить, что предыдущими исследованиями (Никонов, 1964) на более высоких абсолютных отметках были установлены морские осадки. Так диатомеи морского генезиса (*Melosira sulcata* var. *crenulata* и обломки *Centrales*) были обнаружены при изучении террасовых отложений в Кольской депрессии на высоте около 100 м н.у.м. на правом берегу р. Кола, вблизи впадения ее в оз. Мурдозеро. Кроме того, на северном и западном берегах оз. Колозеро, на террасах высотой 151–152 м н.у.м. в песках с горизонтальной слоистостью из 19 видов дитомовых 5 видов оказались морскими и 6 – пресноводно-солонатоводными (Никонов, 1964).

Из представленных данных следует сделать выводы:

1. Поскольку в донных отложениях озера безымянного, расположенного в долине реки Кола на абс. высоте 50 м н.у.м., обнаружены представители только пресноводной диатомовой флоры, то, соответственно, данный водоем был пресноводным на всем протяжении своего существования. Здесь доминируют в основном донные формы диатомовых

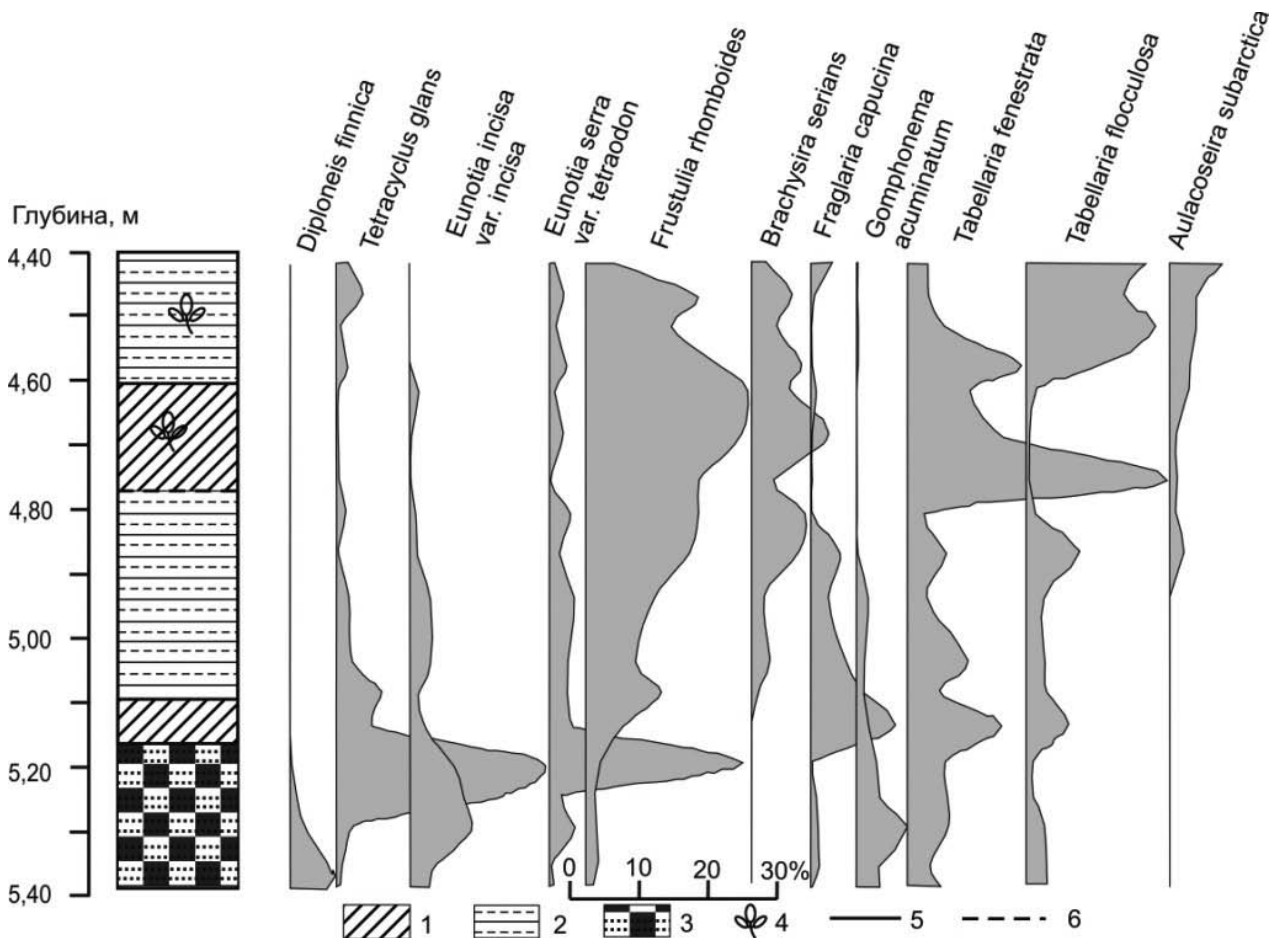


Рис. 1. Распределение диатомей в осадках безымянного озера с абс. отм. 50 м н.у.м. (правый берег реки Кола). Условные обозначения: 1 – гиттия монотонная, 2 – переслаивание гиттии и алевроита, 3 – переслаивание глины и алевроита, 4 – остатки растений; контакты: 5 – резкий, 6 – градиционный

водорослей, что говорит о мелководности водоема, и только в верхней части разреза происходит увеличение доли планктонных форм, указывающих на повышение водности.

2. Наличие морских осадков на более высоких отметках свидетельствует, что по Кольской депрессии происходило проникновение морских вод возможно в ходе позднеледниковой морской трансгрессии. Пресноводный характер диатомовых водорослей в осадках водоема на высоте 50 м н.у.м

говорит о том, что, в это время котловина изученного озера была блокирована льдом.

Авторы благодарят заведующего лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольку В.В., с.н.с. Корсакову О.П., с.н.с. ИГ КарНЦ РАН Шелехову Т.С., а также к.б.н. Денисова Д.Б., аспирантку ГИ КНЦ РАН Стешенко Е.Н. за помощь в полевых работах и полезные консультации в подготовке доклада. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00791-а.

### Список литературы

1. Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.-Л., 1964, 183 с.
2. *An Atlas of British Diatoms* /edited by P. A. Sims. Biopress Ltd., the Orchard, Clunage Road, Bristol, England, 1996.
3. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Naviculaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, 1986.
4. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, 1988.
5. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, Stuttgart, 1991 (a).
6. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu, Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis. VEB Gustav Fischer Verlag. Jena, Stuttgart, 1991 (b).

# ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА И ЛАНДШАФТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ | THE EVOLUTION OF CLIMATE AND LANDSCAPES OF AZERBAIJAN IN THE MIDDLE PLEISTOCENE

Б.Д. Алескеров, Г.Ш. Мамедова

*Институт географии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан  
aleskerov.b@mail.ru*

**B.D. Aleskerov, G.Sh. Mamedova**

*Institute of Geography of the National Academy of Sciences of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan*

Среднему плейстоцену в Азербайджане соответствует нижнехазарское время, включающее как трансгрессивную эпоху, соответственно нижний хазар, и регрессивную фазу между ранне- и позднехазарскими трансгрессиями. Трансгрессия отвечает миндель-рисскому (лихвинскому) межледниковью, регрессия – рисскому (днепровскому) оледенению.

Нижнехазарские отложения в большинстве случаев не поддаются расчленению, только в низовьях Волги нижнехазарские отложения подразделяют на палеосингильские, сингильские и косожские слои, образовавшиеся во время трансгрессий. Холодная фауна и флора сингильских отложений очень долгое время были основанием для помещения нижнего хазара в ледниковое время, и соответствующего вывода о причинах трансгрессий Каспия. Однако, открытая, почти повсеместно, холодная фаза в межледниковье миндель-рисс позволяет объяснить особенность сингильской трансгрессии. Холодная фаза внутри межледниковья повсеместно отмечается довольно суровыми климатическими условиями. Соответствие сингильских слоев холодной фазе внутри миндель-рисского (лихвинского) межледниковья позволяет и у нас в межледниковье выделить три фазы, соответствующие подразделениям нижнего хазара. Первая и третья фазы – палеосингильская и косожская – соответствуют теплым фазам, а вторая – сингильская – холодной фазе между ними. Сингильская трансгрессия – единственная, происшедшая в итоге похолодания, точнее, в результате уменьшения испарения, и выявляемая по отложениям (Мамедов и др., 2002). К сожалению, такого же расчленения отложений для периода регрессии между ранне- и позднехазарской трансгрессиями произвести пока невозможно.

Для теплого (межледникового) и холодного (ледникового) периодов среднего плейстоцена Азербайджана нами составлены палеоклиматические и ландшафтные карты. Период максимума раннехазарской трансгрессии (вероятнее всего палеосингильской), является наиболее теплым временем раннего хазара. Климат в это время был теплее современного, но менее теплым, чем во время позднебакинской трансгрессии (мучапское межледниковье). Годовые температуры превосходили

современные на 1,5°, январские на 2°, а среднеиюльские почти не отличались от современных.

Прежде всего, необходимо отметить, что в нижнем хазаре Каспийское море занимало огромную площадь и доходило до города Мингечаура. Такая площадь морского пространства не могла не повлиять существенно на климатические условия. В первую очередь это проявилось в распределении среднегодового количества осадков и соответственно ландшафтов. Как показывают палеоклиматические реконструкции, количество осадков в районе Сиазани составляло 500–800 мм, что в два раза влажнее современного. Выше были и температуры, в основном за счет январских температур. При почти современных среднеиюльских температурах среднегодовые были выше современных на 1,5°C, а среднеянварские – на 2°C. Таким образом, можно сказать, что в межледниковые периоды именно теплые зимы определяли теплые климатические условия.

Высокие среднегодовые температуры по сравнению с современными были более низкими относительно позднебакинских. Такая же картина наблюдается и с распределением среднеянварских температур, только здесь разница между раннехазарскими и современными температурами намного больше – до 3°C. Надо отметить, что наиболее жаркие сейчас районы в то время находились под водами Каспия и поэтому максимумы среднеиюльских температур для территории Азербайджана были ниже современных. Для периодов трансгрессий имеются и данные о температуре морской воды в летний период. Интересно, что по этим данным температура поверхностного слоя моря была на 2–3° ниже современной – и составляла 20–21°C (Султанов, 1982).

В целом, сравнение периода раннехазарской трансгрессии с предыдущими и последующими межледниковьями показывает, что происходило дальнейшее иссушение климата и похолодание. Первое видно из сравнения количества осадков в раннехазарское время по сравнению с позднебакинским. Хотя в раннехазарское время осадков по сравнению с современным было еще много, но уже значительно меньше, чем в позднебакинское. Также отмечаются более теплые условия в раннехазарское



время, чем в период следующего межледниковья (поздний плейстоцен).

Ландшафты раннехазарского времени не отличались большим разнообразием. Значительную часть территории Азербайджана выше 300–400 м занимали смешанные широколиственные леса. Горными лугами были заняты только высокогорья, а прибрежные районы – субсерофильными разнотравно- и полынно-лаковыми формациями. Широколиственные леса с участием вечнозеленых пород занимали значительную площадь в нижнем горном поясе на северо-восточных склонах Большого Кавказа и в Талыше.

В конце раннехазарского времени, точнее в период регрессии между ранне- и позднехазарскими трансгрессиями во время днепровского (рисского) оледенения климат был довольно суровым. Снеговая граница проходила на высоте около 2000 м, т.е. почти на 2000 м ниже современной (по данным пещеры Азых). В это же время по данным пещеры Кударо в Западном Закавказье снеговая линия также находилась на высоте около 2000 м. Следовательно, в период среднеплейстоценового оледенения в Азербайджане снеговая граница определялась только распределением тепла, дефицита осадков не было. А последние означает, что в ледниковый период на уровне снеговой границы количество осадков было не менее 1500 мм, а среднегодовая температура составляла 0°C.

В целом в конце раннего хазара среднегодовые температуры были на 2–3°, среднеянварские – на 6–9°, среднеиюльские – на 9–10° ниже современных.

Наиболее суровые условия в конце раннего хазара просматриваются по распределению среднеянварских температур. В это время по всей территории Азербайджана температуры января не поднимались выше 0°C. На огромной территории, располагавшейся до горизонтали 1000 м господствовали среднеянварские температуры от 0 до -6°C, в низкогорьях и среднегорьях до 2000 м от -6 до -12°C. Выше, в районах покрытых ледниками, среднеянварские температуры опускались до -15° и ниже.

Осадков, как уже отмечалось, выпадало сравнительно много, и ледники покрывали все районы,

в которых имелись подходящие температурные условия. По нашим вычислениям в районе стоянки Азых (Мамедов и др., 1982) в это время было около 900–1000 мм осадков, что более чем в два раза превосходит современное количество осадков здесь (Справочник, 1979).

В целом климатические условия конца раннего хазара были более суровыми, чем в первой половине тюркянского (раннеплейстоценового) времени.

Описанные выше климатические условия конца раннего хазара определяли и развитие ландшафтов. Как уже отмечали, весь район выше 2000 м был покрыт постоянными ледниками. Следующий горный пояс в пределах от 2000 до 1000 м был занят альпийскими и субальпийскими лугами. Смешанные широколиственные леса занимали сравнительно небольшую горную зону между высотами 1000–3000 м. Только местами леса спускались несколько ниже в Алазань – Агричайскую долину, Кусарскую равнину и Талышские горы. В двух последних районах нижнюю часть лесного пояса занимали широколиственные леса с участием вечнозеленых пород. Сейчас же подобные леса сохранились только в Талыше (Прилипко, 1970).

Ландшафты Куринской впадины были представлены субсерофильными разнотравно- и полынно-злаковыми формациями. Предгорные же зоны были заняты кустарниковыми формациями и редколесьем (Мамедов и др., 1992).

Таким образом, сравнение климатов и ландшафтов среднего плейстоцена Азербайджана с таковыми более ранних и более поздних периодов показывает, что происходит эволюция климатов и ландшафтов. Она выражается в аридизации, континентализации и похолодании климата, что приводит к постепенному увеличению аридных ландшафтов и обеднению их разнообразия. Чередование различных климатических условий – смена ледниковых холодных эпох межледниковыми теплыми также является причиной смены лесных ландшафтов ландшафтами открытых пространств – степями в предгорьях, горными лугами в среднегорье и гляциальными – в высокогорье.

### Список литературы

1. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Плейстоцен Азербайджана. Баку: Nafta-Press. 2002, 190 с.
2. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д., Сулейманов М.Б., Сулейманов М.А. Палеогеография района древне палеолитической стоянки Азых в эоплейстоцене и в плейстоцене. / Физическая география и геоморфология. Баку: Изд. АГУ. 1982, с. 47–51.
3. Мамедов А.В., Мусеибов М.А., Алескеров Б.Д., Тагиева Е.Н. Основные этапы развития растительности Азербайджана в среднем плейстоцене. // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. 1992, № 1.
4. Прилипко Л.И. «Растительный покров Азербайджана» Баку: Элм, 1970. 170 с.
5. Справочник по климату СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976, вып. 15, ч.2; 1979, ч. 4, вып 15.
6. Султанов К.М., Исаев С.А. Палеобиогеохимия моллюсков Азербайджана. Баку: Элм, 1982, 180 с.

**СООТНОШЕНИЯ  
ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ  
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
В ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ  
ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ  
ЦИКЛАХ\*** | **THE RELATIONS  
OF THE PEDOGENESIS  
AND THE SEDIMENTATION  
IN GLOBAL AND REGIONAL  
DENUDATIONAL-ACCUMULATIVE  
CYCLES**

**В.М. Алифанов**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
alifanov\_v@mail.ru*

**V.M. Alifanov**

*Institute of physicochemical and biological problems of soil science of the RAS, Pushchino, Russia*

Вопросы соотношения почвообразования и континентального осадконакопления, касающиеся изучения роли педосферы в глобальных и региональных денудационно-аккумулятивных циклах, обсуждаются в научной литературе с возникновением первых дискуссий о происхождении лёссов и лессовидных суглинков в качестве почвообразующих пород (Берг, 1947). Многовариантность построения генетических моделей зональных почв может быть связана с недоучетом того факта, что почвообразующие породы голоценовых почв и собственно почвы формировались в разных климатических макроциклах развития природных процессов (межледниково-ледниковых) (Гугалинская, Алифанов, 2005). Почвообразующие породы, являясь сложно построенной толщей, состоящей из морфологически слабо выраженных инициальных погребенных почв или элементарных почвенных образований (ЭПО), формировались в конце позднеплейстоценового макроцикла (в поздневалдайское время). Активное почвообразование – голоценовое – началось на проработанной перигляциальным почвообразованием толще в самом начале современного макроцикла, совпавшим с началом голоценового межледниковья, при намечающейся дифференциации широтной зональности. Выявление поздневалдайских, главным образом, предголоценовых слабо выраженных ЭПО в толще почвообразующих пород, а также возможных причин формирования почвообразующих пород, построенных из таких образований, составляют главную задачу в рамках представленной работы.

Исследования особенностей формирования поздневалдайских почвообразующих пород голоценовых почв в центре Восточно-Европейской равнины проводили в 2009–2012 гг. на северо-восточном склоне Среднерусской возвышенности в области формирования серых лесных почв и северных под-

типов черноземов (Тульская область, Венёвский район, известняковые карьеры). В обнажениях карьеров вскрываются толщи позднеплейстоценовых отложений, состоящих из нескольких стратиграфических горизонтов: современной почвы, погребенных почв (ПП) и ЭПО, лессовидных суглинков и подстилающей красно-бурой морены. В строении этих толщ наблюдается большая литологическая пестрота и неоднородность, связанные с палеокриогенным микрорельефом.

В стенках одного из карьеров (ареал современных черноземов) были обнаружены палеокриогенные крупные клиновидные грунтовые структуры (ККГС), внедряющиеся из лессовидных суглинков в морену. ККГС располагались с определенной закономерностью: расстояние между ними составляло в среднем 16–20 м. Такое расположение свидетельствует о былом существовании здесь крупной палеокриогенной полигональной трещинной системы. Одна из ККГС была вскрыта в разрезе 1–2009.

Надморенная толща покровных лессовидных суглинков здесь имеет большую для данных отложений в центре Восточно-Европейской равнины мощность. Особенно интересна толща тем, что составляющие её ЭПО также имеют большую мощность и хорошую выраженность, придавая толще слоистость, что встречается весьма редко (рис. 1, верхний). Стенка разреза на участке с 1 по 7 м относится к палеокриогенному блочному повышению, а стенка разреза на участке с 7 по 14 м расположена над палеокриогенным межблочным понижением, сформированным над ККГС.

Мы предполагаем, что накопление почвообразующих пород исследованных в данном разрезе оподзоленных и выщелоченных черноземов началось с погребения ККГС новым материалом, то есть около 15–16 тыс. лет назад. Радиоуглеродный возраст первой от современного гумусового горизонта погребенной почвы, расположенной на глубине около 2-х м, составляет  $12\ 850 \pm 1100$  лет (ГИН-14221).

\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 11-04-00354).

Наличие палеокриогенных признаков самых разных форм – от ККГС до языковато-клиновидных и солифлюкционных образований – является яркой морфологической особенностью всей надморенной толщи рассматриваемых суглинков. Проявление языковато-клиновидных образований усиливается на участках, находящихся над ККГС; активное проявление следов солифлюкции приходится на участки склонов блоков в системе погребенного полигонально-блочного микрорельефа. Новыми фактами являются: существование ЭПО (или почвенно-литологических слоев) в нижней части толщи лессовидных суглинков; разная степень выраженности ЭПО на блоке и в межблочье; разное количество ЭПО на блоке и в межблочье (на блоке вскрыто 10 ЭПО, в межблочье – 7 ЭПО).

Наличие ККГС и сформировавшегося над ней межблочного понижения имело результатом изменения в строении и свойствах современной и погребенных почв на участке межблочного понижения: увеличение мощностей гумусовых горизонтов всех почв, усиление кислотности и степени оподзолен-

ности современного чернозема, появление во всех почвах иллювиального ожелезненного горизонта, который отсутствует в почвах на блоке. Для современных черноземов весь комплекс различий почв имеет результатом изменение процессов почвообразования на высоком таксономическом ранге – подтиповом: на блоках формируются черноземы выщелоченные, в межблочных понижениях – черноземы оподзоленные.

В карьере в ареале серых лесных почв (рис. 1, нижний; разрезы 1–2011 и 1–2012; длина разреза 24 м, глубина на отдельных участках до 7–8 м), толща суглинков, подстилаемых мореной, имела следующее стратиграфическое строение. Первый (верхний) стратиграфический горизонт представлен современной серой лесной почвой мощностью до 2 м. В нижней половине почвы залегает горизонт «гумусовых зеркал» (ГЗ), покрывающих вертикальные стенки граней крупных столбчато-глыбистых структурных отдельностей. Генезис горизонта ГЗ связан с вертикальной миграцией суспензий и растворов и формированием глинисто-гумусовых

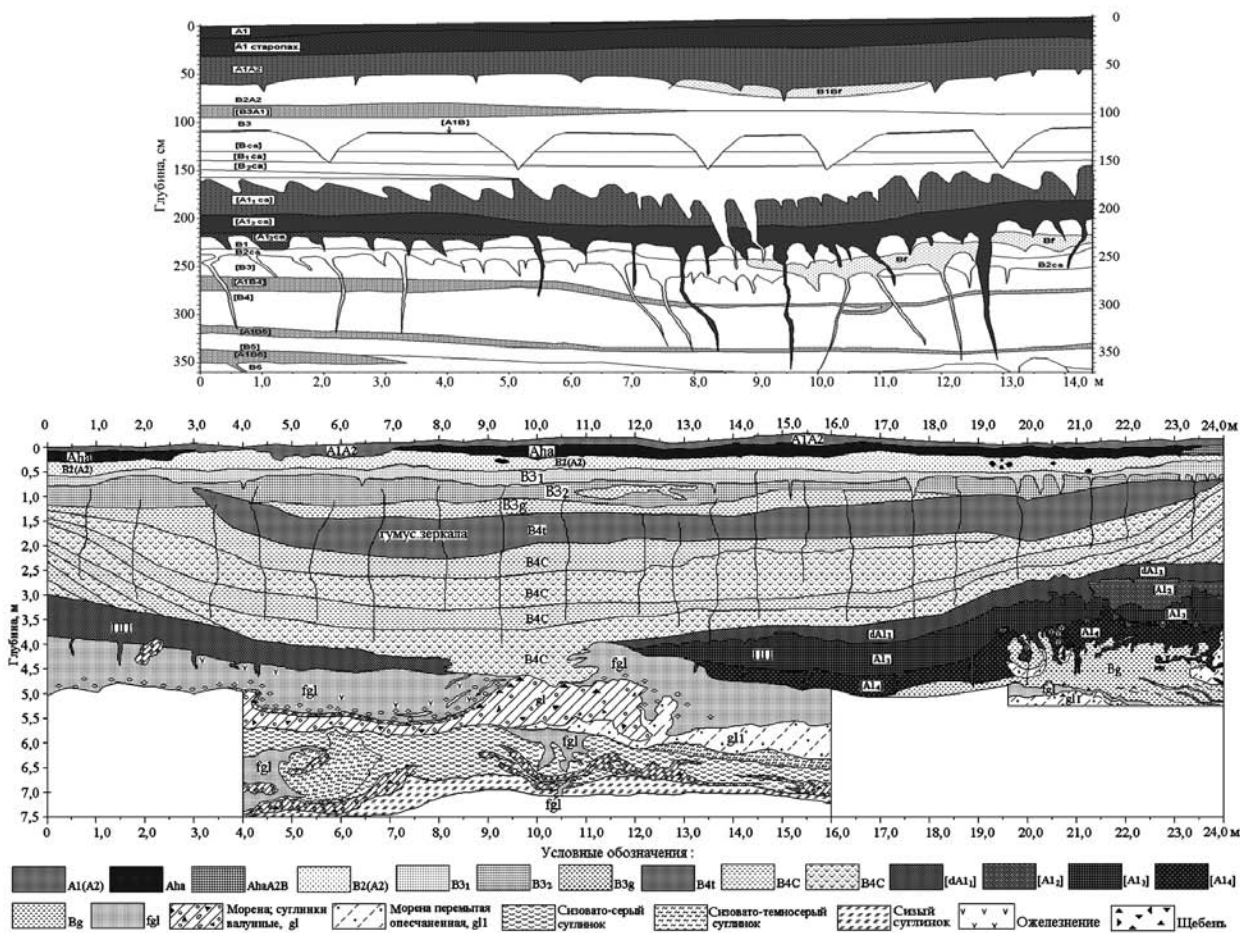


Рис. 1. Стратиграфические схемы строения почв: сверху – черноземов, поздневалдайских ЭПО и покровных суглинков (разрез № 1–2009). A1, B2A2, B3, [B3A1], [A1<sub>2</sub>ca], [B4] и др. – генетические горизонты современных и погребенных почв. Штриховкой разной интенсивности показаны гумусовые горизонты современной и погребенных почв; внизу – схема строения профиля разрезов 1–2011 и 1–2012



кутан на вертикальных стенках трещин. Второй стратиграфический горизонт представлен суглинком, имеющим литогенную слоистость охристых и палевых оттенков с общим вогнутым вниз залеганием прослоев. Третий стратиграфический горизонт представлен ПП, главной особенностью которой является ее фрагментарность за счет разорванности в центре межблочного понижения. ПП имеет сильно криотурбированный, хорошо развитый гумусовый горизонт серого цвета, состоящий из нескольких подгоризонтов. Четвертый стратиграфический горизонт представлен толщиной палево-охристых песчано-гравийных флювиогляциальных отложений, залегающих между ПП и мореной. Пятый стратиграфический горизонт представлен чередованием разных по составу и генезису пород: красно-бурой, суглинистой, опесчаненной, с включениями щебня мореной (в разной степени перемытой, переотложенной), переотложенными оглееными суглинками, в разной степени пропитанными гумусом, палево-охристыми флювиогляциальными отложениями. Границы между этими прослоями очень неопределенны. Суглинки и флю-

виогляциальные отложения часто в виде крупных языков-клиньев проникают в морену; наблюдаются солифлюкционные завихрения материала самой морены и палево-охристых песчано-гравийных флювиогляциальных отложений.

Таким образом, суглинистые почвообразующие породы центра Восточно-Европейской равнины формировались в результате не только процессов осадконакопления, но и процессов почвообразования. Дифференциация природных процессов, влияющих на почвообразование, в поздневалдайское время осуществлялась, в основном, на региональном и локальном уровнях. Во времена поздневалдайских интерфазальных потеплений создавались условия для развития почв, но почвы, вероятно, были настолько специфическими и слабо выраженными, что ранее они не выделялись и не рассматривались как самостоятельные почвенные образования. Предполагаем, что процесс морфолито-педогенной цикличности может рассматриваться как механизм формирования поздневалдайской толщи суглинистых почвообразующих пород голоценовых почв.

#### Список литературы

1. Берг Л.С. Климат и жизнь. М.: Огиз-Географгиз, 1947. 356 с.
2. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Позднеплейстоценовый морфолито-генез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 66. М.: ГЕОС, 2005. С. 33–42.



ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ  
ОСТРОВА ИТУРУП  
(КУРИЛЬСКИЙ АРХИПЕЛАГ)  
В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ  
КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ  
ОСАДКОВ ОЗЕР

CHANGING OF ENVIRONMENTS  
ON ITURUP ISLAND  
(KURIL ARCHIPELAGO)  
DURING THE HOLOCENE  
BASED ON MULTIPROXY DATA FROM  
LAKE SEDIMENTS

П.М. Андерсон<sup>1</sup>, А.В. Ложкин<sup>2</sup>, П.С. Минюк<sup>2</sup>, А.Ю. Пахомов<sup>2</sup>, М.В. Черепанова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США; pata@u.washington.edu

<sup>2</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан; lozhkin@neisri.ru

<sup>3</sup>Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

P.M. Anderson<sup>1</sup>, A.V. Lozhkin<sup>2</sup>, P.S. Minuyk<sup>2</sup>, A.Yu. Pakhomov<sup>2</sup>, M.V. Cherepanova<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

<sup>2</sup>Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan

<sup>3</sup>Institute of Biology and Soil Science, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Остров Итуруп относится к территории, определяющей климатические и биогеографические связи между арктической и субарктической, умеренной и тропической зонами. Эта дальневосточная территория является также важнейшей частью Азиатско-Австралийского пересечения (PER II), одного из трех глобальных пересечений Полюс-Экватор-Полюс, и представляет, таким образом, вполне определенные интерес для изучения климатические изменений прошлого.

Остров Итуруп самый крупный в Курильском архипелаге. По характеристике растительных сообществ, а не только по своему географическому положению, он относится к южным островам Курильской гряды. Участие в Международном Курильском биокомплексном проекте, предусматривающем реконструкцию природной среды островов Курильского архипелага в период их инициального заселения человеком, позволило получить керны осадков озер о. Итуруп, палинологический анализ которых дал первые непрерывные летописи реакции растительности южных Курил на климатические изменения в голоцене.

С помощью поршневого пробоотборника были подняты керны осадков оз. Касатка вблизи тихоокеанского берега Куйбышевского перешейка в центральной части о. Итуруп (45° 00' с. ш., 147° 43' в. д.) и оз. Малое, также находящегося в районе перешейка, но в 1 км от берега Охотского моря (45° 05' с. ш., 147° 41' в. д.).

Оз. Касатка длиной 2400 м и шириной 400 м имеет ровное дно с глубинами не превышающими 4 м. Абсолютная отметка водной поверхности 15 м. Холмистый рельеф вокруг озера образован дюнами высотой до 40–50 м (максимум 91 м), формирующимися на тихоокеанском берегу 5–4 тыс.

л. н. Окружающий озеро лес сложен в основном березово-широколиственными сообществами с широким распространением клена и дуба. Заметную роль играет лиственница. В долинах небольших ручьев, впадающих в озеро, встречаются заросли сосны стланиковой. На пологих склонах холмов развиваются высокотравные луга и густые насаждения бамбука. Для растительности Куйбышевского перешейка характерны открытые парковые лиственничные леса.

В центре оз. Касатка на глубине 293 см поднят керн длиной 892 см, характеризующий полную мощность осадков, представленных алевритом с остатками водных растений, раковинами моллюсков, прослоями песка. Датирование осадков по радиоуглероду показало следующие результаты: образец в интервале 90–91 см – 2960 ± 30 л. н. (CAMS 143085), 258,5–259,5 см – 2590 ± 45 л. н. (микроскопические остатки органики) (CAMS 136958), 390–391 см – 4075 ± 30 л. н. (CAMS 143086), 449–451 см – 5390 ± 70 л. н. (CAMS 152308), 650–653 см – 7220 ± 140 л. н. (CAMS 142309), 731–734 см – 8480 ± 500 л. н. (CAMS 152310). Экстраполяция <sup>14</sup>C датировок позволяет предположить, что формирование осадков началось около 9500 л. н.

Диатомовый анализ осадков оз. Касатка показал, что 9350–6400 л. н. на месте озера существовала открытая лагуна с активной гидродинамикой (доминируют сублиторальные *Melosira nummuloides*, *Paralia sulcata*, *Cocconeis scutellum*, *Delphineis surirella*, *D. kippae*, *Odontella aurita*, *Triceratium formosum*, *Plagiogramma stauraphorum*, *Grammatophora oceanic*; встречаются неритические виды *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Th. latimarginata*, *Th. gravida*, *Th. hyaline*). В прослое раковин моллюсков на глубине 860 см А.С. Бяков определил *Protothaca staminea*

(Conrad), характерный для литорали и верхней сублиторали вид, встречающийся от раннего плейстоцена до современности на Аляске, Чукотке, Камчатке, Командорских о-вах.

Влияние моря ослабевает и увеличивается роль речного стока 6400–5200 л. н. Постепенно вверх по колонке осадков возрастает участие пресноводных *Fragilaria construens* f. *venter*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Rhopalodia gibba*, *Amphora lybica*). Пресноводное озеро образовалось 5200 л. н. (доминируют *Aulacoseira granulata*, *Fragilaria construens* f. *venter*). В прослоях раковин моллюсков в интервалах 78–80 см и 22–32 см установлены пресноводные или солоноватоводные двустворки *Anadonta* sp.

Спорово-пыльцевые спектры, установленные в осадках оз. Касатка, дают основание полагать, что на тихоокеанском побережье о. Итуруп 9500–2500 л. н. существовали *Betula-Quercus-Alnus* леса с участием *Picea*, *Larix*, *Taxus*, *Pinus pumila*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Acer*, *Magnolia*. Наиболее теплые условия установились 8000–6000 л. н. Этот интервал характеризуется широким распространением таких широколиственных пород деревьев, как *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Acer*. Максимум пыльцы *Quercus* наблюдается в спектрах, отражающих растительность в интервале 6000–4000 л. н., и подчеркивает, по всей вероятности, доминирование сообществ дубовых лесов. Высокое содержание в спектрах пыльцы *Betula* свидетельствует о том, что береза постоянно оставалась одним из основных компонентов лесов, но главным лесообразующим видом береза становится около 4000 л. н.

Последовательная смена пыльцевых зон, аналогичная осадкам оз. Касатка, установлена в осадках оз. Малое. Оз. Малое размером 1600×400 м и абсолютной отметкой береговой линии 10 м находится в зоне развития дюнных полей с поднятиями высотой до 109 м, образованными коренными породами. Глубина озера 2–3 м. В его центральной части пройдены скважины, вскрывшие полную мощность осадков – 1541 см, представленных алевроитами с остатками водных растений, прослоями песка и раковин моллюсков. Для четырех уровней осадков

были получены радиоуглеродные датировки: глубина 75 см – 385 ± 35 л. н. (СAMS 136959), 212 см – 2840 ± 30 л. н. (СAMS 136960), 498 см – 3995 ± 35 л. н. (СAMS 136962), интервал 1035–1040 см – 7025 ± 40 л. н. (СAMS 143089). Экстраполяция датировок показывает, что нижний слой осадков формировался около 10000 л. н.

Палинологический анализ осадков оз. Малое свидетельствует о развитии вблизи охотского побережья о. Итуруп 10000–9500 л. н. елово-березовых лесов с участием *Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*, *Fraxinus*, сообществ *Pinus pumila* и *Duschekia*. 9500–5000 л. н. на острове доминируют березово-широколиственные леса, включавшие *Quercus*, *Juglans*, *Tilia*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus pumila*. 5000–2500 л. н. в строении лесных сообществ существенно возрастает роль *Betula*, хотя *Quercus* остается важным компонентом лесов. Около 2500 л. н. широко распространяются лиственничные леса, сохраняющиеся и в настоящее время. В сравнение, на севере Курильского гряды по данным непрерывных пыльцевых летописей озерных отложений о. Парамушир в теплый период первой половины голоцена 9000–6600 л. н. в растительном покрове доминирует сосна стланиковая. 6600 л. н. начинает постепенно возрастать роль ольховника. 4800 л. н. ольховник и сосна стланиковая образуют высококустарниковые тундровые сообщества, напоминающие современные стелющиеся леса южной Чукотки (Ложкин и др., 2010). Подобная смена растительных сообществ в голоцене в полярных районах Чукотки отражена в пыльцевых спектрах осадков кратерного оз. Эльгыгытгын, но, в отличие, от южных районов региона и северных Курил в растительном покрове восточного сектора Арктики значительную роль играла кустарниковая береза (Lozhkin, Anderson et al., 2007).

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проекты 12-III-A-09-198, 12-II-СО-08-024, 12-05-00286а), Национальным научным фондом США (ARC-0508109, В. Fitzhugh, PI). Мы благодарны Сахалинскому краеведческому музею за помощь в организации полевых работ, Ю.А. Корзун и Т.Б. Соломаткиной за обработку материалов.

### Список литературы

1. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Горячев Н.А., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б., Черепанова М.В. Первая озерная летопись изменений климата и растительности Северных Курил // ДАН, 2010. Т. 430, № 4, с. 541–543.
2. Lozhkin A.V., Anderson P.M., Matrosova T.V., Minyuk P.S. The pollen record from El'gygytgyn Lake: implications for vegetation and climate histories of northern Chukotka since the late middle Pleistocene // J. Paleolimnology, 2007. V. 37, pp. 135–153.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ  
СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ТИЛЛОВ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРЕ  
РОССИИ**

**THE PETROGRAPHIC COMPOSITION  
OF THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE TILLS  
ON THE EUROPEAN NORTH  
OF RUSSIA**

**Л.Н. Андреичева**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
andreicheva@geo.komisc.ru*

**L.N. Andreicheva**

*Institute of geology, Komi Science Centre, Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia*

Исследование петрографического состава обломков пород, содержащихся в горизонтах тиллов на севере Русской равнины, имеет многолетнюю историю. В настоящее время при комплексном изучении отложений неоплейстоцена этот метод по-прежнему остается востребованным, поскольку корреляционная информативность его надежна и регионально выдержана. Для петрографического состава обломочного материала из тиллов характерно сложное и изменчивое сочетание осадочных, магматических и метаморфических пород, содержание которых зависит от рельефа коренного ложа и динамической активности ледника и определяется закономерностями ледникового литогенеза. Среди факторов ледникового литогенеза особая роль принадлежит питающим провинциям, суммарным влиянием которых обусловлено соотношение в составе крупнообломочного материала тиллов эрратических, транзитных и местных компонентов. Как показывают литологические исследования, проведенные в регионе, сочетания эти закономерны и, обычно, проявляются в территориальных и возрастных особенностях тиллов. Детальная характеристика пород питающих ледниковых провинций (удаленных, транзитных и местных) рассмотрена в ряде более ранних публикаций (Андреичева, 1992, 1994, 2002; и др.).

на территории исследований, включающей Тимано-Печоро-Вычегодский регион и смежные с ним Архангельскую и Вологодскую области, формирование тилла первого цикла среднеоплейстоценового оледенения в днепровское (печорское, вологодское) время связано с разными ледниковыми провинциями: северо-восточной и северо-западной. В Тимано-Печоро-Вычегодском регионе печорский тилл ( $Q_{II}^{2rc}$ ) был оставлен покровным ледником, продвигавшимся из Пайхой-Новоземельского центра оледенения, о чем свидетельствует довольно устойчивая юго-юго-западная ориентировка обломков пород в тилле, согласующаяся с особенностями их петрографического состава (табл. 1). Это позволяет считать печорский тилл, формирование кото-

рого на северо-востоке Русской равнины связано с северо-восточной терригенно-минералогической провинцией, надежным геологическим репером при расчленении отложений среднего неоплейстоцена (Государственная геологическая ...1999). Петрографический состав обломков в печорском тилле характеризуется повышенным содержанием карбонатных пород, среди которых преобладают темно-серые и черные, иногда битуминозные известняки и доломиты. С этим тиллом связаны находки обломков ордовик-нижнесилурийских криноидно-мшанковых мраморовидных известняков характерной розовой окраски, полоса распространения которых вытянута в юго-западном направлении от Новой Земли, где имеются их коренные выходы, до нижней Вычегды. В коренном залегании подобные известняки в пределах Тимано-Уральской области неизвестны, поэтому их присутствие однозначно свидетельствует о связи этого тилла с Новоземельской ледниковой питающей провинцией и позволяет квалифицировать эти породы как руководящие валуны. Еще одна особенность печорского тилла состоит в том, что примерно треть всех обломков, заключенных в нем, приходится на продукты ассимиляции местных подстилающих терригенных пород.

Вологодский тилл ( $Q_{II}^{2vl}$ ) на юге Архангельской и севере Вологодской областей, изученный только в скважинах, формировался за счет материала двух питающих ледниковых провинций. на правобережье Северной Двины поставщиком терригенного материала в вологодское время была Северо-Восточная терригенно-минералогическая провинция. На левобережье реки петрографо-минералогические особенности вологодского тилла указывают на его образование за счет материала Фенноскандинавской ледниковой питающей провинции. В петрографическом составе обломков здесь преобладают, составляя до 45 %, светлоокрашенные известняки, происходящие, по-видимому, с Карбонового плато. В шлифах доминируют обломки магматических и метаморфических пород,

включая лейкократовые части амфиболитов, кварц, часто с включениями биотита и в сростках с амфиболами и полевыми шпатами, связанными, скорее всего, с разрушением обломков гранитов и гранитогнейсов. Вывод этот подтверждается и особенностями минерального состава тяжелой фракции вологодского тилла (Андреичева, в печати).

вычегодский тилл ( $Q_{II}^4v\check{c}$ ) в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе содержит, в целом, больше обломочного материала, и он крупнее, чем в печорском тилле, что в соответствии с закономерностями ледникового литогенеза может свидетельствовать об увеличении доли дальнепринесенных компонентов.

палеогеографической особенностью тилла второго цикла среднелепистоценового оледенения в московское (вычегодское) время является формирование его в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе при участии двух питающих провинций. На севере и в центральной части региона для вычегодского тилла характерна ориентировка удлиненных обломков с ЗСЗ на ЮЮВ 270–330° и повсеместное наличие обломков кристаллических пород фенноскандинавского происхождения, на долю которых приходится до 20 %. Представлены они гнейсами, гранитогнейсами, гранитами, амфиболитами, габброидами и их метаморфическими разновидностями. Отмечаются также

Таблица 1

**Литологические критерии расчленения и корреляции среднелепистоценовых тиллов на севере Русской равнины**

Район	Индекс горизонта	Петрографический состав, %						Руководящие валуны, другие характерные породы	Ориентировка обломков
		Группы пород							
		***)I	II	III	IV	V	VI		
*) А	$Q_{II}^2p\check{c}$	28	12	33	12	5	9	Розовые криноидно-мшанковые известняки с Новой Земли. Преобладают местные породы и темноокрашенные известняки	ССВ 0–45°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	15	25	22	15	12	11	Изверженные породы Фенно-скандинавии, тиманские базальты с агатами, опоки, мергели	ЗСЗ 290–330°
Б	$Q_{II}^2p\check{c}$	24	9	37	15	4	11	Преобладают темноокрашенные известняки и доломиты	ССВ 0–45°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	14	20	37	14	4	11	Доминируют светлоокрашенные карбонатные породы	ЗСЗ 270–320°
В	$Q_{II}^2p\check{c}$	4	17	43	9	9	19	Доминируют местные пермские мергели, опоки, полимиктовые песчаники, кремнистые породы	ССВ 0–40°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	6	50	8	17	4	15	Преобладают светлоокрашенные известняки	ЗСЗ-ВСВ 280–10°
Г	$Q_{II}^2p\check{c}$	23	11	32	12	9	13	Розовые мраморовидные криноидно-мшанковые новоземельские известняки	ССВ 20–60°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	12	35	19	12	14	6	Кристаллические породы Фенноскандинавии. Тиманские базальты с агатами	ЗСЗ 285–330°
Д	$Q_{II}^2p\check{c}$	11	29	23	17	7	13	Новоземельские розовые криноидно-мшанковые известняки. Доминируют местные светло-окрашенные известняки карбона	ССЗ-ВСВ 340–60°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	14	15	26	19	14	12	Породы Полярного и Приполярного Урала: амфиболиты, пироксениты, перидотиты, кварциты и кварцитопесчаники девона и ордовика	ВСВ-ВЮВ 80–105°
Е	$Q_{II}^2p\check{c}$	19	18	27	11	10	15	Новоземельские розовые криноидно-мшанковые известняки	ССВ 0–20°
	$Q_{II}^4v\check{c}$	15	13	19	22	15	18	Породы Полярного и Приполярного Урала: амфиболиты, пироксениты, перидотиты, кварциты и кварцитопесчаники девона и ордовика	ВСВ-ВЮВ 45–120°
Ж	$Q_{II}^2vl$							В шлифах: обломки магматических и метаморфических пород, сростки кварца и полевого шпата из гранитов и гранитогнейсов	
	$Q_{II}^4bb$							В шлифах: лейкократовые сростки кварца и полевого шпата из гранитов и гнейсов, обломки андезитов, метадиабазов, измененных метаморфических пород	

\*) А – Черная, нижняя Печора; Шапкина, Колва; Б – Ижма; В – Удора (междуречье Мезени и Вашки); Г – Вычегда+скв. 21; Д – Адзьва, Сейда, Б. Роговая; Ж – средняя Печора; З – Архангельская и Вологодская области.

\*\*) I – палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты, II – палеозойские светло-серые и белые известняки, III – юрские и нижнемеловые терригенные породы, IV – терригенные породы перми и триаса, V – магматические и метаморфические породы, VI – кварциты и кварцитопесчаники.



нефелиновые сиениты, аметисты и агатсодержащие базальты с Северного Тимана, которые можно рассматривать в качестве руководящих. В составе обломочного материала преобладают дальнеприносные карбонатные породы, в группе которых доминирующее количество обломков приходится на светлоокрашенные разности. ориентировка удлиненных обломков в комплексе с петрографическим составом указывает на снос терригенного материала из Фенноскандинавии и Северного Тимана.

на крайнем северо-востоке и востоке региона обломки пород ориентированы в секторе 45–105°. петрографический состав валунно-галечного материала представлен фиолетовыми и розовыми кварцитами и кварцитопесчаниками девона и тельпосской свиты нижнего ордовика, зелеными лавобрекчиями, кварц-эпидотовыми породами, габбродиабазами, амфиболитами, перидотитами, пироксенитами, различными сланцами, в том числе филлитами. Довольно высокая концентрация магматических и метаморфических уральских пород и преимущественно субширотная ориентировка удлиненных обломков в вычегодском тилле свидетельствуют о формировании этого тилла ледниками Полярного и Приполярного Урала.

Бабушкинский тилл ( $Q_{II}^{4bb}$ ), вскрытый скважинами на северо-западе Русской равнины, име-

ет пеструю окраску: на зеленовато-сером фоне выделяются светло-серые кремнистые и белые обломки карбонатных пород размером до 8 мм. Состав обломков пород аналогичен таковому в вологодском тилле. В шлифах наблюдаются обломки осадочных пород, а также андезитов, измененных эффузивных пород, гранатовых амфиболитов, единичные обломки метадиабазов. Основу петрографического спектра составляют кристаллические породы – разнообразные граниты, гнейсы. Кварц, часто с включениями биотита и в сростках с амфиболами, составляет 33 %, что, скорее всего, следует связывать с разрушением обломков гранитов и гранитогнейсов. Формирование тилла происходило за счет терригенного материала из Фенноскандинавской области питания в бабушкинское время во второй половине среднего неоплейстоцена.

Таким образом, для расчленения и корреляций разрезов неоплейстоцена необходимо использовать наиболее устойчивые и регионально выдержанные критерии: петрографический состав крупнообломочного материала, руководящие валуны, указывающие местоположение питающей провинции, соотношение дальнеприносных и местных компонентов в тиллах, а также ориентировку удлиненных обломков.

### Список литературы

1. *Андреичева Л.Н.* Основные морены европейского северо-востока России и их литостратиграфическое значение. СПб: Наука, 1992. 125 с.
2. *Андреичева Л.Н.* Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона // Литология и полезн. ископ., 1994. № 1. С. 127–131.
3. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
4. *Андреичева Л.Н.* Геологическое строение и условия формирования отложений квартера на северо-западе России // Известия Коми НЦ УрО РАН. В печати.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Q-38, 39 – Сыктывкар, м-б 1:1000000 / Под ред. А.С.Лаврова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 266 с.

# К–Ar ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИЛЛОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ

# K-Ar ISOTOPIC DATING OF THE BASAL TILLS AT THE NORTH-EAST OF EUROPE

Л.Н. Андреичева, В.Л. Андреичев

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
andreicheva@geo.komisc.ru andreichev@geo.komisc.ru*

L.N. Andreicheva, V.L. Andreichev

*Institute of geology, Komi Science Centre, Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia*

Проблема корреляции отложений неоплейстоцена и связанных с ним палеогеографических событий чрезвычайно актуальна. Для Тимано-Печоро-Вычегодского региона предпринята попытка стратификации отложений квартера с помощью К–Ar изотопного датирования обломочного материала из разновозрастных основных тиллов. Впервые этот метод для датирования ледниковых отложений в Вологодской области применил А.Я. Крылов с коллегами (Крылов и др., 1976). Поскольку обломки терригенных минералов, образующихся при дезинтеграции кристаллических пород источников сноса, сохраняют информацию о возрасте исходных пород, то изотопные датировки по мелкозеру основных тиллов и по содержащимся в них валунам позволяют диагностировать разновозрастные горизонты тиллов и коррелировать их в удаленных разрезах.

Формирование тиллов разного возраста в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе связано с различными ледниковыми питающими провинциями: Фенноскандинавской на северо-западе и Урал-Пайхой-Новоземельской на северо-востоке (Андреичева, 2002). Кристаллические породы Фенноскандинавской провинции характеризуются К–Ar возрастaми более 1 млрд лет (Геохронология...1973; Пушкарев и др., 1978; Светов, Свириденко, 1995), в то время как К–Ar возраст магматических и метаморфических пород Урал-Пайхой-Новоземельской области сноса в основном не древнее 500 млн лет (Фишман и др., 1981). При движении покровного ледника исходный материал пород центров оледенения разбавляется материалом областей транзита, поэтому изотопные датировки по мелкозеру тиллов, которые корректнее называть «возрастными метками», существенно отличаются от возраста коренных пород, слагающих питающие ледниковые провинции. Однако общая тенденция соответствия «возрастных меток» терригенного материала возрасту исходных пород сохраняется. Мелкозем тиллов северо-западного происхождения характеризуется более древними К–Ar возрастaми по сравнению с тиллами, сформированными Урал-Пайхой-Новоземельским ледником (табл. 1).

Терригенный материал помусовского (окского) тилла нижнего неоплейстоцена ( $Q_1^{6pm}$ ), вскрытого скважиной на нижней Печоре, имеет «возрастную метку» 815 млн лет, что свидетельствует об образовании тилла за счет материала фенноскандинавского источника сноса с существенной примесью осадочных пород перми и триаса, развитых на пути следования ледника в качестве транзитных, и подстилающих мезозойских пород Печорской низменности. На северо-западное происхождение помусовского тилла указывают минерально-петрографический состав и ориентировка обломочного материала. Особенностью петрографических спектров является присутствие северотиманских базальтов с агатами. В минеральном составе в знаковых содержаниях в тилле отмечается самородное серебро, по-видимому, из месторождения цветных металлов, находящегося в 70–80 км северо-западнее широтного отрезка р. Печоры и разрабатываемого в XV веке, что подтверждает направление движения помусовского ледника в юго-восточном направлении.

Мелкозем среднеплейстоценового печорского (днепровского) тилла ( $Q_{II}^{2pc}$ ) имеет «возрастные метки» 288–451 млн лет, что указывает на перемещение материала Урал-Пайхой-Новоземельской питающей ледниковой провинции с породами мезозоя на пути продвижения печорского ледника. Формирование тилла за счет материала, поступавшего с северо-востока, подтверждается минерально-петрографическими особенностями обломочного материала в совокупности с ориентировкой удлиненных обломков пород в тилле. Данное предположение подтверждается и возрастом валуна гранита, равным 245 млн лет. Гранитоиды с аналогичными К–Ar возрастaми известны только в Урал-Пайхой-Новоземельской провинции (Фишман и др. 1981), тогда как на Северном Тимане К–Ar возраст однотипных пород составляет около 600 млн лет (Андреичев, 1998).

Значения «возрастных меток» мелкозема вычегодского (московского) тилла среднего неоплейстоцена ( $Q_{II}^{4vc}$ ) варьируются в интервале 498–660 млн лет. Выдержанная ориентировка удлиненных об-

ломков пород, петрографический состав обломочного материала и особенности состава минералов тяжелой фракции свидетельствуют о формировании его за счет пород Фенноскандинавского центра оледенения, разбавленных материалом более молодых отложений по пути следования покровного ледника. Этот вывод отчетливо подтверждается К–Аг возрастными валунов кристаллических пород (гранитов, диоритов, гнейсов, сланцев) из вычегдского тилла (1345–2015 млн лет) и хорошо согласуется с реконструкцией направления движения ледникового покрова во время второго цикла среднелепистоценового оледенения.

Полученные результаты показывают перспективность метода для установления путей транспортировки терригенного материала, местоположения

питающих провинций и относительного возраста тиллов. «Возрастные метки» не соответствуют времени образования тиллов, а отражают возраст пород – вероятных поставщиков обломочного материала для их формирования. Более эффективным представляется датирование по валунам кристаллических пород, поскольку изотопное калий-аргоновое датирование (возраст) не искажается при движении ледника. Поэтому изотопные датировки однозначно указывают на источник сноса терригенного материала для образования тиллов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программой фундаментальных исследований РАН № 12-У-5–1016 «Верхний плейстоцен на Европейском севере России: палеогеография, седиментогенез, стратиграфия».

Таблица 1

## Результаты К–Аг датирования кластического материала из тиллов

Образец	Материал	Горизонт	K, мас. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ нг/г	Возраст $\pm 2\sigma$ , млн лет
р. Лая, обн. 15 и 27					
15/76	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.81	56.55	402 $\pm$ 18
15/85	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.79	50.80	369 $\pm$ 17
27/170	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.68	45.33	352 $\pm$ 16
27/173	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.60	40.78	335 $\pm$ 15
27/174	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.94	42.02	288 $\pm$ 12
27/443	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.79	54.96	396 $\pm$ 17
27/440	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.78	73.26	513 $\pm$ 25
р. Серчейю, обн. 107					
107/286	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.93	83.16	534 $\pm$ 25
107/1	гранитогнейс	$Q_{II}^4\text{вч}$	3.06	640.00	1775 $\pm$ 40
р. Адзъва, обн. 425					
425/1	гранит	$Q_{II}^2\text{рч}$	3.81	69.20	245 $\pm$ 10
р. Печора, скв. 105-Кипиево					
105/600	мелкозем	$Q_{II}^6\text{рм}$	2.08	148.05	815 $\pm$ 30
105/598	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.88	66.20	448 $\pm$ 20
105/593	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.79	71.10	498 $\pm$ 22
р. Вычегда, обн. 202-Большая Слуда					
202/486	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.62	44.40	357 $\pm$ 16
202/475	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.88	87.60	571 $\pm$ 26
4а/202	диорит	$Q_{II}^4\text{вч}$	0.88	207.40	1910 $\pm$ 75
30/202	диорит	$Q_{II}^4\text{вч}$	0.91	161.95	1595 $\pm$ 65
13/202	гнейс	$Q_{II}^4\text{вч}$	2.72	515.20	1665 $\pm$ 50
17/202	плаггиогнейс	$Q_{II}^4\text{вч}$	0.92	236.10	2015 $\pm$ 80
р. Вычегда, обн. 203-Гавриловка					
203/506	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.55	55.10	451 $\pm$ 20
203/516	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.82	91.45	610 $\pm$ 27
203/526	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.97	108.50	660 $\pm$ 28
5/203	гранит	$Q_{II}^4\text{вч}$	4.60	891.50	1685 $\pm$ 40
20/203	сланец	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.67	302.15	1625 $\pm$ 55
21/203	диорит	$Q_{II}^4\text{вч}$	0.77	106.30	1345 $\pm$ 60
р. Вычегда, обн. 205-Усть-Пожег					
205/534	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.61	44.55	361 $\pm$ 16
205/538	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.95	66.50	435 $\pm$ 19
р. Вычегда, обн. 207-Рябово					
207/2	мелкозем	$Q_{II}^2\text{рч}$	1.56	49.96	411 $\pm$ 18
207/1	мелкозем	$Q_{II}^4\text{вч}$	1.65	72.00	540 $\pm$ 27

При расчете возрастов использованы константы:  $\lambda_e = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ г}^{-1}$ ;  $\lambda_p = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ г}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ ат. \%}$  (Steiger, Jäger, 1977).

### Список литературы

1. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.
2. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
3. Геохронология СССР. В 3 т. Т. 1. Докембрий / Ред. Половинкина Ю.Ир. Л.: Недра, 1973. 350 с.
4. *Крылов А.Я., Соколова В.Е., Аляпишева О.А., Авдейко Г.В.* Источник материала ледниковых отложений района г. Вологды // Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 272–279.
5. *Пушкарёв Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
6. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. науч. центр РАН, 1995. 211 с.
7. *Фишман М.В., Андреичев В.Л., Естафьева А.Д.* Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток европейской части СССР, север Урала, Пай-Хой, Новая Земля). Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1981. 181 с. Деп. в ВИНТИ. № 531–82.
8. *Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission on geochronology: convention on the use decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.



**ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНИЦЫ ЛЕДНИКА  
НЕОЖИДАННЫЙ (П-ОВ ТАЙМЫР)  
ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОБРАБОТКИ  
КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ВЫСОКОГО  
ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ** | **THE CHANGE OF NEOZHIDANNY  
GLACIER'S BOUNDARY  
(TAIMYR PENINSULA)  
DURING LAST DECADES BY HIGH  
RESOLUTION SATELLITE IMAGES  
PROCESSING RESULTS**

**О.М. Антонов<sup>1</sup>, М.А. Быстров<sup>1</sup>, Д.Ю. Большианов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ОП ООО «Геоинжстрой», Санкт-Петербург, Россия

*antonov-work@mail.ru, bystraxan@mail.ru*

<sup>2</sup>ФГБУ «Арктический и Антарктический НИИ», г. Санкт-Петербург, Россия

*bolshiyarov@aari.nw.ru*

**О.М. Antonov<sup>1</sup>, М.А. Bystrov<sup>1</sup>, D.Yu. Bolshiyarov<sup>2</sup>**

*Geoingstroy Ltd., St. Petersburg Department, St. Petersburg, Russia*

*State Research Center «Arctic and Antarctic Research Institute», St. Petersburg, Russia*

Ледник Неожиданный, расположенный в северо-восточной части гор Бырранга на п-ове Таймыр, был обнаружен и назван геологом Г.П. Вергуновым. Сведения об его обнаружении появились в 1948 г. (Говоруха, Попова, 1970). Наряду с несколькими десятками близлежащих малых ледников Неожиданный образует район горного оледенения Таймыра – самую северную систему материкового оледенения Сибири.

Объектом проведенных исследований явилась связанная сеть ледников, обозначенная на топографических картах как единый ледник Неожиданный, включающий в себя (по топонимике, предложенной Л.С. Говорухой в 1970 г):

- собственно ледник Неожиданный с ледниками «притоками»;
- единый комплекс перемётно-долинных ледников Толля-Северный-Южный;
- примыкающие или же примыкавшие ранее висячие и малые долинные ледники

В силу труднодоступности ледников их детальная инструментальная съемка не проводилась с периода последнего обновления топографических карт масштаба 1:200000 в 70-х гг. XX века, сведения об изменении границ являются отрывочными, и, как правило, носят характер слов немногочисленных очевидцев. Наиболее полные исследования выполнены в ходе экспедиции ААНИИ 1967 г. (Говоруха, Попова, 1970; Говоруха, 1971), в ходе которых определены размеры и режим наиболее крупных ледников узла современного оледенения: Неожиданный – Толля-Южный-Северный. Международные и отечественные гляциологические исследования с тех пор обходили стороной данный район и, в частности, в изданиях 'Glacier Mass Balance Bulletin' (GMBB) и др. какая-либо информация о леднике Неожиданный отсутствуют.

Динамика планового положения ледников с 1967 по 2003 г.г. по космическим снимкам определялась М.Д. Ананичевой и Г.А. Капустиным (2010).

В данных Основной таблицы Каталога ледников СССР в формате World Glacier Inventory (WGI, 2009) ледник Неожиданный, как самостоятельный ледник с собственным названием не фигурирует. Фактически в ней учтены 66 малых ледников данного узла, площадь большинства из которых не более 0,1 км<sup>2</sup> и только 4-х превышает 2 км<sup>2</sup>. Максимальную площадь – 4,3 км<sup>2</sup> имеет ледник SU5C16102050, расположенный на абсолютных отметках 780–910 м и соответствующий, судя по координатам каталога, одному из южных ледников-притоков ледника Неожиданный.

Для установления положения современной границы ледникового комплекса использованы цветные космические снимки GeoEye 2009 г. в виде их просмотрной версии (quick-look) с пространственным разрешением 15 м. Сравнительный анализ выполнен по ретроспективным данным панхроматической космической съемки CORONA американской разведывательной миссии Key Hole 1965 г. с пространственным разрешением около 10 м. Съемки выполнены в благоприятный для дешифрирования в условиях Таймыра сезон и в один и тот же период – 24 июля 2009 г. и 20 июля 1965 г. Пространственная привязка снимков и последующая векторизация границ ледника выполнена в ГИС ArcMap 9.3. Качество и спектральные возможности снимка 1965 г. ввиду его исполнения только в видимом диапазоне и на черно-белой пленке не позволяют однозначно отличить ледник от примыкающих к нему снежников-перелетков, что несколько снижает объективность дешифрирования. Тем не менее, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. За прошедшие между двумя периодами съемки основные очертания ледников Неожиданный, Северный, Южный, Толля существенно не изменились и они, по-прежнему, представляют собой два ледниковых тела – юго-западное (ледник Неожиданный) и северо-восточное (ледники Северный, Южный, Толля) с истекающими из них малыми долинными ледниками. В 1965 г. ледники были соединены между собой узкой перемычкой (минимальная ширина чуть более 50 м), расположенной на высоте около 900 м, которая ныне отсутствует.

2. Площадь собственно ледника Неожиданного (юго-западного) с учетом выводных и примыкающих ледников в 1965 г составляла 9,95 км<sup>2</sup>, в 2009–7,05 км<sup>2</sup>. Площадь северо-восточного комплекса перемётно-долинных ледников сократилась с 9,65 км<sup>2</sup> в 1965 г. до 7,31 км<sup>2</sup> в 2009 г. Общее сокращение площади всей ледниковой системы Неожиданного за 44 года составило более 26,7 % – с 19,60 км<sup>2</sup> до 14,36 км<sup>2</sup>.

3. В большей степени уменьшение площади – на 29,1 %, коснулось ледника Неожиданного, в основ-

ном, за счет исчезновения примыкающего ледника на водоразделе первого верхнего правого притока р. Жданова и р. Преградная, а также сокращения площади ледников-притоков в ледосборной седловине ледника. Оценка сокращения всей площади оледенения узла оледенения в горах Бырранга в 17 % за период 1967–2003 гг., выполненная М.Д. Ананичевой и Г.А. Капустиным (2010), сильно не противоречит приведённым данным, т.к. в нашей работе рассматриваются ледники, потерявшие наибольшую площадь, а в указанной работе отмечено, что малые ледники сократились заметно меньше по сравнению с ледниками Неожиданным, Толля, Южным, Северным (Ананичева, Капустин, 2010).

4. Максимальное отступление выводных ледников – более 400 м, отмечено для ледников, открывающихся на северо-запад и северо-восток в бассейны рр. Толля и Преградная, минимальное (около 100 м) – для ледников южной и юго-восточной экспозиции в бассейне р. Ледниковая (ледник Южный).

5. Интенсивное сокращение площади ледника отмечено также за счет «вытаивания» останцов-

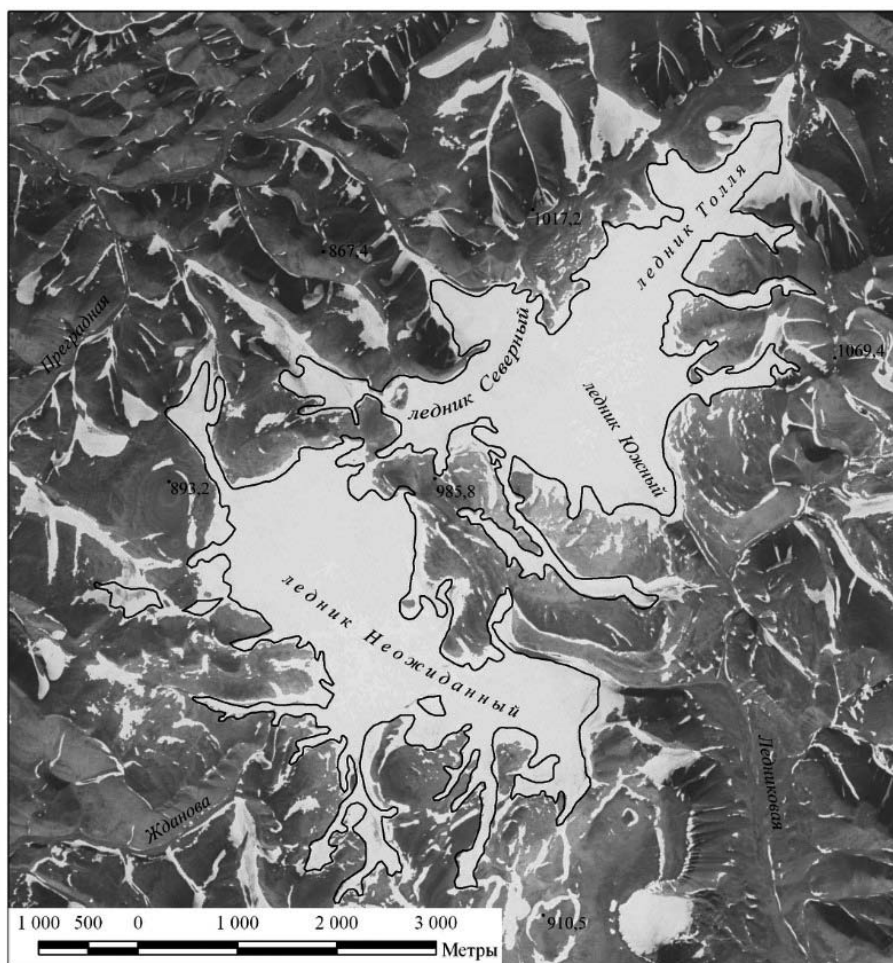


Рис. 1. Ледник Неожиданный на космическом снимке CORONA 1965 г., июль. Сплошной линией обозначена граница ледника, выделенная по космическому снимку 2009 г.

нунатаков по краям ледосборной седловины Неожиданного и, как следствие, увеличения скорости абляции в примыкающим к ним участкам.

6. Отступление границ ледников параллельно самим себе в пределах ледосборных бассейнов не превышает 120 м и, очевидно, связано с общим уменьшением их объема.

Количественно определить уменьшение объема ледников на основании использованных данных пока не представляется возможным. Решение данного вопроса предполагается осуществить на основании интерферометрической обработки современных и ретроспективных радиолокационных снимков.

7. Ледник Неожиданный и другие ледники узла оледенения гор Бырранга отмечены Л.С. Говорухой

(1971) как отступающие в 1967 г. и продолжают отступать, судя по всему, сокращаясь со времён Малого ледникового периода, когда они имели не только площадь абляции, но и площадь аккумуляции, а снеговая линия располагалась значительно ниже современного ее положения.

8. При сохранении существующих темпов абляции в ближайшее десятилетие ожидается дальнейшая деградация ледника Неожиданный (юго-западного массива) с отделением от него юго-восточного выступа площадью более 1,9 км<sup>2</sup>.

9. Данные основной таблицы Каталога ледников СССР нуждаются в уточнении, как в части пространственного положения центров ледников, так и в их размерах.

### Список литературы

1. Ананичева М.Д., Капустин Г.А. Оценка изменений ледников гор Бырранга по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР //Лёд и снег. 2010. № 3 (111). С. 19–26.
2. Основная таблица Каталога ледников СССР // ИГ РАН, Москва, 2009.
3. Говоруха Л.С., Попова Н.М. Узел современного оледенения в горах Бырранга (Восточный Таймыр) // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1970. Т. 102. № 3. С. 245–250.
4. Говоруха Л.С. Современное состояние оледенения гор Бырранга // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1971. Т. 103. № 6. С. 510–516.
5. Каталог ледников СССР: ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Ч.2. Горы Бырранга. Л.:Гидрометеиздат. 1980. 68 с.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОСРЕДЕ  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ:  
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
2011–2013 ГГ.**

**NEW DATA ON PALAEOENVIRONMENT  
OF SOUTH-EASTERN BALTIC REGION:  
RESULTS OF RESEARCHES  
OF 2011–2013**

**Х.А. Арсланов<sup>1</sup>, О.А. Дружинина<sup>2</sup>, Ю.А. Кублицкий<sup>3</sup>, Д.А. Субетто<sup>3</sup>, Л.С. Сырых<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*olga.alex.druzhinina@gmail.com*

<sup>3</sup>Российский государственный педагогический университет им. А. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

**Kh.A. Arslanov<sup>1</sup>, O.A. Druzhinina<sup>2</sup>, Y.A. Kublitsky<sup>3</sup>, D.A. Subetto<sup>3</sup>, L.S. Syrykh<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg

<sup>2</sup>I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

<sup>3</sup>Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg

Главной задачей исследований 2011–2013 гг. является изучение процессов освоения Юго-Восточной Прибалтики (по материалам Калининградской области РФ) первобытными племенами на фоне эволюции природной среды, оценка влияния климатической изменчивости, динамики ландшафтов, изменения уровня и конфигурации гидрографической сети на рубеже плейстоцена и голоцена на расселение человека. Методика исследований предполагает использование объектов палеогидросети для реконструкции поздне- и послеледниковых природных условий Юго-Восточной Прибалтики, а также комплексное исследование памятников археологии с применением палеогеографических методов.

Проведены палеогеографические работы на группе малых озер Виштынецкой возвышенности, продолжено изучение оз. Камышовое, одного из наиболее интересных водных объектов. Сравнение палеогеографических характеристик данного водоема с озерами моренных возвышенностей Литвы и Польши указывает на то, что водоем может относиться в число древнейших на территории области, образование его следует связывать непосредственно с процессами дегляциации территории Виштынецкой возвышенности. Бурение и отбор проб донных осадков на оз. Камышовое в 2012 г. позволили увеличить мощность колонки осадков (использовался торфяной бур с диаметром пробоотборников 7 и 5 см и длиной 1 м). Исследование образцов донного грунта оз. Камышовое предполагает радиометрическое датирование (AMS и  $C^{14}$ ), палинологический, геохимический, тефрохронологический, диатомовый, анализ изотопов ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ) и магнитной восприимчивости и др. виды работ. В лабораториях РГПУ им. Герцена, СПбГУ, Института геологии и географии Вильнюсского университета обрабатывается около 200 образцов грунта, представленных как отложениями послеледниковой стадии развития водоема, так

и голоценовыми осадками: бурыми высокоорганическими сапропелями, серо-бурыми глинистыми сапропелями и темно-серым глинистым алевритом. К настоящему моменту получены предварительные результаты: 1) анализа магнитной восприимчивости осадков – выявлены значительные изменения параметра от  $-5 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  до  $194 \times 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , связанные с различными циклами осадконакопления и косвенно подтверждающие наличие позднеледникового этапа в данном процессе; 2) радиометрического датирования ( $C^{14}$ ) большей части образцов – на данный момент наиболее ранняя датировка (Лу-6980;  $8740 \pm 160$ ) получена с глубины 8,3–8,4 м от поверхности воды; 3) анализа содержания общего органического углерода (ООУ) – выявлена динамика данного показателя биопродуктивности водоема во времени.

Полные результаты анализов предполагается получить к концу 2013 г. Это позволит оценить изменчивость природной системы (динамику климата, ландшафтов, антропогенного воздействия на приозерные ландшафты) Юго-Восточной Прибалтики за последние ~13 тыс. лет.

В 2011–2013 гг. получены новые данные при изучении памятника археологии Рядино 5 (долина р. Шешупе). Исследования позднепалеолитической стоянки Рядино 5 направлены на реконструкцию природного окружения и на решение вопросов о возрасте и культурной принадлежности стоянки, особенностях хозяйственной деятельности первобытного населения. Проведен геохимический анализ 26 образцов грунта культурного слоя и материка стоянки (к.г.н. М.А. Кулькова, РГПУ им. Герцена), получены данные для реконструкции условий осадконакопления, включая оценку относительной влажности, температуры и антропогенного влияния в течение периода осадконакопления. Интерпретация геохимических данных показывает на существование нескольких циклов в осадкона-



коплении на изучаемой территории, а также позволяет отметить периоды резкого изменения уровня воды в водоеме в позднеледниковье и голоцене. Результаты геохимического анализа хорошо согласуются с полученными палинологическими данными, и дополняют реконструкцию локальных условий природной среды, как в период существования стоянки, так и до прихода на рассматриваемую территорию людей. Подтверждают они и позднеледниковый возраст нижнего горизонта культурного слоя – он соотносится с зоной, характеризующей перигляциальные условия. Сопоставление геохимических данных и результатов палинологического анализа позволило по-новому представить историю геолого-геоморфологического развития данного природного района, в частности выявить моменты резкого колебания уровня воды в водоеме, а также приступить к реконструкции климатических условий.

Новым для археологических и палеогеографических исследований в Калининградской области является применение OSL-датирования культурного слоя. Для памятника Рядино 5 получены 3 датировки, позволяющие получить представление о возрасте вмещающих культурные остатки пород, что особенно ценно в ситуации с «минеральным» культурным слоем памятника, когда отсутствие достаточного количества органики не позволяет в полной мере пользоваться радиоуглеродным датированием. В конце 2012 г. получены результаты OSL датирования культурного слоя и материка (А.Н. Молодков, Таллинский технический уни-

верситет, Институт геологии). OSL-датировка верхнего горизонта культурного слоя, перекрывающего позднеледниковый горизонт, хорошо согласуется с полученной ранее радиоуглеродной датировкой угольков заполнения мезолитической ямы ( $8800 \pm 600$  лет т.н. (Le-9049)); OSL-датировки для слоя, вмещающего позднеледниковые находки, несколько удревняют возраст стоянки, однако их трактовка требует дальнейшего анализа и сопоставления с другими имеющимися данными.

Интересные результаты получены в ходе трасологического анализа коллекции кремневых орудий стоянки (к.и.н. Г.Н. Поплевко, ИИМК РАН). Предварительные данные позволили получить сведения о хозяйственной стратегии населения, оставившего стоянку, и приблизиться к пониманию функционального типа самого поселения. По состоянию исследования коллекции на данный момент можно сделать вывод, что хозяйственный комплекс по обработке продуктов охоты составлял 65,3 %, обработка кости, рога – 22,5 % и наименьшее значение имел комплекс по обработке дерева – 12,2 %.

Полученные и ожидаемые результаты исследований – хронологические и пространственные особенности процессов освоения Юго-Восточной Прибалтики в позднеледниковье и раннем голоцене, являются необходимым компонентом в общей схеме развития природных и исторических процессов на территории Европы в каменном веке.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-33013 м\_а\_в).

**О ВОЗРАСТЕ  
ХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ  
ДАТИРОВАНИЯ РАКОВИН МОЛЛЮСКОВ  
<sup>14</sup>C И <sup>230</sup>Th / <sup>234</sup>U МЕТОДАМИ** | **ON THE AGE  
OF KHALYNYAN DEPOSITS  
OF CASPIAN REGION  
ACCORDING TO DATING OF SHELLS  
BY <sup>14</sup>C AND <sup>230</sup>Th / <sup>234</sup>U METHODS**

**Х.А. Арсланов<sup>1</sup>, А.А. Свиточ<sup>2</sup>, А.Л. Чепалыга<sup>3</sup>, Т.А. Янина<sup>2</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>1</sup>,  
С.Б. Чернов<sup>1</sup>, Н.И. Тертыхный<sup>1</sup>, А.А. Старикова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

<sup>2</sup>Московский государственный университет, Москва

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва

Arslanovkh@mail.ru

**Kh.A. Arslanov<sup>1</sup>, A.A. Svitoch<sup>2</sup>, A.L. Chepalyga<sup>3</sup>, T.A. Yanina<sup>2</sup>, F.E. Maksimov<sup>1</sup>,  
S.B. Chernov<sup>1</sup>, N.I. Tertychnyi<sup>1</sup>, A.A. Starikova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg

<sup>2</sup>Moscow State University, Moscow

<sup>3</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

С 1978 по настоящее время в лаборатории палеогеографии и геохронологии СПбГУ продатировано радиуглеродным и уран-ториевым методами 38 образцов раковин моллюсков из хвалынских отложений Каспийского региона. Результаты приведены в табл. 1 и 2. Более подробные сведения о датированных образцах и хронологии хвалынских отложений содержатся в работах (Арсланов и др., 1978, 1988; Яхимович и др., 1986; Свиточ и др., 2008; Arslanov, Yanina, 2008; Chepalyga et al., 2008; Янина, 2011). В таблице 1 также приведены новые датировки, полученные за последние годы. Изучение разрезов и отбор проб проведено авторами перечисленных работ. Датирование образцов проводилось по руководящим видам раковин. Это *Didacna praetrigonoides* из позднихвалынских ( $h_{v_2}$ ) отложений и *D. parallela*, *D. protracta*, *D. ebersini* из раннехвалынских ( $h_{v_1}$ ) отложений (Янина, 2005, 2011). Датирование «валового состава» образцов и выбранного из них руководящего вида показало большое расхождение возраста, обусловленное наличием переотложенных видов (обр. ЛУ-5853, 5852, 5855, 5903).

Ранее было установлено, что тонкостенные, часто мелкие, раковины из раннехвалынских отложений в большинстве случаев дают заниженный <sup>14</sup>C возраст (Арсланов и др., 1978, 1988; Arslanov, Yanina, 2008; Chepalyga и др., 2008). Данные таблиц также показывают занижение <sup>14</sup>C возраста из раннехвалынских отложений: из 26 датированных раковин из  $h_{v_1}$  отложений 17 образцов имеют заниженный <sup>14</sup>C возраст в пределах от 10900 ± 200 (ЛУ-5952) до 12270 ± 140 лет (ЛУ-7021), характерный для позднихвалынских раковин, залегающих стратиграфически выше. Лишь 9 образцов  $h_{v_1}$  раковин имеют возраст от 12480 ± 230 лет (ЛУ-6848) до 13320 ± 360 лет (ЛУ-6846). <sup>14</sup>C возраст датированных образцов (9

обр.) толстостенных раковин *D. praetrigonoides* из позднихвалынских отложений находится в пределах от 11340 ± 100 лет (ЛУ-479В) до 12650 ± 160 лет (ЛУ-5801). Этот интервал возраста является синхронным интерстадиям аллеред-беллинг (<sup>14</sup>C возраст от 11000 до 12400 лет). Дополнительным подтверждением полученной хронологии позднихвалынских отложений являются близкие значения скорректированного радиоуглеродного возраста двух образцов толстостенных раковин *D. praetrigonoides* с возрастом, определенным уран-ториевым методом (табл. 2, ЛУ-423В и ЛУ-479В).

Заниженный <sup>14</sup>C возраст тонкостенных раннехвалынских раковин и адекватный возраст толстостенных позднихвалынских раковин имеет геохимическое обоснование: загрязнение тонкостенных раковин происходит весьма быстро путем изотопного обмена между кристаллической решеткой CaCO<sub>3</sub> раковин и растворенными более молодыми карбонатами грунтовых вод. В то же время диффузия загрязненных карбонатов внутрь толстостенных хорошо сохранившихся раковин происходит значительно медленнее. Установлено, что во внутренние слои древних толстостенных раковин путем диффузии проникает максимально до 2 % современного углерода, придавая древним раковинам кажущийся возраст около 32000 лет (Арсланов, 1987).

Интервал возраста раннехвалынских раковин (12480 ± 230–13320 ± 360 <sup>14</sup>C л.н. и 14710 ± 420–16270 ± 680 кал. л.н.) является синхронным <sup>14</sup>C возрасту нижнего дриаса (12400–13000 лет) и более ранним этапом деградации поздневалдайской ледниковой стадии. Скандинавское и Лаврентиевское оледенения достигли максимума 17000 кал. л.н. (Bassinot et al, 1994). Полученные данные показывают, что дегляциация поздневалдайского оледенения про-

исходила очень быстро и она, по-видимому, явилась основной причиной раннехвалынской трансгрессии (Квасов, 1975). По мнению Т.А. Яниной (2011) низкая температура раннехвалынского бассейна явилась основной причиной небольших размеров и тонкосторчатости раннехвалынских раковин. Согласно данным споро-пыльцевого анализа раннехвалынской эпохе сопутствовал прохладный климат, тогда как для позднехвалынского времени было характерно общее потепление (Абрамова, 1974; Сорокин и др.,

1983; Яхимович и др., 1986). Раковины моллюсков *D. subcatillus*, *D. protracta* нами продатированы из кернов скважин в Северном Каспии; полученные  $^{14}\text{C}$  датировки  $30360 \pm 610$  (ЛУ-6884) и  $29200 \pm 1220$  (ЛУ-5953) лет относятся к начальным этапам раннехвалынской трансгрессии при уровне бассейна близком современному Каспию (Свиточ и др., 2008).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 13-05-00521, 13-05-00086, 13-05-00242).

Таблица 1

**Возраст раковин моллюсков из ранне- ( $h_{v1}$ ) и позднехвалынских ( $h_{v2}$ ) отложений Каспийского региона по данным  $^{14}\text{C}$  и  $^{237}\text{Th}/^{234}\text{U}$  методов**

Лаб. номер	Местонахождение, глубина отбора, материал	$^{14}\text{C}$ возраст, лет	Калибр. возр. кал. л.
ЛУ-5725	Мелкие тонкостенные раковины <i>Didacna protracta</i> из $h_{v1}$ отложений близ с. Зунда-Толга, Маныч, высота террасы +26 м	$10670 \pm 140$	$12570 \pm 170$
ЛУ-5726	Раковины <i>D. ebersini</i> из того же слоя	$13320 \pm 220$	$16390 \pm 560$
ЛУ-5768	Тонкостенные раковины <i>Hypanis plicatus</i> из $h_{v1}$ отложений террасы +25 м, правый берег р. Восточный Маныч близ дамбы Чограй	$11470 \pm 180$	$13360 \pm 180$
ЛУ-5769	Тонкостенные раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений террасы высотой около 20 м в западном конце Левого острова (оз. Маныч)	$10930 \pm 370$	$12760 \pm 450$
ЛУ-5800А	Толстостенные раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v1}$ отложений террасы высотой около 18 м на побережье п-ова Мангышлак	$12020 \pm 130$	$14000 \pm 210$
ЛУ-5800В	Внутренняя фракция тех же раковин	$12550 \pm 210$	$14850 \pm 380$
ЛУ-5853	Смесь раковин разных видов из $h_{v1}$ отложений разреза Тюбе, Маныч, высота террасы +35 м	$19330 \pm 240$	$23090 \pm 320$
ЛУ-5952	Раковины <i>D. trigonoides</i> из этих же отложений	$10900 \pm 200$	$12870 \pm 160$
ЛУ-5854	Обломки раковин из археол. стоянки, $h_{v1}$ отложения террасы +13 м, Сан-Маныч, Маныч	$11210 \pm 130$	$13100 \pm 130$
ЛУ-6020	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений на высоте около +10 м разреза Арал-Сор, Сев. Прикаспий	$11270 \pm 140$	$13170 \pm 130$
ЛУ-6021	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений террасы +25 м разреза Чограй, Маныч	$12150 \pm 90$	$14180 \pm 190$
ЛУ-6022	Раковины <i>D. protracta</i> , <i>D. ex gr. trigonoides</i> из $h_{v1}$ отложений террасы высотой +35 м в разрезе Яшкуль (Ергени)	$13180 \pm 340$	$16140 \pm 680$
ЛУ-6834	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v2}$ отложений на высоте -10 м, Калмыкия, Артезианский р-н	$12130 \pm 140$	$14170 \pm 250$
ЛУ-6835	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +18 м разреза Черный Яр, Нижняя Волга	$12010 \pm 200$	$14050 \pm 310$
ЛУ-6836	Раковины <i>Hypanis plicatus</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +20 м разреза Черный Яр, Нижняя Волга	$11810 \pm 120$	$13710 \pm 120$
ЛУ-6846	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около -1 м разреза Цаган-Аман, Нижняя Волга	$13320 \pm 360$	$16270 \pm 680$
ЛУ-6847	Раковины <i>D. protracta</i> и <i>D. delenda</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +15 м разреза Черный Яр, Нижняя Волга	$12550 \pm 280$	$14920 \pm 570$
ЛУ-6848	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +20 м разреза Черный Яр, Нижняя Волга	$12480 \pm 230$	$14710 \pm 420$
ЛУ-6873	Раковины <i>D. ebersini</i> , <i>Hypanis plicatus</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +18 м разреза Райгород, Нижняя Волга	$11040 \pm 460$	$12860 \pm 550$
ЛУ-6874	Раковины <i>D. protracta</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около +23 м разреза Райгород, Нижняя Волга	$13030 \pm 630$	$15750 \pm 1050$
ЛУ-6917	Раковины <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Dr. rostriformis</i> , <i>Monodacna caspia</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около -2 м разреза Копановка, Нижняя Волга	$11870 \pm 370$	$13960 \pm 500$
ЛУ-6918	Раковины <i>Dreissena polymorpha</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около -3 м разреза Цаган-Аман, Нижняя Волга	$12690 \pm 440$	$15390 \pm 930$
ЛУ-6919	Раковины <i>D. protracta</i> , <i>D. subcatillus</i> , <i>Hypanis plicatus</i> из $h_{v1}$ отложений на отметках около 22 м разреза Райгород, Нижняя Волга	$11630 \pm 530$	$13760 \pm 680$
ЛУ-6884	Раковины <i>D. subcatillus</i> из $h_{v1}$ отложений керна скважины в интервале 19–20 м в северо-восточной части Северного Каспия	$30360 \pm 610$	$35590 \pm 520$
ЛУ-5953	Раковины <i>D. subcatillus</i> , <i>D. protracta submedia</i> из $h_{v1}$ отложений керна скважины в интервале 31,5–31,7 м в северо-западной части Северного Каспия	$29200 \pm 1220$	$33860 \pm 1490$

Продолжение таблицы 1

ЛУ-5954	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> и <i>D. parallella</i> из $h_{v_2}$ отложений террасы 0 м разреза у санатория «Надежда», Дагестан	11420 ± 160	13320 ± 170
ЛУ-5855	Раковины смешанного видового состава из $h_{v_2}$ отложений террасы 0-+2 м разреза Темиргое	26110 ± 470	30790 ± 290
ЛУ-5903	Раковины <i>D. parallella</i> из этих же отложений	12650 ± 160	12900 ± 120
ЛУ-5856	Раковины <i>Didacna</i> из $h_{v_2}$ отложений террасы -12 м разреза Алмало	11960 ± 120	13880 ± 150
ЛУ-5801	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v_2}$ отложений террасы 0-+2 м разреза Сангачал, Азербайджан	12650 ± 160	15010 ± 300
ЛУ-6019	Раковины <i>D. ebersini</i> из $h_{v_1}$ отложений на отметках около -5 м разреза Селитренное, Нижняя Волга	11000 ± 160	12930 ± 140
ЛУ-7021	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v_2}$ отложений на высоте -10 – -12 м, Калмыкия, Артезианский р-н	12270 ± 140	14330 ± 250
ЛУ-7022	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v_2}$ отложений на высоте -10 – -12 м, Калмыкия, Артезианский р-н	11730 ± 160	13610 ± 170
ЛУ-7023	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v_2}$ отложений на высоте -10 – -12 м, Калмыкия, Артезианский р-н	11670 ± 160	13560 ± 170
ЛУ-7024	Раковины <i>D. praetrigonoides</i> из $h_{v_2}$ отложений на высоте -10 м, Калмыкия, Артезианский р-н	11480 ± 110	13390 ± 120

Примечание: 1) значения калиброванного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» 2006 г., сайт www.calpal.de). 2) А – внешняя фракция раковины, В – внутренняя.

Таблица 2

**Возраст раковин моллюсков из ранне- ( $h_{v_1}$ ) и позднехвалынских ( $h_{v_2}$ ) отложений Каспия по данным  $^{14}\text{C}$  и  $^{23}\text{Th}/^{234}\text{U}$  методов**

Лаборат. номер	Вид моллюсков, местоположение	$^{14}\text{C}$ возраст, лет	Калибр. возраст, лет	$^{23}\text{Th}/^{234}\text{U}$ возраст, лет
ЛУ-424А	<i>Didacna parallella</i> , <i>D. cristata</i> , <i>D. praetrigonoides</i> с глубины 7 м на северном берегу оз. Турали, $h_{v_1}$ , Дагестан	13100 ± 490	15920 ± 870	13350 ± 440
ЛУ-424В		12720 ± 400	15440 ± 880	13800 ± 440
ЛУ-426А	<i>D. parallella</i> с глубины 7 м близ устья р. Манас, высота бровки обн. 32 м (абс.), $h_{v_1}$ , Дагестан	11600 ± 400	13620 ± 480	12700 ± 450
ЛУ-426В				12500 ± 300
ЛУ-841	<i>D. protracta</i> , <i>D. subpyramidata</i> из отложений у оз. Индер, низовье р. Урал, $h_{v_1}$	11490 ± 330	13420 ± 330	14100 ± 500
ЛУ-846	<i>D. protracta</i> из отложений близ поселка Чапаев, низовье р. Урал, $h_{v_1}$	11830 ± 200	13770 ± 230	15240 ± 600
ЛУ-423В	<i>D. praetrigonoides</i> с гл. 2 м из отложений террасы 0 м (абс.). Юго-вост. Ширвань, Азербайджан, $h_{v_1}$	12330 ± 140	14450 ± 310	14440 ± 400
ЛУ-479А	<i>D. praetrigonoides</i> с глубины 2-2,3 м из отл. террасы высотой -12 м (абс.) в 48 км ж.д. Баку-Ростов, $h_{v_2}$ , Азербайджан	11210 ± 90	13120 ± 90	11800 ± 350
ЛУ-479В		11340 ± 160	13250 ± 160	12900 ± 350

**Список литературы**

1. Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий Каспийского моря. Автореф. диссерт. канд. геогр. Наук М., МГУ, 1974, 24 с.
2. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Из-во Ленинград. ун-та, 1987, 300 с.
3. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К. и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря // Бюлл. комис. по изуч. четвертичн. периода. 1978 № 48. С. 39–48.
4. Арсланов Х.А., Локишин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. 1988 № 57. С. 28–38.
5. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука, 1975, 278 с.
6. Свиточ А.А., Арсланов Х.А., Большаков В.А., Янина Т.А. Материалы изучения керна скважины 1 в Северном Каспии // Пробл. палеогеографии и стратиграфии плейстоцена М. МГУ. 2008. С. 128–143.
7. Сорокин В.М., Куприн П.Н., Чернышева М.Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Каспийского морей // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое Часть I, М., МГУ, 1983, С. 42–52.
8. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента. 2009. 300 с.
9. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. 2011. Выпуск 3. М. 201. С. 262–279.
10. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа, БФАН СССР, 1986, 135 с.
11. Arslanov Kh. A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the Khvalynian Manych passage // Black Sea – Mediterranean corridor during the past 30 ky: sea level change and human adaptation. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. P. 10–13.
12. Bassinot F.C. Labeyrie L.D. Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reverse // Earth and Planetary Science Letters, Vol. 126. 1994 с.91–108
13. Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach // Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. P. 32–34.



**В.И. Астахов**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
val@nb15514.spb.edu*

**V.I. Astakhov**

*St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia*

Массированное исследование Русского Севера с обширными хронометрическими программами, начатое в 1993 г. международными коллективами, выяснило, что в разрезах континентальной суши восточнее Белого моря практически нет следов оледенения поздневалдайского возраста. Оптико-люминесцентным датированием установлено, что последние два надвигания полярных ледников на сушу произошли не позднее 50 тыс. астрономических лет назад (Svendsen et al., 2004). Соответственно, послеледниковый плейстоцен за пределами Скандинавского оледенения имеет историю длиной до 40 тыс. лет.

Серии радиоуглеродных дат из неледниковых отложений со смешанными остатками тундровых и степных организмов показали, что неледниковые перигляциальные обстановки господствовали уже 40–50 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет назад (Hubberten et al., 2004). Это означает резкое преобладание субэаральных процессов – ветровой эрозии и аккумуляции, криоаридного педогенеза, морозного пучения и растрескивания, термокарста, солифлюкции и других процессов, не требующих больших масс воды. Аллювиальные и озерные фации развиты ограниченно, их заметное распространение связано со смягчениями климата во время интерстадиалов средней вислы и позднеледниковья. По палеоботаническим, палеопедологическим и энтомологическим данным эти интерстадиалы охарактеризованы безлесными ландшафтами на вечной мерзлоте, т.е. как и в Западной Европе, не выходили за рамки общей перигляциальной обстановки с тенденцией к похолоданию и аридизации (Hubberten et al., 2004; Sher et al., 2005).

Контраст интерстадиалов и холодных стадий хорошо выражен лишь в Европейской Арктике, где вблизи Баренцевоморского ледника в поздневалдайское время появились абиотические ландшафты полярной полупустыни (Астахов, Свенсен, 2011). Судя по многочисленным остаткам мегафауны, за Уралом сухость морозного климата снижалась, (Астахов, Назаров, 2010). В Сибири непрерывно существовала продуктивная тундро-степь, оставив-

шая трупы мамонтов с радиоуглеродными датами от >53 до 10 тыс. л.н. Даже во время наинизшего уровня Мирового океана 24–15 тыс. л.н. природная среда Арктики представляла собой обедненный вариант той же мамонтовой степи, что господствовала в средневислинском интервале 50–24 тыс. л.н. При этом комплексы ископаемых насекомых однозначно свидетельствуют о более теплых летних сезонах по сравнению с современными даже в поздневислинское время крайне суровых зим и ожесточенной мерзлоты (Sher et al., 2005). Стабильно аридный и солнечный климат Сибирской Арктики вполне согласуется с морфологией едомных почв, которые в интерстадиалах формировались также по криоаридному типу, хотя и при ослабленном притоке ооловой пыли (Губин и др., 2008).

Корреляция этих обстановок с хорошо изученными событиями других регионов теперь выполняется по длинным сериям радиоуглеродных и оптико-люминесцентных датировок, полученным из детально изученных разрезов, включая археологические раскопы (рис. 1). Точность корреляции резко повысилась не только из-за применения ускорительной масс-спектрометрии, но и ввиду статистической надежности десятков дат, полученных в каждом из опорных разрезов. Важно, что теперь датируются не только радиоуглеродным методом богатые органикой озерно-болотные и речные отложения, или алевроиты едомной свиты, но с помощью оптико-люминесцентного метода и немые субэаральные отложения (три разреза слева на рисунке 1). Конечно, приходится учитывать, что любая единичная дата не может служить надежной оценкой возраста, только их статистическая совокупность (минимум три измерения в одной пачке) может дать значимый корреляционный сигнал. При этом люминесцентный возраст, хотя он и ближе к астрономическому по сравнению радиоуглеродным, имеет больший разброс вокруг среднего значения.

Геохронометрическое обоснование послеледникового плейстоцена, в результате которого получили возрастную привязку практически немые части послеледниковой стратиграфической колонки,

позволяет ее уверенно коррелировать со средним и поздним плейстоценом Западной Европы. Это корреляция не только формальная, но и по существу отраженных в разрезе и ископаемой биоте геологических событий: рассматриваемый отрезок плейстоценовой истории в обоих регионах характеризуется максимумом континентальности климата и отсутствием умеренных обстановок голоценового типа. Отличие от плейстоцена Западной Европы заключается во вдвое большей континентальности арктического климата: разница температур январь-

июль на берегу моря Лаптевых была 50–60°C (Sher et al., 2005) против 28–33°C в Европе (Huijzer, Vandenberghe, 1998). Попытки выделить теплые интервалы наподобие каргинского межледникового или «средневалдайского мегаинтерстадиала» в пределах доступности радиоуглеродного метода лишены перспектив на Русском Севере, так как опровергаются всей массой данных, полученных в последние 20 лет. Типовые каргинские разрезы находятся в подморенном положении и по своей «теплой» палеонтологической характеристике

Таблица. 1

Хроностратиграфическая схема верхнего неоплейстоцена северной Сибири (по Астахов, Назаров, 2010)

Региональные горизонты	Типовые разрезы	Характерные осадочные образования	Геохронометрия, тыс. л.н.	Примерная корреляция	
				Календ. возраст, тыс. лет	MIS
сеяхинский	Сеяха, <i>парастратотип</i> – Марресале	Ледовый лесс, эоловые пески	<sup>14</sup> C=28–12; IRSL=33,30, 30,19,13	30–11	2
варьяхинский	Марресале, <i>парастратотип</i> – Сеяха	Озерно-болотные отложения, прослой лессовидных пород, мамонты	<sup>14</sup> C=37–28; IRSL=45,41,36	50–30	3
зырянский	р. Зырянка, <i>парастратотип</i> – р. Мал. Хета	Комплекс последнего покровного оледенения: морены, варвы, флювио-гляциальные пески	OSL=98–59; TL=80–78	100–50	4
каргинский (малохетский)	Каргинский мыс, <i>парастратотип</i> – р. Мал. Хета	Морские слои с арктобореальной фауной, аллювий с лесной флорой, торфяники	ЭПР=135–122; OSL=138–80; U/Th=141,133	130–100	5

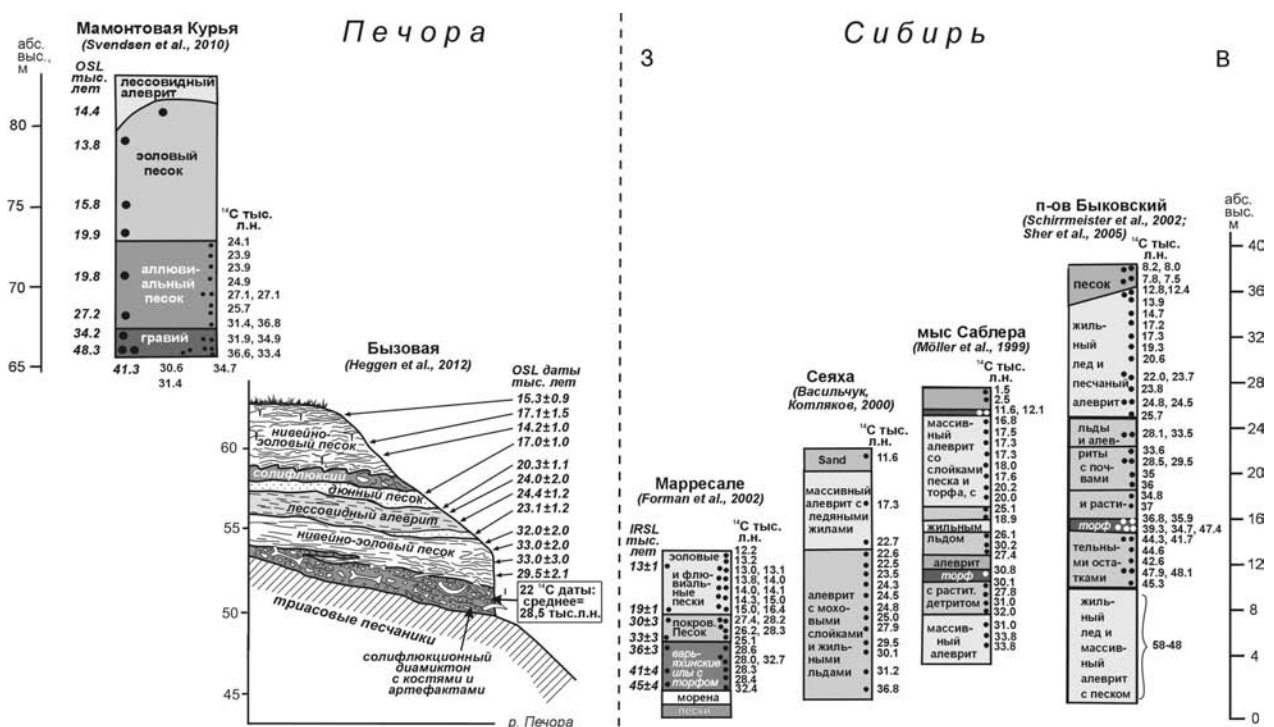


Рис. 1. Сравнение датированных послеледниковых отложений бассейна р. Печоры с сибирскими разрезами. Прямым шрифтом указаны радиоуглеродные, курсивом – люминесцентные даты

и комплексу датировок могут коррелироваться только с последним (эемским) межледниковьем (Астахов, Назаров, 2010).

Накопленный за последние 20 лет объем данных по верхнему неоплейстоцену Арктики требует новой хроностратиграфической схемы для севера

Западной и Средней Сибири. В предложенной ниже схеме (табл. 1) введены новые горизонты (варьяхинский и сеяхинский) выше традиционных каргинского и зырянского. Они базируются на наиболее доступных и хорошо датированных осадочных образованиях с ясным положением в разрезе.

### Список литературы

1. Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения, 2010. № 43. С. 36–47.
2. Астахов В.И., Свенсен, Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения, 2011. № 47. С. 12–27.
3. Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В. Растительный и почвенный покровы равнин северо-востока Евразии // Путь на Север: окружающая среда и ранние обитатели Арктики и Субарктики. Наука, М., 2008. С. 238–242.
4. Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research, 2002. Vol. 57. P. 355–370.
5. Heggen H.P., Svendsen J.I., Mangerud J., Lohne Ø.S. A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia // Boreas, 2012. Vol. 41. P. 527–545.
6. Hubberten H. W., Andreev A. Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. P. 1333–1357.
7. Huijzer B., Vandenberghe J. 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe // Journal of Quaternary Science. Vol. 13(5). P. 391–417.
8. Möller P., Bolshiyarov D., Bergsten H. 1999. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // Boreas. Vol. 28. P. 92–114.
9. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews, 2005. Vol. 24. P. 553–569.
10. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23, № 11–13. P. 1229–1271.
11. Schirrmeister L., Siegert Ch., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic of Northern Siberia // Quaternary International, 2002, vol. 89, p. 97–118.
12. Svendsen J.I., Heggen H. P., Hufthammer A.K. et al. Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains: on the northern presence of humans during the last Ice Age // Quaternary Science Reviews, 2010, vol. 29, p. 3138–3156.

**ГОЛОЦЕНОВЫЙ РАЗРЕЗ I НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ ДЕМЬЯНКА | HOLOCENE SECTION OF THE FIRST TERRACE ABOVE THE DEMYANKA RIVER FLOODPLAIN**

**А.В. Ахтерьякова<sup>1</sup>, С.В. Лещинский<sup>1</sup>, В.В. Пархомчук<sup>2</sup>, В.С. Панов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

*ava\_tomsk@mail.ru, sl@ggf.tsu.ru*

<sup>2</sup>ЦКП «Геохронология кайнозоя» Института археологии и этнографии СО РАН,

Новосибирск, Россия

*parkhomchuk@inbox.ru, pvs7zeitlos@gmail.com*

**A.V. Akhteryakova<sup>1</sup>, S.L. Leshchinskiy<sup>1</sup>, V.V. Parkhomchuk<sup>2</sup>, V.S. Panov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup>Centre of Cenozoic Geochronology, Institute of Archaeology & Ethnography SB RAS, Novosibirsk

Основные работы по изучению надпойменных террас (н.т.) центра Западно-Сибирской равнины проводились в 1960–90-х гг. и были сконцентрированы в долине Нижнего Иртыша, и низовьях его левых притоков – Тобола и Тавды (Волкова, 1966; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1973; Кривоногов, 1988). Данные стратиграфические материалы, сведенные в Объяснительной записке к Госгеолкарте-200 (Черепанов и др., 1999), во многом устарели, что вместе с небольшим количеством датированных разрезов служит препятствием для детальной корреляции и достоверных реконструкций окружающей среды в конце плейстоцена – голоцене. Существующие проблемы могут быть решены при новых палеонтолого-стратиграфических исследованиях террасовых комплексов рек «Тобольского материка». Перспективный район в этом отношении – долина р. Демьянки (приток р. Иртыш), пересекающая Обь-Иртышское междуречье более чем на 300 км. Рассматриваемый ниже разрез Торфяного яра (~59°30,888' с.ш., 70°46,181' в.д. по GPS) характеризует, в основном, озерно-болотные отложения I н.т. этой реки (сокращенное описание приводится от уреза воды вверх; альтитуда ~ 38 м):

1. Песок кварцевый средне-, мелкозернистый желтовато-серый с растительным детритом. Текстура косослойчатая, реже линзовидная и горизонтально-слоистая. Кровля четкая. Отложения, вероятно, с перерывом перекрыты вышележащими. . . . . Мощность более 2 м.

2. Глина темная голубовато-серая с редкими прослоями светло-серого тонкозернистого песка. Текстура тонко-, горизонтально-слоистая, реже слабоволнистая. Кровля нечеткая, но ясная. Отложения, вероятно, перекрыты согласно . . . . . Мощность ~ 3 м.

3. Глина темная зеленовато-коричневая с большим содержанием растительного детрита. Текстура тонкослойчатая, слабоволнистая (близка к горизонтали). Кровля нечеткая,

но ясная. Отложения, по-видимому, перекрыты согласно . . . . . Мощность ~ 0,4 м.

4. Тонкослойчатые отложения: нижняя половина – светло-серая глина с голубоватым оттенком и примесью растительного детрита; верхняя – веточный, лиственный и моховой торф (от желто-рыжего до темно-коричневого цвета) со слоями светло-серой глины. Кровля четкая, горизонтальная. Отложения перекрыты согласно . . . . . Мощность ~ 0,4 м.

5. Тонкослойчатые отложения: светло-серая глина с голубоватым оттенком и прослоями мохово-веточного торфа (до 30 % объема) желтого и коричневого цвета. Кровля нечеткая, но ясная. Отложения, по-видимому, перекрыты согласно . . . . . Мощность ~ 1 м.

6. Торф моховой с ветками и стволами деревьев (в основном, между 1,5 и 2,5 м выше подошвы). Текстура горизонтально-слоистая, реже – волнисто-слоистая. Слойки (по 1–50 мм и более) черные и темно-коричневые, на свежем срезе – часто желто-коричневые; в нижней части слоя встречаются серо-коричневые (глина с детритом) . . . . . Мощность до 4 м.

Анализ разреза позволяет выделить две пачки отложений: 1) русловые пески видимой мощностью более 2 м (слой 1); 2) глинисто-торфяные осадки мощностью ~ 8,8 м (слои 2–6), сформированные в озерно-болотных условиях голоцена. На это указывают результаты <sup>14</sup>C-анализов растительных остатков, как опубликованные ранее (Лещинский и др., 2009), так и экспериментальные, полученные на комплексе ускорительного масс-спектрометра (табл. 1).

Спорово-пыльцевые спектры (СПС) позволили восстановить обстановку времени формирования отложений. Во всех СПС количество пыльцы деревьев и кустарников превышает 60 % от общего состава, что указывает на развитие лесов. Травы и кустарнички представлены, в основном, верескоцветными, осоковыми, астровыми, маревыми,



розоцветными, лютиковыми, капустными. Из споровых растений преобладают сфагнум и папоротники (рис. 1).

В образцах руслового песка из видимой части слоя 1 выделены СПС, отражающие сосново-березовые леса с ольхой (отмечается значительное содержание пыльцы ольхи – 17,5–29,7 %, осоковых – 27,7–56,7 % и злаковых – 29,9–39,4 %; здесь и далее подсчет от состава группы). Отложения предварительно отнесены к цоколю I н.т. (позднеледниковая фаза).

Наиболее древним образованием I н.т., вероятно, является глина с прослоями песка (слой 2), сформированная в аллювиально-озерных условиях раннего голоцена. В СПС нижней половины слоя доминирует пыльца березы (~ 70 %) при незначительном участии хвойных (сосны и ели). Из трав обильно представлены маревые (17,6–25 %). Среди споровых доминирует сфагнум (57,9–76,5 %) при большом участии однолучевых папоротников (8,8–21,1 %) и плаунов (14,7–21,1 %). Состав СПС указывает на развитие березовых лесов с сосной и ольхой. Верхняя половина слоя накапливалась в тех же гидродинамических условиях, однако, в СПС резко возрастает содержание пыльцы сосны, на фоне сокращения (~ в 2 раза) березы. Заметную долю имеют осоковые, злаковые и маревые. Соотношение сфагновых мхов и однолучевых папоротников изменчиво, при постоянном участии плаунов. Состав СПС отражает березово-сосновые леса с елью и ольхой.

Отложения слоев 3, 4 и 5 сформированы в озерных условиях среднего голоцена и характеризуются

сходными СПС. Во всех палиноспектрах преобладает пыльца березы (более 40 %), при меньшем участии сосны (~ 20 %) и ели (до 4 %). Маревые, злаковые, осоковые, по-прежнему, являются основными компонентами группы трав и кустарничков. В окружающих ландшафтах преобладали сосново-березовые леса с елью и кустарничковой березой.

Отложения слоя 6 – типичные болотные образования среднего – позднего голоцена. СПС нижней половины слоя свидетельствуют о развитии елово-сосново-березовых лесов с пихтой. Соотношение основных компонентов (березы, сосны и ели) в группе деревьев постоянно изменяется. В целом, отмечается значительное участие ели (9,9–38 %); содержание пихты достигает 20 %. В большом количестве встречаются верескоцветные (до 58,3 %), полыни (5,6–12,7 %) и сфагновые мхи (43,8–93,9 %). Возможно, основание слоя было сформировано в оптимум голоцена. Для СПС верхней половины слоя характерно развитие пихтово-березово-сосновых лесов с елью. Наблюдается достаточно устойчивое процентное соотношение основных компонентов. Кроме того, в данном интервале встречаются единичные зерна липы, что при отсутствии других широколиственных видов, может говорить о более северной границе ее ареала в субатлантический период, по сравнению с современным (Волкова, Белова, 1980). В группе споровых доминирует сфагнум (~ 96–99 %), среди трав и кустарничков – верескоцветные и полыни. На глубине ~ 0,4 м от поверхности отмечается резкое изменение СПС – содержание элементов темнохвойной тайги падает с 60 до 15 %, а доля берез возрастает с 35 до

Таблица 1

**Радиоуглеродные даты органических остатков из разреза Торфяной яр  
(привязки относительно подошвы слоя)**

слой	привязка	материал	<sup>14</sup> C дата	индекс
6	3,6 м	торф	110 ± 186	NSKA-(s689)
	3,3 м	торф	150 ± 217	NSKA-(s718)
	3,0 м	торф	1234 ± 234	NSKA-(s708)
	2,7 м	торф	2024 ± 248	NSKA-(s715)
	<b>2,4 м</b>	<b>торф</b>	<b>2610 ± 254</b>	<b>NSKA-(s703)</b>
	<b>2,4 м</b>	<b>древесина</b>	<b>2440 ± 50</b>	<b>Ле-8662</b>
	2,1 м	торф	3322 ± 268	NSKA-(s702)
	1,5 м	торф	4514 ± 285	NSKA-(s714)
	1,0 м	торф	5370 ± 304	NSKA-(s709)
	0,7 м	торф	5829 ± 310	NSKA-(s704)
	0,4 м	торф	5756 ± 317	NSKA-(s705)
	<b>0,1 м</b>	<b>торф</b>	<b>6717 ± 324</b>	<b>NSKA-(s713)</b>
	<b>0,1 м</b>	<b>торф</b>	<b>6210 ± 35</b>	<b>Ле-8658</b>
5	<b>0,2 м</b>	<b>торф/дубль</b>	<b>6417 ± 326</b>	<b>NSKA-(s711)</b>
	<b>0,2 м</b>	<b>торф/дубль</b>	<b>6876 ± 327</b>	<b>NSKA-(s712)</b>
4	0,3 м	торф	7080 ± 50 6713 ± 327	Ле-8659
	0,2 м	торф		NSKA-(s710)



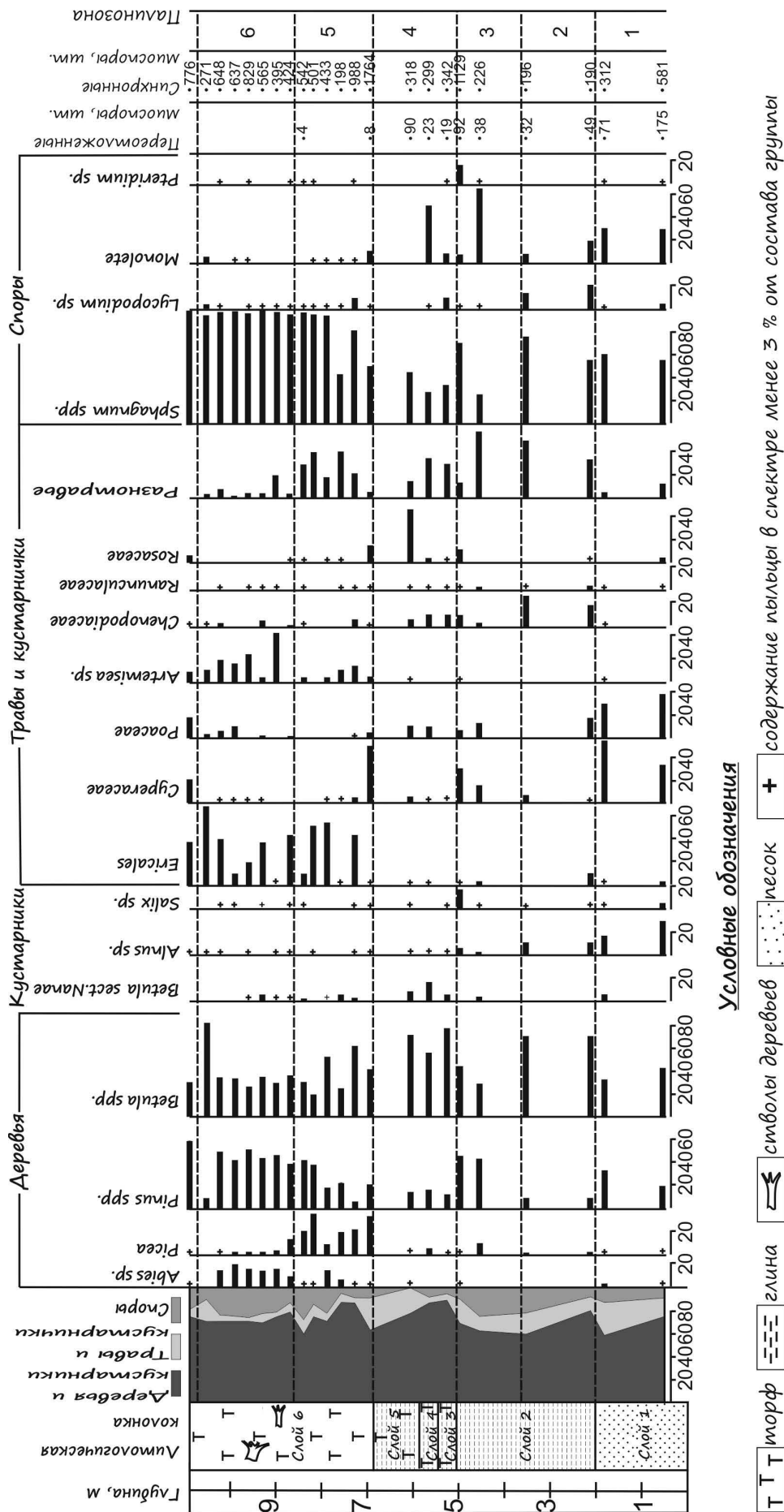


Рис. 1. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза Торфяной яр (I надпойменная терраса р. Демьянки)

80 %. Анализ поверхностной пробы показал развитие березово-соснового леса с елью и пихтой, что адекватно отражает состав современной растительности.

Изученные отложения характеризуют большую часть голоцена. Смена растительных сообществ, демонстрируемая СПС, в целом определяется динамикой макроклимата, однако, она может быть скорректирована осадконакоплением в различных фациальных условиях. Сопоставление полученных данных с климатическими периодами шкалы Блитта-Сернандера пока представляет существенную проблему. Следует отметить, что в большинстве СПС присутствует переотложенная пыльца *Pinus*, *Podocarpus*, *Juglans*, *Corylus*, *Ulmus*, *Plex*, *Tilia*, *Myrica*, *Quercus*, *Carpinus* и др. (рис. 1),

характерная для палеогена и неогена Западной Сибири. Однако, в верхней половине слоя б экзоты отсутствуют, что, вероятно, говорит об увеличении интенсивности донной эрозии во вторую половину голоцена, когда произошло формирование уступа I н.т. р. Демьянки. Таким образом, глубокий врез в пределах «Тобольского материка» синхронен обскому врезу в Колпашевском Приобье, что говорит об общем неотектоническом подъеме центральной части равнины (Лещинский и др., 2011).

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-04-00377), Музея Природы и Человека (г. Ханты-Мансийск) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 106). Авторы благодарны Е.М. Буркановой, А.С. Резвому и Д.Е. Луневой за обсуждение результатов и помощь в исследованиях.

### Список литературы

1. *Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А.* Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби / Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 21–33.
2. *Волкова В.С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 175 с.
3. *Волкова В.С., Белова В.А.* О роли широколиственных пород в растительности голоцена Сибири / Палеопалинология Сибири: Статьи советских палинологов к V Международной палинологической конференции (Кембридж, Англия). М.: Наука, 1980. С. 112–117.
4. *Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А.* Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкина на Иртыше / Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 34–39.
5. *Зубаков В.А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 184. 312 с.
6. *Кривоногов С.К.* Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
7. *Лещинский С.В., Ахтерьякова А.В., Лунёва Д.Е., Резвый А.С., Бузова Н.Д.* Условия и время формирования надпойменных террас р. Демьянка (центр Западной Сибири) / Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 362–365.
8. *Лещинский С.В., Бляхарчук Т.А., Введенская И.А., Орлова Л.А.* Возраст и условия формирования первой надпойменной террасы р. Обь у города Колпашево // Геология и геофизика, 2011. № 6. Т. 52. С. 819–829.
9. *Черепанов Ю.П., Власов А.И., Зылева Л.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Западно-Сибирская. Листы О-42-V (Лумкой), О-42-VI (Соровское), О-42-XI (ур. Кациярское Болото), О-42-XII (изба Немчиново). Объяснительная записка. М.: СПБ картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 166 с. + 13 вкл. (МПП России).

# ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПУСТЫНИ КАРАКУМЫ | THE EVOLUTION OF THE KARAKUM DESERT ENVIRONMENT

А.Г. Бабаев<sup>1</sup>, Р.Н. Курбанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт пустынь Министерства охраны природы Туркменистана, Ашхабад, Туркменистан

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия  
yangtb@lzu.edu.cn

A.G. Babaev, R.N. Kurbanov

<sup>1</sup>Institute of deserts, Ministry of nature protection of Turkmenistan, Ashgabat, Turkmenistan

<sup>2</sup>Institute of geography, RAS, Moscow, Russia

О палеогеографической истории развития Каракумов накоплен огромный фактический материал. Почти во всех работах, касающихся этого вопроса, подчеркивается локальность и сложность формирования Каракумов, особенно в древние периоды, что нередко затрудняет определение последовательности осадконакопления и формирования рельефа. Более достоверные данные о геологическом строении и истории развития рельефа Каракумов относятся к послелюрскому периоду. Данные глубокого бурения показывают наличие комплекса осадочных пород, образованных в послелюрское время. Смена их фаций свидетельствует об активных тектонических движениях земной коры не только в верхнем палеозое (варисских), но и в мезозое (андийских), приведших к смещению областей сноса, транспортировки и аккумуляции материала. Так, поднятие прогиба, существовавшего в раннемеловое время на месте современного Копетдага, полностью преградило существовавший до того снос на север терригенного материала с расположенного южнее палеозойского хребта Аладаг-Биналуд (Геология СССР, 1972).

Судя по имеющимся данным, палеогеновая эпоха, особенно её вторая половина, характеризовалась усилением тектонических движений, которые постепенно коренным образом преобразили облик территории и определили основные черты её современного макрорельефа. В палеогене усилились процессы горообразования в большей части юга Туркмении, а позднее наступил период континентального осадконакопления, за исключением западной части Каракумов, где располагались неогеновые, а затем четвертичные заливы замкнутых морских бассейнов, постоянно менявших свой уровень и конфигурацию.

Поднятие горных хребтов Памиро-Алая привело к образованию транзитных рек, стекавших на равнины (Алибеков, Бабаев, 2008). Время зарождения крупнейших рек Центральной Азии до сих пор не до конца установлено, но совершенно очевидно, что оно было неодинаковым. В ходе работ в районе чинков Устюрта, в 85 км к СЗ от Куня-Ургенча, были

обнаружены пески миоценового возраста с обильной пресноводной фауной моллюсков. Детальный анализ этих отложений показал их схожесть с современным аллювием Амударьи. Таким образом, можно говорить о том, что почти одновременно с отступлением среднеолигоценового моря здесь действовали наиболее ранние реки, которые, блуждая, накапливали уже в нижнем миоцене свои аллювиальные отложения. Как далеко доходила нижнемиоценовая прато-Амударья, на данный момент не установлено, но известно, что на западных чинках Устюрта в это время отлагались пески, источником которых стала совершенно другая минералогическая провинция. Трансгрессия Сарматского моря перекрыла своими оолитово-ракушечными отложениями дельтовую часть этой наиболее древней из известных предшественниц современной Амударьи (Федорович, 1946).

К плиоценовому периоду относится формирование заунгузской толщи, распространенной фрагментарно в северо-восточной части Заунгузских Каракумов. Эта толща была сформирована, в основном, в период от верхнего сармата до понта включительно. Анализ осадков этой толщи показывает, что это аллювий неогеновой палео-Амударьи, характеризующийся почти тем же составом что и современный аллювий Амударьи при выходе её с гор. В нижней части разреза заунгузских слоев преобладают аллювиальные отложения, незначительно затронутые эоловыми процессами. Верхняя же часть, в значительной степени затронута процессами педогенеза субтропического краснозёмного типа и следами периодически усиливавшихся процессов перевевания. Находки гнезд с целыми страусиными яйцами и обломками их скорлупы, а также горизонты плотных карбонатных конкреций, подстилающих палеопочвы, свидетельствуют о том, что отложения эти формировались в условиях, аналогичных современным субтропическим саваннам, где жаркий пустынный климат, господствующий в течение примерно 9 месяцев, сочетается с 2–3 месяцами дождливого сезона (Ковда, 2009).

Отсутствие в Заунгузских Каракумах выходов морских акчагыльских отложений, присутствие

здесь, а также на востоке Низменных Каракумов, мощного горизонта содержащего серии палеопочв с карбонатными конкрециями, в соответствии с крупногрядовым эоловым рельефом, ориентировка которого во много схожа современным эоловым формам (Федорович, 1974), свидетельствует о следующем: 1. В период акчагыла морские воды покрывали западную часть Низменных Каракумов; 2. Эоловые процессы контролировались ветрами, которые обтекали акчагыльский залив подобно тому, как они и сейчас реагируют на все водные бассейны, резко отличающиеся по термическому режиму от суши; 3. Интенсивное эоловое расчленение уже во время акчагыльской трансгрессии Каспийского моря достигало 30–40 м.

Следовательно, в период акчагыла уже прекратился палеоэтап формирования аллювиальной равнины Амударьи и начался этап её истории, когда она протекала по Низменным Каракумам и впадала сначала в позднеакчагыльское море, а затем и в апшеронский, бакинский и хазарский бассейны Каспия. Единство этого процесса, т.е. формирования мощной аллювиальной толщи в результате деятельности одного и того же потока из Памиро-Алая, установлено многочисленными данными, включая детальное аналитическое исследование отложений.

Несмотря на существование крупных водных потоков, стекавших с уже появившихся в плиоцене высокогорных узлов, климат в течение всего позднего кайнозоя был, в целом, сухим и континентальным. Это способствовало формированию вне пределов аллювиального осадконакопления бессточных солончаковых впадин выдувания.

В процессе накопления каракумской толщи широко были развиты эоловые процессы. Данные бурения свидетельствуют о глубоких долинообразных понижениях, существовавших в это время и свидетельствующих об активном врезании речных долин. Таким образом, аллювиальные равнины Каракумов получили свои современные черты в то время, когда пра-Амударья несла свои воды по Низменным Каракумам в бассейн Каспийского моря. В дельтовых районах Пра-Амударьи пресноводные моллюски, в первую очередь *Corbicula fluminalis* и др., существовали, начиная с апшеронского времени. Раковины их массами встречаются в отложениях бакинского и хазарского времени в приузбойской части Каракумов.

Комплекс литологически однородных осадков каракумской свиты прослеживается по всей площади распространения пустыни от Амударьи до побережья Каспия. Осадки каракумской свиты представлены серыми слюдястыми песками с большим содержанием зерен полевых шпатов. В толще встречаются маломощные линзы и прослои глин, суглинков и глиняных катунов. Мощность

свиты весьма велика, так даже в Юго-Восточных Каракумах, установленная бурением мощность свиты достигает 502,8 м. Здесь она залегает на поверхности интенсивно размытых континентальных песчаников неогена. Что же касается её мощности в придельтовой части, то там она вместе с плиоценовыми отложениями превышает 5 км.

Важное значение имеет относительное постоянство состава и строения каракумской свиты (Геология СССР, 1972). Анализ верхней 100 м части разреза свиты показывает, что в юго-восточной части, близкой к области сноса, пески представлены более крупными фракциями, зерна менее окатаны. По мере удаления на запад состав отложений становится тоньше, гораздо более окатанным, в разрезе всё большую роль начинают играть прослои плотных такыровидных глин.

Юго-западная Часть Туркменистана, до высоты 48–50 м. покрыта морскими хвалынскими отложениями, которые простираются до меридиана Кызыл-Арвата (ныне г. Сердар). Сложные колебания хвалынского бассейна запечатлены, как в террасах Узбоя, так и в дельтах Атрека (Дурдыев, 2008).

В позднечетвертичное время, в начальную эпоху нижнехвалынской трансгрессии, в Каракумах сформировалась иная палеогеографическая обстановка. Пра-Амударья перестала нести свои воды по Низменным Каракумам в Каспийское море. Она повернула на север по ранее существовавшей долине Зеравшана и начала заполнять Хорезмскую впадину, а затем перетекать по руслу Акчадарья и стала впадать в юго-восточную часть Аральского моря. Это был первый этап в истории современной Амударьи. Однако позднее, по-видимому, в начале внутривалынской регрессии, Амударья, прорвав барьер в виде сарматских известняковых плато (Тузгыр, Таримкая и др.), начала стекать в Сарыкамышскую впадину, где и испарялось три четверти её вод (Бабаев, Горелов, 1990). Заполнив Сарыкамыш до абс. уровня 58 м, одна пятая её воды стала изливаться на юг в виде непостоянного потока, известного как Узбой (Кесь, 1936). На берегах этой реки существовал первобытный человек эпохи неолита, а частично, в периоды кратковременных возрождений его течения и культуры бронзового времени (Массон, 1958).

Четвертичные отложения Каракумов накапливались в условиях континентального и, в целом, аридного режима. В периоды увеличения водности временных водотоков, обусловленных активизацией таяния горных ледников, формировались мощные блуждающие потоки (Кунин, 1980), деятельность которых хорошо выражена в современном рельефе в виде глубоких долин (в предгорьях) и слепых дельт (на равнине).

На последних этапах развития Каракумов, после поворота Амударьи в предхвалынское время на север, главную роль в рельефообразовании стали играть эоловые процессы, создавшие различные по морфологии типы поверхности Каракумов (Бабаев, Горелов, 1972; Бабаев, 1995). Современный же ландшафт пустыни формировался в течение длительного времени в условиях сухого континентального климата. При этом главенствующую роль в процессах денудации, транспортировки и аккумуляции материала играли первоначально флювиальные процессы, коренным образом переработанные затем деятельностью ветра (Бабаев, 1999).

#### Список литературы

1. Алибеков Л.А., Бабаев А.Г. Влияние колебаний земной коры на развитие процессов опустынивания // Проблемы освоения пустынь. 2008, № 2.
2. Бабаев А.Г. Проблемы освоения пустынь. Ашх.: Ылым, 1995.
3. Бабаев А.Г. Проблемы пустынь и опустынивания в Центральной Азии. ФРГ: Спрингер, 1999.
4. Бабаев А.Г., Горелов С.К. Проблемы геоморфологии пустынь. Ашх.: Ылым, 1990.
5. Геология СССР. Туркменская ССР. Т. XXII. М., 1972
6. Дурдыев Х. Развитие природных комплексов Низменных Каракумов // Проблемы освоения пустынь, 2008, № 3.
7. Кесь А.А. Руслу Узбоя и его генезис // Тр. Ин-та географии АН СССР. Т. 30. М., Л., 1936.
8. Ковда В.А. Проблемы опустынивания и засоления почв аридных регионов мира. М.: Наука, 2009.
9. Кунин В.Н. Воды пустынь и окружающая среда. М., 1980.
10. Массон М.Е. Новые картографические данные о прошлом Туркменистана // Изв. АН ТССР, 1958, № 1.
11. Федорович Б.А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии // Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз. 1946, № 6.
12. Федорович Б.А. Развитие учения о рельефе песчаных пустынь // Проблемы освоения пустынь. 1974, № 1.



# ТРЕЩИННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПОЧВАХ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЙ | CLEFT FORMATION IN SOILS – AS AN EVIDENCE OF PALEOLANDSCAPE CONDITIONS

**А.И. Баженов, А.С. Якимов**

*Институт криосферы Земли Сибирского отделения Российской академии наук, Тюмень, Россия;  
bazhenov-ikz-anatolii@mail.ru*

**A.I. Bazhenov, A.S. Yakimov**

*Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia*

В определённых природных условиях в почвах могут возникать новые структуры – вертикальные разрывные деформации или трещинные образования, вскрывающиеся в почвенном покрове и верхних слоях осадочных пород. В процессе своего развития они становятся важным фактором в функционировании почв, растительных и животных сообществ, ландшафтов в целом. После смыкания и заполнения трещин в профиле почв сохраняются морфологические признаки, такие как псевдоморфозы, гумусовые затёки в нижележащие горизонты. Изучение их морфологических признаков позволяет реконструировать природные условия, в которых они возникли и развивались.

Во время полевых и камеральных исследований был использован ряд естественнонаучных методов. Оценка ландшафтных условий современного образования трещин проводилась с использованием метода комплексного физико-географического описания (Беручашвили, Жучкова, 1997), а также ландшафтного профилирования (Жучкова, Раковская, 2004). Особо отмечались факторы возникновения трещинных образований на поверхности почвенного покрова. Морфологический метод использовался для характеристики трещинных образований и вмещающих их почв, а также сопутствующих объектов (Почвоведение, 1988; Полевые исследования свойств, 2012). Он составляет основу полевой диагностики почв и почвенных образований. Для выявления характеристик трещинных образований проводились дополнительные морфологические исследования на макро- и мезо- уровнях: изучались параметры их расположения на поверхности, основные морфометрические данные (длина, ширина и т.д.). Проведение реконструкций природных обстановок прошлого осуществлялись сравнительно-географическим методом, который основывается на сопоставлении трещинных образований в почвах, и соответствующих факторов трещинообразования в их историческом развитии и пространственном распространении в различ-

ных современных ландшафтах (Фоминых и др., 2010). Основой для историко-археологической интерпретации данных почвенных исследований служит почвенно-археологический метод, суть которого состоит в сопряжённом изучении современных почв и палеопочв разновозрастных археологических памятников, время сооружения которых, определяется археологическими методами (Демкин, 1997; Рябогина, Якимов, 2010).

Исследования проводились в лесостепи уральского региона, в пределах Курганской и Челябинской областей. Современные ландшафтно-климатические условия района исследований соответствуют южной лесостепи Зауральской провинции. Рельеф представлен равнинами междуречий, с многочисленными плоскими понижениями – блюдцами и ложбинами, тянущимися между гривами (Гвоздецкий, Михайлов, 1978). Регион отличается умеренно континентальным климатом. Годовые амплитуды  $t$  – 33–36°;  $t_{cp}$  за январь от –16° до –18° ( $t_{мин} = -48° - 51°$ ). Лето теплое:  $t_{cp}$  июля 18–20°, а  $t_{макс}$  до 41°. В течение года выпадает 300–380 мм осадков, из которых на тёплый период приходится 250–320 мм. Максимальная мощность снежного покрова колеблется от 28 до 45 см (Андреева, 2002). Следует отметить, что ландшафты развиваются в условиях неустойчивого атмосферного увлажнения. Снежный покров сходит весной рано (15–20 апреля), и талые снеговые воды быстро стекают. За лето выпадает в среднем около 150–200 мм осадков; высокие температуры и сильные ветры способствуют их быстрому испарению. Всё это приводит к периодическому дефициту влаги. Почвообразовательные процессы распространяются в этих условиях на сравнительно небольшую глубину, и зональные типы почв отличаются небольшой мощностью почвенного профиля. Так мощность черноземов на открытых участках редко превышает 40–50 см; они слабо выщелочены и содержат много гумуса. Почвенный покров состоит из сложной мозаики самых различных типов чернозёмных почв: выщелоченных, оподзоленных и т.д.), а также солонцов. Для растительного покро-

ва типично обилие европейских видов (70–90 %). В условиях континентального климата и пятнистого распространения почв, различного типа растительные ассоциации оказываются приуроченными к определенным элементам рельефа. Колки занимают не больше 4–5 % площади. Задернованность почв степных участков (80–90 %) (Гвоздецкий, Михайлов, 1978).

Современные трещинные образования усыхания (Баженов, Якимов, 2012) в исследуемом районе встречаются на различных геоморфологических уровнях, в условиях лугово-степной и степной растительности, в профилях чернозёмных почв. Типичным для их проявления в почвенном покрове является сниженное проективное покрытие растительности до значений менее 75–80 %. Встречаются как отдельные трещины, так и расположенные сериями. При достаточном сгущении на поверхности почвенного покрова трещинные образования сходятся по три в одной точке, образуя трёхлучевое сочленение и шестигранный рисунок в плане. На склонах крутизной более 5° трещинные образования ориентированы преимущественно субнормально и субпараллельно по отношению к бровке склона, что свидетельствует о влиянии гравитационных сил на их формирование. При выпасе крупного рогатого скота проективное покрытие может снижаться до 50–60 %, а частота проявления трещин возрастать в 2–3 раза. В районе археологических исследований поселение Степное 1 (Троицкий район, Челябинская область) трещинные образования усыхания встречены с поверхности только на распаханых и молодых залежных участках. В профилях почв трещинные образования представляют собой пустоты шириной с поверхности 20–50 мм, иногда используемые грызунами для нор и ходов, постепенно сужающиеся к глубине 0,4 м до 2–5 мм. В верхней части они бывают заполнены остатками растений, материалом из дернового горизонта. Визуально трещины продолжают до глубины 0,4–0,5 м, редко до 0,7 м. В гумусовом почвенном горизонте вертикальных трещин в 4–5 раз больше, чем проявляющихся на поверхности, их длина полностью совпадает с мощностью гумусового горизонта и составляя 0,3–0,5 м; ширина 1–5 мм. В нижней части почвенного профиля (в иллювиальном горизонте и почвообразующей породе) под трещинными образованиями прослеживаются затёки гумуса, что свидетельствует о наиболее интенсивном промывном режиме почв, проходящего по трещинам.

Погребённые трещинные образования, вскрытые раскопом средневекового жилища археологического памятника Кочегарово 1 представлены фрагментарно и представлены следами трещин. В гумусовом горизонте (до глубины 0,53–0,55 м.)

по предполагаемым палеотрещинам встречаются остатки растительности и корни трав; в нижней части профиля (0,53–0,90 м.) наблюдаются трещины и тёмно-серые гумусовые затёки шириной 20–50 мм в светло-жёлтом лёгком суглинке. В плане палеотрещинные образования формируют густую сеть, разбивая поверхность на полигоны диаметром 1,5–2 м., которые дробятся на более мелкие диаметром до 0,1–0,2 м. Рисунок в плане имеет черты паркета Пенроуза.

Следует отметить, что причиной формирования и функционирования трещин иссушения является усадка в горизонтальном направлении гумусового горизонта чернозёмных почв при их иссушении, за счёт обезвоживания и уменьшения объёма дисперсных частиц. В тоже время, за счёт высокой прочности при сопротивлении раздавливанию (связности), сохраняется вертикальная монолитность гумусового почвенного горизонта, обеспечивающая деление горизонта на педоны, блоки, полигоны.

Как уже отмечалось, ландшафты развиваются в условиях неустойчивого атмосферного увлажнения. Высокие колебания объёма почв за короткий период, быстрое стекание снеговых вод после ранней весны, низкая летняя норма осадков в совокупности с высокими температурами и сильными ветрами обеспечивают, а также способствует уменьшению прочности дернового горизонта на разрыв (связности) за счёт снижения проективного покрытия растительности. При этом вертикальная протяжённость образований почти равна мощности гумусового горизонта; ширина, а также характеристики гумусных затёков в нижнюю часть профиля – прямо пропорциональна амплитуде горизонтальной деформации при иссушении. Густота трещинных образований увеличивается при снижении проективного покрытия и задернованности по природным и антропогенным причинам. Заполнение трещин в верхней части органическими остатками и грунтом, а также гумусовые затёки в нижележащие горизонты – индикаторы ускорения вертикального переноса грунтов, органического вещества и воды, а также проникновения почвообразовательного процесса вглубь профиля. В профилях погребённых почв остатки трещинных образований и гумусовые затёки в нижележащие горизонты могут свидетельствовать о сезонно-аридных условиях и антропогенной нагрузке. Встреченные под раскопом средневекового жилища археологического памятника Кочегарово 1 остатки трещинных образований на вскрытом участке, могут соответствовать интенсивной антропогенной нагрузке, с возможной деградацией растительного покрова, уплотнением почвенных горизонтов и профиля в целом, а также с потерей монолитности.

### Список литературы

1. *Баженов А.И., Якимов А.С.* Трещины усыхания как индикатор преобразования почвенно-растительного покрова при антропогенной нагрузке. Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов: тезисы докладов III Международной конференции, г. Тюмень, 6–8 ноября 2012 г. / под ред. А.В. Соромотина, А.В. Толстикова. Тюмень: Изд. ТюмГУ, 2012, с 20–22.
2. *Демкин В.А.* Палеопочвоведение и археология. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
3. Полевые исследования свойств почв: учеб. пособие к полевой практике для студентов, обучающихся по направлению подготовки 021900 – почвоведение / М.А. Мазиров [и др.]; Владим. гос. ун-т имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых. – Владимир: Изд-во ВлГУ, 2012. – 72 с.
4. Почвоведение. Учеб. для ун-тов. В 2 ч./Под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова. Ч. 1. Почва и почвообразование/Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др. – М.: Высш. шк., 1988. – 400 с: ил.
5. *Рябогина Н.Е., Якимов А.С.* Палинологические и палеопочвенные исследования на археологических памятниках: анализ возможностей и методика работ. Вестник археологии, антропологии и этнографии, 2010. № 2 (13). С. 186–200.
6. *Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Пинский Д.Л.* Сравнительный анализ палеопочв в древних ландшафтах севера России. Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 2, с. 56–68
7. *Андреева М.А.* География Челябинской области / М.А. Андреева, А.С. Макарова. – Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 2002. – 320 с.
8. *Беручашвили Н.Л., Жучкова В.К.* Методы комплексных физико-географических исследований / Н.Л. Беручашвили, В.К. Жучкова. – М.: МГУ, 1997. – 320 с.
9. *Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И.* Физическая география СССР. Азиатская часть. М., Мысль, 1978
10. *Жучкова В.К., Раковская Э.М.* Методы комплексных физико-географических исследований / В.К. Жучкова, Э.М. Раковская. – М.: Академия, 2004. – 368 с.

ПЕРИОДЫ АРИДИЗАЦИИ И ДИНАМИКА  
РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ СТЕПНОЙ  
ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО  
ЗАБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

ARID PERIODS AND DYNAMICS  
OF DEVELOPMENT OF HOLOCENE STEPPE  
LANDSCAPES IN SOUTHERN-EASTERN  
TRANSBAIKALIA

**В.Б. Базарова**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия  
bazarova@tig.dvo.ru*

**V.B. Bazarova**

*Pacific Geographical Institute of FEB RAS, Vladivostok*

Исследования природных объектов, содержащих почвенные, аллювиальные, болотные, озерные и лессовые садки, позволяют установить закономерности колебаний климата с сопровождающими «всплесками» аридизации, которые оказывают значительное влияние на развитие природной среды.

Расположение территории Юго-Восточного Забайкалья в глубине азиатского материка, удаленность ее от океанов и морей, значительная приподнятость над уровнем моря обуславливают резко континентальный климат. Для него характерны отрицательная среднегодовая температура, короткий безморозный период, небольшое количество атмосферных осадков с неравномерным распределением в течение года, большие колебания температуры воздуха и почвы в течение суток и огромная амплитуда колебаний температуры между самым холодным и самым теплым месяцем года. Самый холодный месяц – январь со среднемесячной температурой около  $-23^{\circ}\text{C}$  и абсолютным минимумом  $-50^{\circ}\text{C}$ , а самый теплый месяц – июль со среднемесячной температурой  $+17^{\circ}\text{C}$  и абсолютным максимумом  $+40^{\circ}\text{C}$ . Годовая амплитуда колебаний абсолютных температур составляет  $90^{\circ}\text{C}$ , средних месячных  $40^{\circ}\text{C}$ , среднесуточных в мае и июне –  $+20^{\circ}\text{C}$ , январе –  $-28^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовое количество осадков 250 мм в степной зоне и 370 мм в горнолесостепной. Такие показатели вполне сопоставимы с аридными климатическими условиями.

Для территории Юго-Восточного Забайкалья характерно постепенное убывание роли лесных сообществ к югу: южные участки лесостепи постепенно переходят в степные равнины. В составе лесной растительности горной лесостепи господствуют лиственнично-березовые, сосновые и березовые леса. Характерными для лесостепной зоны являются ильмовники, которые на территории всего Забайкалья являются реликтами и генетически связаны с третичными саваннами. В междуречье рек Шилка и Аргунь встречается большое количество реликтовых дауро-маньчжурских и восточноазиатских видов. Это флористический рубеж, связанный

с появлением в долинах лесостепных рек представителей третичной флоры (Дулепова, 1993; Бутина, 2009). В степной зоне широко распространены многочисленные мелководные озера, некоторые из которых относятся к озерам пойменного типа.

Реконструкция изменения климата в голоцене проведена по материалам, полученным при изучении пойменных, аллювиальных и озерных осадков в степной зоне. В конце позднего плейстоцена (~10 тыс. л. н.) в южной части Забайкалья господствовали ландшафты холодных степей с криоксерофитной растительностью. Граница степной зоны находилась значительно севернее, чем современная. Потепление климата в раннем голоцене привело к разрушению многолетней мерзлоты и появлению лесной растительности, представленной небольшими сосновыми редколесьями. Последующее похолодание климата (9,2–9,8 тыс. л.н.) способствовало развитию слабо облесенных ландшафтов в области современного распространения степи и горной лесостепи. Незначительное потепление и увеличение атмосферного увлажнения 9,2–8,3 тыс. л.н. изменило ландшафты: более широкое распространение получили сосновые леса и появились лиственнично-березовые формации с участием кустарниковых берез, ольховника и единичными представителями *Pinus s/g Haploxyton* и ели. Кратковременное похолодание (8,3–7,6 тыс. л.н.) привело к сокращению площади сосновых лесов и увеличению площади степных ландшафтов со значительным участием ксерофитов. Период климатического оптимума голоцена (4,5–5,0 тыс. л.н.) ознаменовался значительным расширением площади лесных формаций, представленных большими островными сосновыми борами на песчаных речных террасах в степной зоне, березово-лиственничными лесами в зоне горной лесостепи. Впервые в лесных формациях в единичных количествах появлялись представители широколиственной флоры (*Quercus mongolica* и *Ulmus*). На прилегающих к Юго-Восточному Забайкалью территориях центральной и северной части Забайкалья смягчение зимних температур воздуха и увеличение



влажности способствовали широкому развитию ели, а также пихты и единичных представителей дуба монгольского; в северо-восточной Монголии в этот период в горах были распространены сосново-лиственничные леса с примесью ели и пихты. Возможно, граница распространения широколиственных пород достигала 52° с.ш., так как севернее этой широты в отложениях голоцена пыльцевые зерна дуба и ильма не были найдены. В оптимум голоцена условная северная граница степной зоны продвинулась на юг на несколько сотен километров. Начиная с конца среднего голоцена в северной части Забайкалья господствовали ландшафты горных лесостепей с участками светлохвойной тайги, а на юге отмечены следы значительного увеличения степных ландшафтов. Граница степной зоны переместилась на север и постепенно достигла настоящих пределов. Это было вызвано похолоданием климата и усилением аридизации. В начале позднего голоцена похолодание сопровождалось ослаблением аридизации, что способствовало возрастанию роли кустарниковых берез и ольхи в лесах горной лесостепи. В этот период в степных районах повышался уровень озер (Базарова и др., 2011; Виппер, Голубева, 1976; Виппер и др., 1976). Усиление аридизации во второй половине позднего голоцена привело к сокращению облесенности территории. Сильнее всего это отразилось в современной степной зоне, исчезли обширные сосновые боры, сократились площади березово-лиственничных лесов, произошло значительное обмеление озер (Голубева, 1976; Базарова и др., 2008). За последние 1900 лет выделены периоды длительной засухи (1655–1750 и 1090–1180 гг.). Полученный временной ряд уточняет качественные тенденции аридизации-увлажненности в Евразии за последние 210 лет, так называемые циклы Брикнера (Птицын и др., 2010).

К одной из особенностей развития основного компонента ландшафта – растительности, относится распространение широколиственных пород на территории Забайкалья (Базарова, Мохова, 2012). В оптимум голоцена единичные представители ши-

роколиственных пород дуб и ильм достигали подножий юго-восточных склонов Яблонового хребта (Решетова и др., 2008). Их распространение происходило из небольших рефугиумов. На юге Западной Сибири максимальный расцвет дуба, вяза и липы приходится на интервал от 6 до 4,5 тыс. л.н. В этот период условная граница западного ареала этих пород достигала Лено-Ангарского плато (Волкова, Белова, 1980; Белов, Белова, 1984). С последующими изменениями климатических условий (похолодания) граница ареала постепенно смещалась на запад, достигнув пределов Уральского хребта. Современные ее контуры сформировались в позднем голоцене (~1–1,5 тыс. л.н.), о чем свидетельствуют единичные находки пыльцы вяза и липы в отложениях этого времени в некоторых разрезах Западной Сибири (Левина, Орлова, 1993). Граница восточного ареала широколиственных пород достигает подножий восточных склонов хребта Большой Хинган (Манько, Розенберг, 1967). Необходимо отметить, что в течение всего голоцена на территорию юго-западного и юго-восточного побережья Байкала широколиственные породы не проникали (Тарасов и др., 2002; Безрукова и др., 2005 и др.), т.е. границы западного и восточного ареалов широколиственных пород не пересекались (Базарова, Мохова, 2012). В настоящее время дуб представлен в виде реликтовой рощи в нижнем течении р. Аргунь (Михеев и др., 2010). Эта роща – единственная из рефугиумов, которые были распространены в междуречьях некоторых рек бассейна Амура, и сохранившаяся до настоящего времени. Несомненно, она является современным рефугиумом широколиственных пород на территории всей Сибири.

Таким образом, в течение голоцена на территории Юго-Восточного Забайкалья реконструированы три периода усиления аридизации, которые приводили к перемещению границ и увеличению площадей степных ландшафтов, сменам биоценозов, уменьшениям уровня озер, иногда до полного их пересыхания, а также обмелению или пересыханию рек I–II порядков.

### Список литературы

1. Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения обстановок осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере поймы р. Иля) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 1296–1305.
2. Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А. Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 426–438.
3. Базарова В.Б., Мохова Л.М. Развитие широколиственной флоры в составе лесной растительности бассейна Амура в голоцене // География и природные ресурсы. 2012. № 3. С. 105–109.
4. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Летунова П.П., Орлова Л.А., Такахара Х., Мийоши Н., Накамура Т., Крапивина С.М., Кавамура К. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. С. 21–33.
5. Белов А.В., Белова В.А. Основные этапы развития растительности Средней Сибири в позднем кайнозое // История флоры и растительности лесной и степной зон северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 42–56.

6. *Бутина Н.А.* Ильмовники Восточного Забайкалья: анализ флористического и фитоценотического разнообразия, биоэкологические особенности видов рода *Ulmus*. Автореф. дис.... канд. биол. наук. Улан-Удэ, 2009, 23 с.
7. *Виппер П.Б.* Последлениковая история ландшафтов в Забайкалье // Доклады АН СССР. 1962. Т. 146. С. 871–874.
8. *Виппер П.Б.* Взаимоотношение леса и степи в горных условиях юго-восточного Забайкалья // Ботанический журнал. 1968. Т. 53. С. 491–504.
9. *Виппер П.Б., Голубева Л.В.* К истории растительности юго-западного Забайкалья в голоцене // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1976. № 45. С. 45–55.
10. *Виппер П.Б., Дорофеев Н.И., Метельцева Е.П., В.Т.Соколовская.* История развития растительности Северной Монголии в голоцене на основе палеоботанического изучения донных отложений пресных озер // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 161–163.
11. *Волкова В.С., Белова В.А.* О роли широколиственных пород в растительности голоцена Сибири // Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 112–117.
12. *Голубева Л.В.* Растительность северо-восточной Монголии в плейстоцене и голоцене // Структура и динамика основных экосистем Монгольской народной республики. М.: Наука, 1976. С. 59–72.
13. *Дулепова Б.И.* Степи горной лесостепи Даурии и их динамика. Чита, Изд-во ЧГПИ. 1993. 396 с.
14. *Левина Т.П., Орлова Л.А.* Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. С. 38–55.
15. *Манько Ю.И., Розенберг В.А.* Очерк растительности междуречья Амур-Амгунь // растительность северных районов Дальнего Востока. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1967. С. 59–86.
16. *Михеев И.Е., Корсун О.В., Стрижова Т.А.* Будюкканская дубовая роща как потенциальный особо охраняемый природный объект Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2010. № 4. С. 45–51.
17. *Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Паниззо В., Мыглан В.С.* Хронология климата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 85–89.
18. *Решетова С.А., Попов В.Б., Разгильдеева И.И.* О возрасте надпойменных террас р. Чикой (Западное Забайкалье) // Палинология: стратиграфия и геоэкология. СПб.: ВНИГРИ. 2008. Т. II. С. 208–212.
19. *Тарасов П.Е., Дорофеев Н.И., Виппер П.Б.* Динамика растительности Бурятии в голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. С. 94–103.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ  
*BISON PRISCUS BOJANUS*  
ПРИАЗОВЬЯ (РОССИЯ)  
И ИХ ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

LATE PLEISTOCENE  
*BISON PRISCUS BOJANUS* FROM THE SEA  
OF AZOV REGION (RUSSIA)  
AND THEIR PALEOECOLOGY

В.С. Байгушева<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>2</sup>, Г.И. Тимонина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Азовский музей-заповедник, Азов, Россия

<sup>2</sup>Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

vvtitov@yandex.ru; azovpriroda@yandex.ru

V.S. Baigusheva<sup>1</sup>, V.V. Titov<sup>2</sup>, G.I. Timonina<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Azov museum reserve, Azov, Russia

<sup>2</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

После микулинского (земского) межледниковья на юге Восточной Европы остатки зубров являются наиболее распространенными ископаемыми, как в палеолитических памятниках разного типа, так и в естественных захоронениях. В зоне открытых и полуоткрытых ландшафтов юга Русской равнины зубры обитали ещё в XVI–XVII веках. Эти животные являлись основным объектом охоты древнего человека на данной территории (Байгушева, Титов, 2007). В частности, на территории Приазовья, Северного Кавказа и Нижнего Поволжья они известны и из целого ряда среднепалеолитических мустьерских (Ильская (до 92 % от всех костных находок), Рожок 1, Сухая Мечетка, Бирючья Балка 2 (81 % в мустьерских слоях), и позднепалеолитических стоянок (Каменная Балка 1, 2 (до 54,5 %), Каменная Балка 3/Третий Мыс (22,9 % – 2 слой, 30,9 % – 3 слой), Амвросиевка (около 100 %), Золотовка 1, Анетовка I, Анетовка II (97 %), Большая Аккаржа (Верещагин, Колбутов, 1957; Праслов, 1968; Hoffecker et al., 1991; Baryshnikov, 1999; Stanko, 1999; Krotova, 1999; Титов, Кияшко, 2006; Байгушева, Титов, 2007). В меньшем количестве остатки этих животных представлены в стоянке Мураловка, время существования которой, вероятно, было приурочено к периоду распространения в Приазовье тундрово-степных условий в период максимального оледенения валдайской ледниковой эпохи (рис. 1).

Считается, что позднеплейстоценовые зубры Восточной Европы относятся к виду *Bison priscus* или его подвидам. Значительная степень изменчивости морфологических признаков требует тщательного изучения и анализа региональных особенностей популяций в различные периоды существования данной полиморфной группы рода *Bison*.

Поскольку основной материал по бизонам позднего плейстоцена происходит преимущественно из палеолитических стоянок, ряд особенностей биологии и экологии этих животных остаются малоиз-

ученными. Важным для решения некоторых из этих вопросов является материал по *B. priscus*, полученный при раскопках в 2003 г. и при поверхностных сборах в районе с. Порт-Катон Ростовской области (Россия). Костеносный слой располагался на глубине 7 м в 30-м обрыве южного берега Таганрогского залива Азовского моря. Костные остатки одного вида животных были приурочены к овражному врезу, заполненному тонкопористыми однородными лессовидными суглинками. На основании того, что отсутствует какая-либо сортировка материала, и были встречены остатки в анатомическом сочленении (позвонки, ребра, дистальные части конечностей), мы предполагаем, что захоронение произошло недалеко от места гибели бизонов. Благодаря одинаковой степени сохранности остеологического материала, ограниченной локализации материала, соотношения возраста и пола животных, отсутствию орудий труда и следов обработки костей человеком, можно предположить одновременную стихийную гибель стада бизонов. Минимальное количество обнаруженных особей – 43 (по МТ dex). Коллекция, включающая более 1800 экземпляров, хранится в фондах Азовского музея-заповедника (coll. KP-30053). Радиоуглеродная датировка костей показывает, что животные жили около 46 000 лет назад. Палинологические данные свидетельствуют о преобладании в регионе смешанных хвойно-мелколиственных широколиственных пород лесов, а также лугово-степных фитоценозов, характерные для интерстадиального потепления среднего Валдая (Байгушева и др., 2013 в печати).

Определение возрастной структуры стада бизонов из Порт-Катона проводилось на основании степени стертости и стадии прорезания зубов, а также по характеру прирастания эпифизов на астрагалах и метаподиях. На одной из нижних челюстей с dp2-m1 сохранился непрорезавшийся резец, который начинает функционировать у современных представителей рода *Bison* только в возрасте 1 года

(Клевезаль, 2007). Непрорезавшийся второй постоянный коренной зуб m2 в данной челюсти целиком находится в челюсти. Подобная степень стертости молочных и постоянного зуба встречена ещё у 2 особей из выборки. Сравнение наших данных с таковыми у Н. Белан (Krotova, Belan, 1993) по бизону из Амвросиевки (поздний палеолит, Украина) и с современным зубром позволяет определить возраст самых молодых животных из порт-катонской коллекции примерно в 8 месяцев. Таким образом, принимая время рождения телят в апреле-июне месяце, мы делаем вывод, что гибель стада произошла, вероятно, в декабре-феврале.

Анализ степени стертости 22 зубов m3 *B. priscus* из Порт-Катона показал, что в порт-катонской коллекции преобладают остатки молодых животных. зубы животных старших возрастов (от 10 лет и выше). В отличие от многочисленной выборки остатков бизонов из кухонных остатков стоянки в Амвросиевке, в стаде из Порт-Катона присутствует больше молодых особей до 4-х лет, и меньше 7-9 летних. Судя по состоянию срастания пяточного бугра, на долю молодых животных приходилось 41,2 % стада. Ювенильные особенности костной ткани надпяточных костей (астргалов) и их относительные размеры также указывают на многочисленность молодых животных (41,7 %). Об этом же свидетельствует и состояние эпифизов задних метаподий – 43 %.

Половой состав стада определялся, прежде всего, по характеристикам и размерам надпяточных костей и метаподий, а также в сравнении с *B. priscus* из Амвросиевки. Из 66 надпяточных костей самцам принадлежит 10 экземпляров (20,8 %), самкам 18 (37,5 %), незрелым особям – 20 (41,7 %). Среди последних прослеживаются три группы возрастов. В группе самцов только один экземпляр может быть интерпретирован как взрослый самец, сходный по всем параметрам с данными Белан (Krotova, Belan, 1993). Остальные 9 были моложе. Данные по задним метаподиям показывают, что только 2 кости из 42 метатарзов принадлежали взрослым самцам. Причем один из них был моложе, судя по неполному прирастанию нижнего эпифиза.

Материалы из Порт-Катона показывают, что на территории открытых ландшафтов юга Восточной Европы в позднем плейстоцене бизоны в зимние месяцы собирались в стада по несколько десятков особей, в которых преобладали самки и молодежь.

Бизоны из Порт-Катона были некрупными. Сравнение соотношения параметров передних метаподий (длины этой кости и индекса ширины к длине кости; Sher, 1997) показало, что они занимают промежуточное положение между таковыми из Roterberg (Saalfeld, Thuringia) и Мосбаха. Роговые стержни у бизонов из Порт-Катона довольно длинные (длина по прямой достигает 535,0 мм), относительно тонкие и слабоизогнутые – (индекс изогну-



Рис. 1. Некоторые местонахождения (мустьерские и позднепалеолитические памятники) с остатками *Bison priscus* с территории юга европейской части России.

\* – отсутствует абсолютная датировка



тости 97,4 %). Форма рогового стержня напоминает такую бизона из Зюссенборна и длиннорогого *B. priscus longicornis* из позднего плейстоцена долины р. Ангары в Сибири, а также для забайкальского зубра, описанного К.К. Флёровым как *B. p. gigas*. На основании длинных относительно прямых рогов есть основание предположить, что бизон из Порт-Катона не являлся лесной формой.

Проведено изучение мезостирания эмали (Fortelius, Solounias, 2000; Rivals et al., 2007), фиксирующего характер питания растительноядного животного на основании анализа степени заостренности зубов. На основе изучения 22 экземпляров верхних зубов M2 получилось, что характер мезостирания *B. priscus* из Порт-Катона составляет 1,1 баллов. Эта характеристика близка к данным по современным северноамериканским лесным бизонам *B. bison athabascae* Rhoads (1,00 баллов) и отличается от современных равнинных бизонов *B. bison bison*

(L.) (2,73 балла). Характер мезостирания эмали зубов у зубров из несколько более древнего мустьерского памятника Рожок 1 и 2 близок к таковому показателю у *B. priscus* из Порт-Катона и составляет 0,8 баллов. Характер микростирания эмали также указывает на наличие смешанного питания у бизонов из Порт-Катона, Рожка 1,2 и Бирючей Балки 2, и сходен с таковым у современных лесных бизонов и в значительной степени отличается от таковых у равнинных североамериканских бизонов, которые вместе с пищей получают гораздо больше абразивных частиц (Rivals et al., 2007).

На основании комплекса данным можно сделать вывод, что питание позднплейстоценовых *B. priscus* с территории Восточной Европы преимущественно степных животных было весьма разнообразным на протяжении всего года, и включало не только травянистые растения, но и веточный и лиственный корм.

### Список литературы

1. Байгушева В.С., Титов В.В. Природная среда и условия жизни охотников на зубров в Приазовье // Вестник антропологии, 2007. Вып. 15. С. 113–119.
2. Байгушева В.С., Титов В.В., Тимонина Г.И., Симакова А.Н., Тесаков А.С. Массовое захоронение позднплейстоценовых бизонов в северо-восточном Приазовье (Порт-Катон, Ростовская область) // ДАН, 2013, в печати
3. Верещагин Н.К., Колбутов А.Д. Остатки животных на мустьерской стоянке под Сталинградом и стратиграфическое положение палеолитического слоя // Труды зоологического института АН СССР, 1957. Т. 22. С. 75–89.
4. Праслов Н.Д. Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона // МИА, № 157. Л., 1968. 156 с.
5. Титов В.В., Кияшко П.В. Материалы по фауне из многослойной стоянки Бирючьа Балка 2 / Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 2005 г. Азов, 2006. Вып. 22. С. 326–341.
6. Baryshnikov G.F. *Bison* from Early Paleolithic sites in the Caucasus and Crimea / *Le Bison: Giber et moyen de subsistence des hommes du Paleolithique aux paleoindiens des Grandes Plaines*. Editions APDCA, Antibes, 1999. P. 319–331.
7. Fortelius, M., Solounias, N. Functional characterization of ungulate molars using the abrasion-attrition wear gradient: A new method for reconstructing paleodiets. *American Museum Novitates*, 2000. V. 3301, 1–36.
8. Hoffecker J.F., Baryshnikov G., Potapova O. Vertebrate remains from the Mousterian site of Il'skaya I (northern Caucasus, U.S.S.R.): New analysis and interpretation // *Journal of Archaeological Science*, 1991. V. 18, Is. 2, P. 113–147.
9. Krotova A.A. The Upper Paleolithic *Bison* hunters: Amvrosievka / *Le Bison: Giber et moyen de subsistence des hommes du Paleolithique aux paleoindiens des Grandes Plaines*. Editions APDCA, Antibes, 1999. P. 332–341.
10. Krotova A.A., Belan N.G. A unique Upper Paleolithic site in Eastern Europe. In: O. Soffer, N.D. Praslov (Eds.) *From Kostenki to Clovis/ Upper Paleolithic-Paleo-Indian Adaptations*. Plenum press, New York, London, 1993. P. 124–142.
11. Rivals F., Solounias N., Mithlbackler M.C. Evidence for geographic variation in the diets of late Pleistocene and early Holocene *Bison* in North America, and differences from the diets of recent *Bison* // *Quaternary Research*, 2007. V. 68. P. 338–346.
12. Sher A.V. An Early Quaternary bison population from Untermassfeld: *Bison menneri* sp.nov. In: R.-D. Kahlke, Ed. *Das Pleistozan von Untermassfeld bei Meiningen (Thuringen), Teil 1. Monographien des Romisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz*, 1997. Bd. 40, 1, S. 101–180.
13. Stanko V.N. *Bison* hunters in the Late Paleolithic of the Ukraine / *Le Bison: Giber et moyen de subsistence des hommes du Paleolithique aux paleoindiens des Grandes Plaines*. Editions APDCA, Antibes, 1999. P. 342–359.

Ю.П. Безродных<sup>1</sup>, С.В. Делия<sup>2</sup>, Б.Ф. Романюк<sup>1</sup>, В.М. Сорокин<sup>3</sup>, Т.А. Янина<sup>3</sup>, Х.А. Арсланов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>АО «Моринжгеология», Рига, Латвия

<sup>2</sup>«ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть», Астрахань, Россия

<sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup>СПб Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

didacna@mail.ru

Yu.P. Bezrodnykh<sup>1</sup>, S.V. Deliya<sup>2</sup>, B.F. Romanyuk<sup>1</sup>, V. M. Sorokin<sup>3</sup>, T.A. Yanina<sup>3</sup>, Kh. A. Arslanov<sup>4</sup>

<sup>1</sup>AO «Morinzhgeologiya», Riga, Latvia

<sup>2</sup>«LUKOIL-Nizhnevolzhskneft'», Astrakhan', Russia

<sup>3</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>4</sup>State University, Saint-Petersburg, Russia

Поздний плейстоцен Каспия представлен позднехазарской и хвалынской трансгрессиями, разделенными ательской регрессией, и отвечающими этим событиям отложениями. За долгую историю его изучения накоплен обширный материал по биостратиграфии и палеогеографии этой эпохи, однако, ряд вопросов (количество трансгрессивно-регрессивных событий, их статус, время проявления) остается предметом дискуссий. Основная часть материала по проблеме получена в результате исследований на прилегающей к бассейну суше. Поэтому несомненный интерес у исследователей вызывают материалы бурения на акватории Каспия. Нами изучен комплексом методов керн скважин глубиной до 80 м, пробуренных в ходе инженерно-геологических изысканий в Северном Каспии и вскрывающих сложно построенную толщу позднеплейстоценовых отложений. Изучение строения разреза и пространственная корреляция литолого-стратиграфических толщ выполнены с помощью сейсмоакустического профилирования и статического зондирования. Осадки керна изучены литологическим, малакофаунистическим и геохронологическим методами.

Формирование толщи позднеплейстоценовых отложений связано с крупными трансгрессивно-регрессивными циклами в развитии Каспийского бассейна, выделенными тремя ярко выраженными в строении керна (пресноводные либо преобразованные в субаэральной среде осадки) глубокими регрессиями бассейна – черноморской, ательской и мангышлакской.

Позднехазарский этап. Нижняя часть позднеплейстоценовых отложений наиболее полно представлена на северных структурах. Песчаные осадки в основании изученных разрезов характеризуются господством пресноводных видов

(*Corbicula fluminalis*, *Lymnaea stagnalis*, *Valvata* sp. и др.) с примесью слабо солоноватоводных. Они характеризуют мелководный тепловодный почти пресноводный водоем, существовавший на месте современной центральной части Северного Каспия. Осадки более высоких интервалов содержат малакофаунистический комплекс, особенность которого – сочетание двух теплолюбивых видов, принадлежащих к разным типам фауны: *Didacna nalivkini* и *Corbicula fluminalis*, а также редкие *Didacna surachanica*, *D. vulgaris*, *D. pallasii*, с несомненностью свидетельствующие о позднехазарском возрасте комплекса. Он характеризует солоноватоводный мелководный тепловодный бассейн с притоком пресных вод. Описанные слои отражают разные фазы развития позднехазарского бассейна.

Следующий этап развития Каспия представлен песчано-глинистыми осадками небольшой мощности. Особенностью его фаунистического комплекса является обилие *Didacna subcatillus* при встречаемости *D. cristata* и хазарских видов *D. pallasii*, *D. shuraosenica*, *D. subcrassa*. Судя по материалам бурения Г.И. Попова (1983) в северо-западном Прикаспии, *D. subcatillus* в сочетании с *D. cristata* являются «лицом» впервые выделенной им гирканской фауны (после-позднехазарской и до-раннехвалынской). Возможно, отложения описываемой нами толщи принадлежат именно гирканскому этапу развития бассейна, о чем свидетельствуют их радиоуглеродные датировки (> 40 тыс. лет назад). Заключение о таксономическом статусе выделенного этапа и его временной принадлежности может быть сделано только после датирования этой толщи, а также подстилающей ее позднехазарской, другими методами, возможности которых распространяются на конец среднего – начало позднего

плейстоцена. В верхах рассмотренной толщи проявлены признаки преобразования в субаэральной среде при засушливом климате и отмечаются осадки с пресноводными раковинами и включениями растительных остатков.

Хвалынский этап. Разрез его на большей площади Северного Каспия начинается слоем крупнозернистых морских раковинных осадков с часто монодоминантным сообществом *Didacna subcatillus*, с  $^{14}\text{C}$  возрастом от 28,5 до 31,5 (калиброванные даты от 33,5 до 36,5) тыс. лет назад.

Перекрывает его толща сравнительно глубоководных глинистых отложений с включением типичной хвалынской фауны *Didacna protracta*, *D. parallella* и др. Согласно строению керна скважин и составу заключенной в нем малакофауны (*Didacna protracta submedia*, *Dreissena rostriformis compressa*), эта толща отвечает самому глубоководному хвалынскому бассейну. Датирование этого интервала  $^{14}\text{C}$  методом дало возраст около 27 тыс. лет назад (калиброванные даты около 32 тыс. лет назад).

Выше в ряде скважин (преимущественно в южной части Северного Каспия) отмечалось накопление песчаных и пылевато-песчаных осадков, очевидно, отвечающих понижению уровня Каспия. Возрастной интервал от 22 до 19 тыс. лет назад (Безродных и др., 2004). По-видимому, это понижение уровня отвечает последнему ледниковому максимуму. В северных районах этот этап зафиксирован в строении керна размывами.

Эта пачка отложений перекрыта в южной части печано-глинистыми осадками мощностью до 2 м, на которых с размывом залегают глинистые отложения коричневой окраски мощностью до 5 м. Эта глинистая толща выделяется в кернах всех скважин. Она охарактеризована *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. ebersini*, *D. praetrigonoides* и др. видами. Согласно  $^{14}\text{C}$  датировкам ее возрастной интервал 17645–16075 лет (Безродных и др., 2004). Единого мнения о палеогеографической трактовке (раннехвалынская или позднихвалынская стадия трансгрессии) этой толщи у авторского коллектива нет.

Хвалынский цикл отложений завершается дельтово-морскими образованиями в северной части Северного Каспия и песчаными осадками в его южной части.

По отложениям, отвечающим мангышлакской регрессии (сапропель и торф), получены  $^{14}\text{C}$  датировки между 8,8–9,6 тыс. лет назад (калиброванные даты 9,9–10,9 тыс. лет назад).

Материалы бурения на акватории бассейна показывают, что не все события позднплейстоценовой истории Каспия отражены в осадках побережий. Актуальной проблемой является корреляция каспийских толщ, вскрытых скважинами, и выходящих в обнажениях на побережьях. Лишь этот путь приведет к наиболее полной интерпретации истории Каспия в плейстоцене.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 13–05–00242).

#### Список литературы

1. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.
2. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

**ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА РАВНИННОЙ ЧАСТИ УКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ) | NATURAL AND ANTHROPOGENIC CHANGES OF VEGETATION COVER IN THE PLAIN PART OF UKRAINE DURING THE LATE HOLOCENE (BASED ON PALYNOLOGICAL DATA)**

**Л.Г. Безусько**

*Институт ботаники имени Н.Г. Холодного НАН Украины, Киев, Украина  
bezusko@ukma.kiev.ua*

**L.G. Bezusko**

*M.G. Kholodny Institute of Botany, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine*

Успешное решение проблемы формирования растительного покрова Украины в позднем голоцене (последние 2500 лет), как правило, базируется на материалах спорово-пыльцевых исследований отложений фоновых разрезов и археологических памятников (Зеров, 1938; Артющенко, 1970; Артющенко и др., 1982; Кременецкий, 1991; Герасименко, 1997; Безусько и др., 2011).

Приводятся результаты оценки палинологической изученности отложений верхнего голоцена равнинной части Украины (лесная, лесостепная и степная зоны), отвечающие уровню относительной и абсолютной хронологии.

Обобщены палинологические характеристики отложений верхнего голоцена (субатлантический период – SA-1, SA-2, SA-3) в фоновых разрезах исследуемой территории, отвечающие как уровню абсолютной хронологии, так и содержащие пыльцевые зерна растений-индикаторов хозяйственной деятельности человека. Полученные результаты рассматриваются с использованием зонально-территориального принципа, предложенного основателем украинской палинологической школы по изучению отложений верхнего кайнозоя – Д.К. Зеровым (Безусько и др., 2011).

Установлено, что в настоящее время на территории лесной зоны Украины отложения верхнего голоцена детально охарактеризованы в фоновых разрезах – Комаровское, Болотное (Волынское Полесье), Стоянов-II, Старники, Иква-I, Дорошив (Малое Полесье) – правобережье и Кукаринское (Черниговское Полесье), Романьково (Новгород-Сиверское Полесье) – левобережье. Радиоуглеродные датировки определяют время формирования этих отложений в разрезах Болотное ( $2240 \pm 60$  BP,  $2160 \pm 65$  BP,  $1930 \pm 55$  BP,  $1525 \pm 60$  BP,  $1210 \pm 60$  BP,  $1055 \pm 70$  BP,  $735 \pm 55$  BP,  $390 \pm 60$  BP;  $270 \pm 50$  BP) Стоянов-II ( $1900 \pm 70$  BP,  $1130 \pm 60$  BP,  $600 \pm 70$  BP) и Старники ( $2460 \pm 60$  BP,  $1900 \pm 70$  BP,  $390 \pm 70$  BP).

На территории лесостепной зоны Украины отложения верхнего голоцена охарактеризова-

ны в разрезах Заложцы-II (Артющенко и др., 1982), Должок (Кременецкий, 1991) Карпиловка, Клопотовское – правобережье и Чугмак, Оржица, Лопаньское, Комаровка, Перевод – левобережье. Радиоуглеродные датировки определяют время образования исследованных отложений в разрезах Заложцы-II ( $2250 \pm 70$  BP,  $1460 \pm 55$  BP,  $1250 \pm 50$  BP,  $1055 \pm 40$  BP,  $890 \pm 40$  BP,  $580 \pm 30$  BP), Должок ( $2230 \pm 50$  BP,  $1880 \pm 60$  BP,  $720 \pm 60$  BP,  $540 \pm 50$  BP), Клопотовское ( $2300 \pm 110$  BP,  $1210 \pm 120$  BP) и Лопаньское ( $1710 \pm 70$  BP,  $1340 \pm 50$  BP,  $970 \pm 90$  BP,  $550 \pm 40$  BP).

На территории степной зоны палинологические характеристики отложений позднего голоцена получены для разрезов Еланец-II, Троицкое-II – правобережье и Кардашинское (Кременецкий, 1991), Кардашинское-I, Власиха и Воронавское – левобережье. Радиоуглеродные датировки определяют время формирования этих отложений в разрезах Кардашинское ( $2270 \pm 70$  BP,  $1510 \pm 120$  BP,  $1100 \pm 50$  BP,  $940 \pm 100$  BP), Еланец-II ( $2410 \pm 70$  BP,  $810 \pm 80$  BP) и Троицкое-II ( $2250 \pm 230$  BP,  $1400 \pm 70$  BP,  $440 \pm 60$  BP,  $350 \pm 50$  BP).

Для всех фоновых разрезов равнинной части Украины установлены составы ископаемых палинофлор позднего голоцена. Следует отметить, что в формировании этих палинофлор принимают участие таксоны, определенные до видового уровня. В значительной мере это относится к пыльце растений-индикаторов хозяйственной деятельности человека (Безусько и др., 2011).

Обобщенные результаты спорово-пыльцевых исследований свидетельствуют о том, что в позднем голоцене были сформированы основные черты современного растительного покрова равнинной части Украины. Изменения флоры и растительности лесной, лесостепной и степной зон на протяжении последних 2500 лет происходили под влиянием как климатических, так и антропогенных факторов. Как правило, воздействие хозяйственной деятельности человека становится особенно заметным во второй половине субатлантического периода. В это вре-



мя прослеживается четкая тенденция увеличения в спорово-пыльцевых спектрах содержания и видового разнообразия пыльцевых зерен представителей синантропной флоры. Для потеплений первой половины субатлантического периода характерным является увеличение роли широколиственных пород в составе лесной растительности равнинной части Украины. Установлено также, что в низовьях Днепра во временном интервале 800–1000 лет расширили свои площади участки островных лесов, представленных сосной, дубом, вязом, кленом липой, березой и другими древесными породами. Палинологические характеристики отложений позднего голоцена разрезов Кардашинское–I и Власиха подтвердили вывод Кременецкого (1991) о расширении в это время пойменных лесов, представленных черной ольхой.

Рассматриваются результаты анализа антропогенной составляющей палинофлор позднего голоцена равнинной части Украины. Например, установлено, что воздействие хозяйственной деятельности человека на растительный покров Украинского Полесья наиболее четко фиксируется в спорово-пыльцевых спектрах отложений, сформировавшихся в SA–3 время. Прослеживается тенденция к сокращению площадей, занятых лесной растительностью. При этом в ее составе уменьшается роль широколиственных пород. Одновременно наблюдается расширение участков сосновых, сосново-широколиственных и березовых лесов. В составе палинофлор этих отложений увеличивается содержание пыльцы культурных растений (*Cerealia*, *Cannabis* cf. *sativa* L., *Juglans regia* L., *Linum usitatissimum* L.) и сорных (*Agrostemma githago* L., *Melandrium album* (Mill.) Garcke, *Spergula arvensis* L., *Centaurea cyanus* L., *Cichorium intybus* L., *Taraxacum officinale* Wigg. aggr., *Chenopodium album* L. aggr., *C. polyspermum* L., *C. suecicum* J. Murr, *Dysphania botrys* (L.) Mosyakin & Clemants, *Polycnemum* cf. *arvense* L., *Convolvulus arvensis* L., *Echium vulgare* L., *Fallopia convolvulus* (L.) Löve, *Polygonum aviculare* L. aggr., *Plantago lanceolata* L., *P. major* L., *P. media* L.). Имеющиеся в настоящее время палинологические материалы свидетельствуют, что *Juglans regia* уже в раннем средневековье культивировался на территории правобережной части Украинского Полесья.

С использованием программы Diva-gis (<http://www.diva-gis.org/>) для SA–3 времени позднего голоцена разработаны первые карты-схемы распространения на территории Украинского Полесья модельных видов культурной и сорной флоры.

Обобщение результатов комплексных палинологических и радиоуглеродных исследований отложений верхнего голоцена равнинной части Украины позволяет обосновать их расчленение на SA–1, SA–2, SA–3. На примере разреза Лопаньское (левобережье лесостепной зоны) рассматриваются возможности привлечения антропогенной составляющей палинологических характеристик к обоснованию более детальной фитостратиграфии отложений второй половины позднего голоцена.

Анализируется также пространственно-временная дифференциация появления в составе спорово-пыльцевых спектров отложений голоцена на пыльцы хлебных злаков (*Cerealia*). В настоящее время пыльцевые зерна *Cerealia* определены в спорово-пыльцевых спектрах отложений голоцена в 30 фоновых разрезах равнинной части Украины (Безусько, Котова, 1997; Калинович, 2000, 2001, 2002; Безусько, 2011; Безусько, Мосякин, Безусько, 2011; Чумак, 2012). Установлено, что наиболее ранние следы земледелия, проявившиеся в палинологических характеристиках фоновых разрезов, фиксируются на территории Малого Полесья в AT–2 время голоцена и связаны они с культурой линейно-ленточной керамики (Безусько, Котова, 1997). Наиболее часто пыльца *Cerealia* встречается в палинологических характеристиках отложений верхнего голоцена фоновых разрезов правобережной части лесной зоны.

Приведенные результаты палинологического изучения отложений верхнего голоцена равнинной части Украины свидетельствуют о значительном влиянии антропогенного фактора на природную флору и растительность. В этом контексте палеопалинологические материалы перспективно использовать как при обосновании основных этапов становления земледелия на территории Украины, так и распространения представителей синантропной флоры и растительности в пространстве и во времени.

#### Список литературы

1. Артюшенко А. Т. Растительность Лесостепи и Степи Украины в четвертичном периоде (по данным спорово-пыльцевого анализа) (А. Т. Артюшенко). К.: Наук. думка, 1970. 176 с.
2. Артюшенко А. Т., Арап Р. Я., Безусько Л. Г. История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде. К.: Наук. думка, 1982. 136 с.
3. Безусько Л. Г. Нові палинологічні характеристики відкладів голоцену розрізу Карпилівка (Хмельницька область, Україна) // Біологічні Студії. *Studia Biologica*, 2011. Т. 5. № 2. С. 121–130.
4. Безусько Л. Г., Котова Н. С. Культура линейно-ленточной керамики на Украине и ее природное окружение // Археология и этнология Восточной Европы: материалы и исследования. Одесса: ОГУ, 1997. С. 140–153.
5. Безусько Л. Г., Мосякин С. Л., Безусько А. Г. Закономірності та тенденції розвитку рослинного покриву України у пізньому плейстоцені та голоцені. К.: Альтерпрес, 2011. 450 с.

6. Герасименко Н. П. Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеограф. изучения ареол. памятников) // Археол. альманах. – Донецк, 1997. № 6. С. 3–64.
7. Зеров Д. К. Болота УРСР. Рослинність і стратиграфія. К.: Вид-во АН УРСР, 1938. 64 с.
8. Калинович Н. О. Палінологічне дослідження розвитку рослинного покриву Верхньодністровської рівнини в голоцені // Науковий вісник Українського державного лісотехнічного університету, 2000. Вип. 10.3. С. 69–74.
9. Калинович Н. Вплив людини на зміни рослинного покриву Верхньодністровської рівнини в пізньому голоцені // Праці наукового товариства ім. Шевченка. Екологічний збірник, 2001. Вип.7. С. 221–226.
10. Калинович Н. О. Зміни лісів північно-західного Передкарпаття в голоцені // Наукові праці. Лісівнича академія наук України. Львів: Вид-во Національного університету «Львівська політехніка», 2002. Вип. 1. С. 63–66.
11. Кременецкий К. В. Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. М.: Наука, 1991. 193 с.
12. Чумак Н.М. Палінологічна індикація антропогенного впливу на формування рослинності Пригорганського Передкарпаття // Шевченківська весна: Матеріали Міжнародної наукової міждисциплінарної конф. студентів, аспірантів та молодих вчених, 2012. Вип. 10, ч. 2. К.: ВГЛ «Обрії», 2012. С. 184–187.

# К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПУДОСТСКОЙ ТРАВЕРТИНОВОЙ ФОРМАЦИИ | CONSTRAINING THE PUDEST TRAVERTINE FORMATION AGE

Дж. Л. Бейкер<sup>1</sup>, М.Ю. Никитин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Университет Невады, Лас-Вегас, США.,

<sup>2</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, СПб, Россия

bakerj61@unlv.nevada.edu, boogiewoogieboy@mail.ru

J. Baker<sup>1</sup>, M. Nikitin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>University of Nevada, Las Vegas, USA

<sup>2</sup>Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

Изучение участков генерации травертинов, своего рода маркеров разрывных структур, позволяет выявить период формирования самих дислокаций, и, как следствие, охарактеризовать особенности эволюции ландшафтов. Для Ижорского плато характерна система эшелонированных поверхностных малоамплитудных складок. Они закономерно ориентированы, образуя при этом группы в виде кулис, с изогнутыми в плане шарнирами, которые формируют структурные парагенезисы с участками разрывных нарушений (рис. 1).

Выделенная нами Ижорская разрывная структура соответствует верховьям рек Ижора (от истока в дер. Скворицы до дер. Мыза-Ивановка) и Стрелка (от истока в пос. Терволово до пос. Кипень). Северный отрезок этого дизъюнктива фиксируется на отрезке: дер. Малые Горки – урочище Хабони. Далее на северо-запад он соответствует отрезку глинта от дер. Забородье до пос. Оржицы (рис. 1). Помимо участков со сбросами как, например, на правом склоне долины реки Ижора, немногим ниже дер. Скворицы или на участке между поселками Терволово и Кипень (особенно хорошо этот сброс виден на Таллинском шоссе, в виде уступа), разрывная структура выявляется зонами брекчированных коренных ордовикских известняков с вторичной минерализацией.

Изотопный состав кислорода и углерода пудостских травертинов был проанализирован с целью выявления генетических особенностей местного травертиногенеза в связи с климатом, экологическими обстановками и геологией Ижорского плато. Пробы отбирались с промежутком в два см, вдоль вертикальной стенки искусственной выработки, высотой 1,9 м. Частицы вещества травертинов для аналитических работ были выбраны вручную под микроскопом, для предотвращения попадания в исследуемые образцы обломков раковин или других, нарушающих изотопную картину, материалов. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  колеблются от -6,79 ‰ до -9,23 ‰ с облегчением вверх по разрезу. В то время как  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются в диапазоне от -13,25 ‰ до -10,85 ‰ и, при этом, утяжеляются

в этом же направлении (рис. 2). Значение  $\delta^{13}\text{C}$  в современных травертинах верховьев реки Шингарки соответствует -10,9 ‰, а значение  $\delta^{18}\text{O}$ : -10,6 ‰. Возможно, это указывает на то обстоятельство, что данный изотопный тренд наблюдается и по сей день. Известно, что  $\delta^{13}\text{C}$  углерода в травертинах зависит от того, какое количество углерода поступает из каждого источника, в числе которых: почвенный  $\text{CO}_2$  (-27 ‰), эндогенный  $\text{CO}_2$  (-5 ‰),  $\text{CO}_2$  из местных коренных карбонатных породы (-1 ‰ – 1,5 ‰), атмосферный  $\text{CO}_2$  (-6,6 ‰) и другие. В нашем случае, действие первых двух источников существенно изменялось во времени, поэтому стратиграфический сдвиг  $\delta^{13}\text{C}$ , в первую очередь, связан с балансом между экологическими и тектоническими процессами. Примером последнего служат упомянутые разрывные структуры на Ижорском плато, которые предположительно послужили предпосылкой для травертиногенеза (рис. 1).

Формированию местных травертинов существенно способствует фотосинтетическое поглощение  $\text{CO}_2$ , которое влечет за собой насыщение вод гидрокарбонатом. В фотосинтезе участвует преимущественно  $^{12}\text{C}$ , так что остаточный растворенный бикарбонат обогащается  $^{13}\text{C}$  на ~ 6 ‰ [Garnett et al., 2006]. Таким образом, можно вычислить, что величина  $\delta^{13}\text{C}$  растворенного в воде  $\text{HCO}_3^-$  в Пудостском палеозере изменялась в пределах от -15,23 ‰ до -12,27 ‰ и заключить, что почвенный  $\text{CO}_2$  служил основным источником углерода в травертинах Пудости. Тем не менее, начальное истощение  $\delta^{13}\text{C}$  в основании разреза (на глубине 190–150 см) показывает, что эндогенный  $\text{CO}_2$  возможно играл более важную роль на раннем этапе формирования травертинов. Кроме того, формирование травертинов прекратилось на этапе достижения наибольшего обеднения  $\delta^{13}\text{C}$  (т.е. источник углерода стал более насыщен органикой). Эти тенденции подтверждают гипотезу о том, что вертикальный транспорт эндогенного  $\text{CO}_2$ , связанный с неотектоническими образованиями, является главным контролирующим фактором травертиногенеза Ижорского плато. На основе изотопного анализа современных

поверхностных и родниковых вод, мы полагаем, что  $\delta^{18}\text{O}$  травертинов является надежным индикатором изотопного состава осадков и, следовательно, палеоклимата. Радиометрическое датирование (Никитин и др., 2011) и палинологический анализ (Бартош, 1976) относят возраст травертинов Пудости к первой

половине голоцена, в промежутке от  $9,5 \pm 0,16$  тыс. л. н. ( $^{14}\text{C}$  – возраст торфа, подстилающего синхронные травертины в Антелево, в 20 км ниже по реке Ижоре) до  $6,8 \pm 0,4$  тыс. л. н. (U-Th – датировки травертинов Пудости; рис. 2). Хотя для создания хронологической модели  $\delta^{18}\text{O}$  необходимы более точные датировки, мы

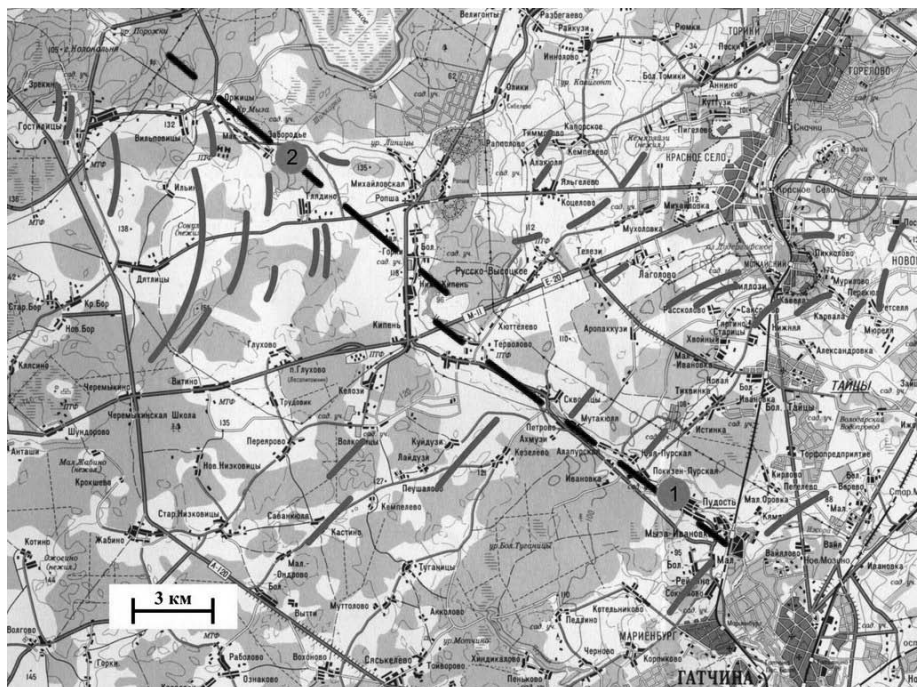


Рис. 1. Ижорская разрывная структура (изображена чёрным пунктиром) и оперяющая её система складок (показана серыми кривыми). Месторождения травертинов: 1 – Пудость. 2 – Шингарка

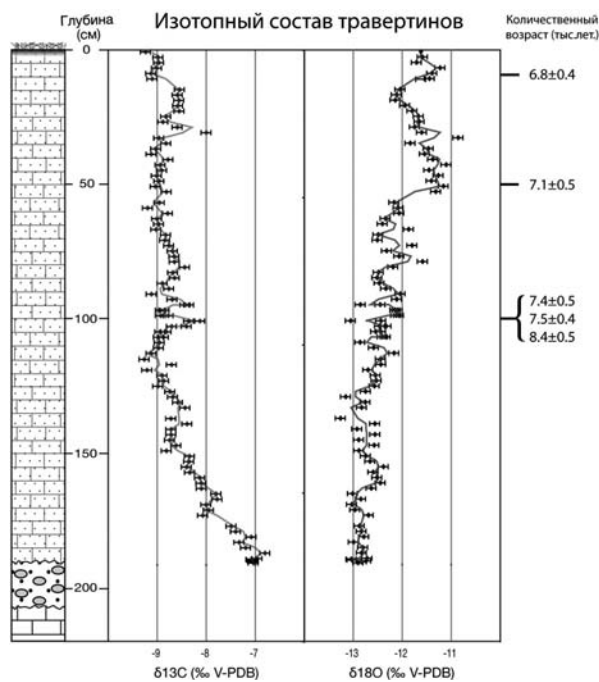


Рис. 2. Стратиграфическая колонка пудостской травертиновой формации и графическое изображение её изотопного состава. Травертины подстилаются плейстоценовыми флювиогляциальными отложениями, перекрывающими коренные ордовикские известняки. Вертикальные линии отражают парные точки изотопных данных по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ . Величины погрешностей вычислены на основе стандартных отклонений в каждой изотопной паре из четырёх различных проб отбора. В правой части колонки показаны ранее опубликованные датировки, полученные  $^{239}\text{Th}/\text{U}$  (уран-ториевым) методом неравновесной (радиоизотопной) геохронологии



можем использовать этот интервал для сопоставления результатов кислородной изотопии пудостских травертинов с другими климатическими данными этого региона. Например, форма полученной кривой  $\delta^{18}\text{O}$  соответствует, с учетом аналитической погрешности, температурной реконструкции на базе анализа пыльцевых спектров, проведенного Хейккиля и Сеппа (2003) на озере Laihalampi (симптоматично,

что оно также маркирует молодую дизъюнктивную структуру) в интервале между 9,5–7,0 тыс. л. н. (Heikkilä, Seppä, 2003). Мы полагаем, что в пудостских травертинах также сохранилась запись климатических изменений на протяжении раннего голоцена. Сопоставления с другими объектами из северной Европы подтверждают полученные нами датировки по Ижорскому плато.

#### Список литературы

1. Бартош Т.Д. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Средняя полоса Европейской части СССР. Изд-во «Зинатне», Рига, 1976. 258 с.
2. Никитин М.Ю., Медведева А.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Баранова Н.Г. Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива. Научно-теоретический журнал «Общество. Среда. Развитие». С-Пб., ЦНИТ «Астерион», 2011. 290 с.
3. Garnett, E.A., Andrews, J.E., Preece, R.C. and Dennis, P.F. Late-glacial and early Holocene climate and environment from stable isotopes in Welsh tufa, Quaternaire, 2006. V. 17. P. 31–42.
4. Heikkilä M., Seppä H.A. 11,000 YR palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. Quaternary Science Reviews, 2003. T. 22. № 5–7. P. 541–554.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТНЫХ КОМПОНЕНТОВ В БАССЕЙНЕ Р. УССУРИ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ | EVOLUTION OF LANDSCAPE COMPONENTS IN THE USSURI RIVER BASIN IN THE LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE

П.С. Белянин

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия  
pavelbels@yandex.ru

P.S. Belyanin

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia

Бассейн реки Уссури является одним из крупнейших в системе хребта Сихотэ-Алинь. Основная его часть расположена в пределах Центрального и Западного Сихотэ-Алиня, представляющих собой обширную горную страну с весьма сложным ландшафтным строением, представленным ландшафтами широколиственных, кедрово-елово-широколиственных, кедрово-еловых, еловых, мелколиственных лесов и лесотундры (Колесников, 1969). Данное разнообразие обусловлено, прежде всего, географическим положением района и воздействием ландшафтообразующих факторов, из которых, основными являются микроклиматические особенности, увлажнение и рельефно-субстратная основа.

Изменение природных условий в неоплейстоцене и голоцене оказало существенное влияние на компонентную структуру палеоландшафтов (Короткий и др., 1980; Шумова, Климанов, 1989; Болиховская, Молодьков, 2009; Палеоклиматы ...2010). Наиболее заметно они отразились на составе литогенной основы, палеорастительности и структуре почвенного покрова – ландшафтных компонентах динамично реагирующих на климатические колебания.

К настоящему времени в ходе исследований в бассейне р. Уссури, изучено более 50 разрезов позднего неоплейстоцена-голоцена. Из них около 30 имеют радиоуглеродные датировки. В пределах изучаемой территории широко развиты комплексы первой надпойменной террасы, высокой, средней и нижней поймы. Проведенное биостратиграфическое расчленение осадков позволило реконструировать природные условия и компоненты палеоландшафтов в бассейне р. Бикин.

Формирование первой надпойменной террасы в магистральной долине р. Уссури происходило в изменчивых климатических условиях, соответствующих МИС 3–2 (Болиховская, Молодьков, 2009). В разрезе, заложенном в нижнем течении реки, глубина 2.5–3.0 м, из слоя песка получен палиноспектр, в котором доминирует пыльца южной зоны тайги *Picea* sp., *Abies* sp., *Pinus koraiensis* (<sup>14</sup>C-даты 29700 ± 160 л. н., Ки-3277, данные А.Д. Боровского).

Аналогичные по составу палиноспектры выделены из осадков этого же возраста, вскрытых серий скважин в бассейне р. Большая Уссурка.

Отложения, сформированные в климатических условиях холодной эпохи позднего неоплейстоцена (стадия МИС-2) слагают надпойменные террасы бассейна р. Уссури. Так, в разрезе р. Контровод из серой супеси, глубина 6.5–6.9 м, <sup>14</sup>C-дата 17990 ± 200 л. н., Ки-3293 выделен палиноспектр, отражающий холодные климатические условия. В палиноспексе доминирует пыльца кустарниковых форм берез и ольхи: *Betula* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Nanae* и *Alnaster*. В небольшом количестве отмечена пыльца хвойных растений *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxyton*. В группе травянистых растений значительно участие пыльцы семейств осоковых и злаковых.

Выше по разрезу на глубине 4.0 м (<sup>14</sup>C-дата 12300 ± 100 л. н., Ки-3298) в палиноспектре происходит увеличение содержания пыльцы растений таежной флоры *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxyton*. Господство таежных растительных формаций характеризует и палинокомплексы выделенные из отложений разреза р. Бикин. Абсолютная дата по ископаемой древесине составила 11010 ± 100 л. н., Ки-3298. Растительность менялась от кустарниковой до таежной. Происходит потепление климата.

Отложения раннего голоцена формируют высокие пойменные террасы бассейна р. Большая Уссурка. Палиноспектры отображают развитие темной тайги с элементами неморальной уссурийской флоры *Ulmus*, *Quercus*, *Betula* sect. *Albae*, *Pinus koraiensis* и *Picea*. Подобные палиноспектры получены из отложений пойменной террасы р. Сорочевка, на восточном побережье оз. Ханка (южная часть бассейна р. Уссури, <sup>14</sup>C-дата 9680 ± 130 л. н., Ки-2171).

В условиях оптимальной фазы голоцена также происходит формирование высоких пойменных террас в бассейне р. Уссури. Так, в береговом уступе р. Алчан (правый приток р. Бикин, глубина 1.7 м) вскрыта пачка отложений супеси темно-серой с детритом. Полученная радиоуглеродная дата

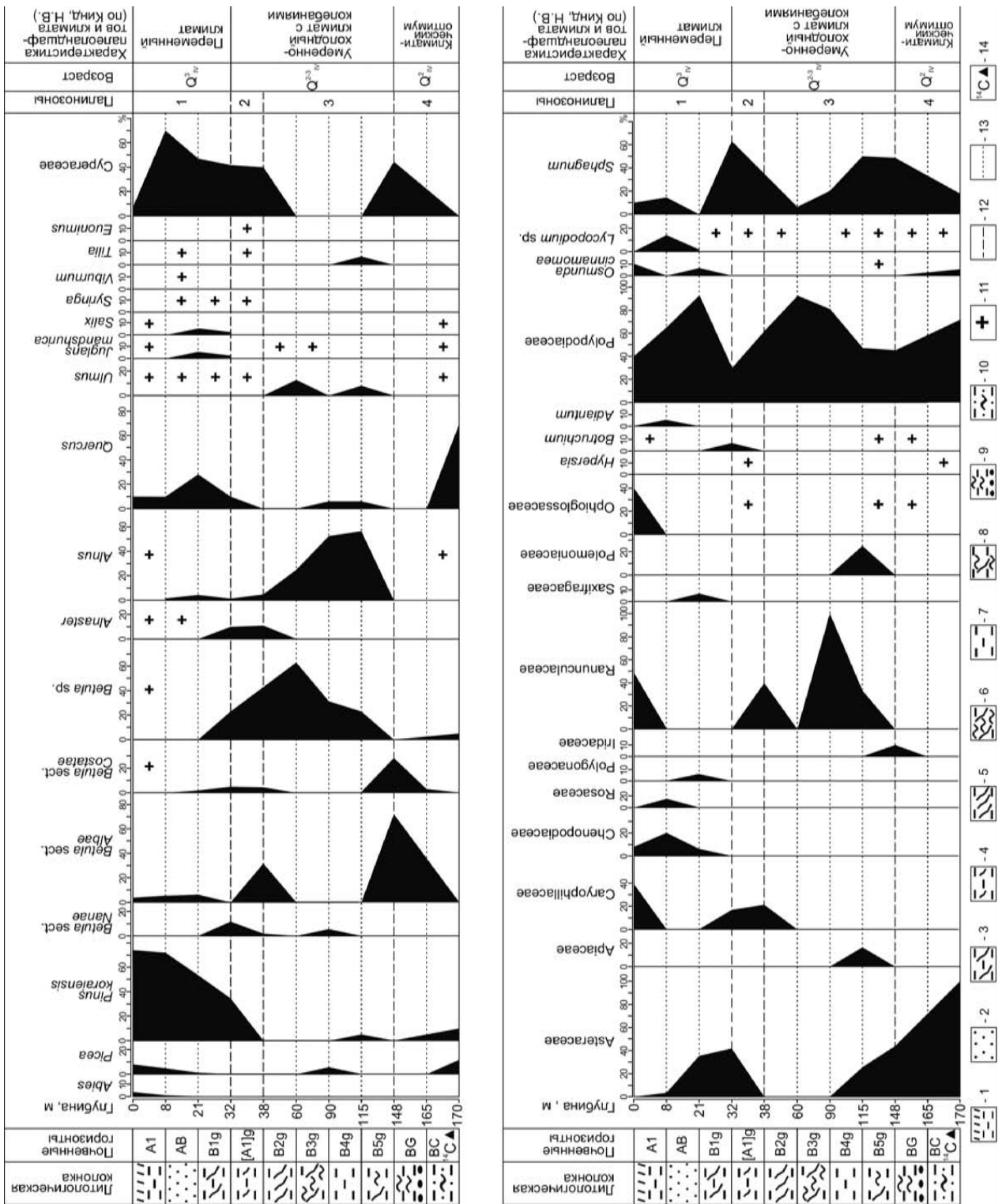


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений среднего-позднего голоцена (Q<sup>2</sup><sub>IV</sub> – Q<sup>3</sup><sub>IV</sub>) высокой пойменной террасы р. Бикин. 1 – буровато-серый суглинок; 2 – бурый суглинок; 3 – серовато-бурый суглинок; 4 – буроватый суглинок; 5 – черновато-бурый суглинок; 6 – сизовато-бурый суглинок; 7 – сизый суглинок; 8 – сизовато-ярко-охристый суглинок; 9 – ржаво-сизый, глинистый суглинок; 10 – ржаво-сизый суглинок с песком и галечником; 11 – содержание спор и пыльцы менее 5 %. Границы: 12 – палиноспектров; 13 – почвенных горизонтов. 14 – радиоуглеродная дата, полученная из отложений палинозоны Quercus

(6090 ± 70 л. н. Ки-3256) свидетельствует о формировании отложений в оптимальную фазу голоцена (Q<sup>2</sup><sub>IV</sub>) (Белянина, 2005; Белянин, 2011). В палиноспектре доминирует пыльца умеренно-термофильных растений *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Fraxinus*. Присутствует пыльца *Carpinus*. Такой состав палиноспектра соответствует развитию полидоминантных лесных формаций. О теплых климатических условиях формирования отложений свидетельствует и диатомовая флора. Присутствуют тропические виды *Actinella brasiliensis*, *Desmogonium quianeuse*, многочисленные умеренно-теплолюбивые диатомеи (определения Е.И. Царько). Полученная <sup>14</sup>C-дата 6660 ± 70 л. н., Ки-3269 подтверждает вывод о формировании отложений в оптимальную фазу голоцена.

Выше по разрезу отмечено похолодание, которое фиксируется в разрезах нижнего течения р. Бикин. В палиноспектре появляется пыльца кустарниковых берез. В небольшом количестве присутствует таксоны *Quercus* и *Ulmus*. Первая половина позднего голоцена, характеризуется несколько более холодными, по сравнению с современными природными условиями, с двумя климатическими минимумами (Шумова, Климанов, 1989). На надпойменных террасах в бассейне р. Уссури формируются луговые сообщества. В низкогорьях широкое развитие получают дубовые, березовые и кедрово-дубовые леса. Значительно увеличивается участие сосны корейской

в составе растительности горного обрамления.

Формирование низкой пойменной террасы происходит в условиях переменного климата позднего голоцена. В долине р. Бикин из супеси серой (интервал глубин 1.1–1.7 м, <sup>14</sup>C-дата 2350 ± 40 л. н., Ки-3270.) выделен палиноспектр, в котором доминирует пыльца *Pinus koraiensis* (до 50 %). Отмечается пыльцевые таксоны *Picea*, *Betula* sect. *Albae*, *Ulmus*, *Quercus* и *Juglans*.

Прирусловые фации низких пойм слагают и современные отложения бассейна р. Уссури. Так, например, в пойме нижнего течения р. Большая Уссурка, из супеси выделен палиноспектр, в котором преобладают представители кедрово-еловой тайги с пихтой. Отмечается пыльца широколиственных растений *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus*.

Полученные результаты исследования позволили реконструировать эволюцию ландшафтных компонентов в бассейне р. Уссури в конце позднего неоплейстоцена и голоцене. В этот временной промежуток происходит формирование рельефно-субстратной основы ландшафтов, в частности пойменных и надпойменных террас, а также становление растительного покрова. Изучение палеогеографической обстановки бассейна р. Уссури показывает, что многие черты современных ландшафтов сформировались в позднем неоплейстоцен-голоцене.

#### Список литературы

1. Белянина Н.И. Стратиграфия отложений позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Уссури // XI Всероссийская палинологическая конференция «Палинология: теория и практика». М.: АРЕС, 2005. С. 31–32.
2. Белянина Н.И., Белянин П.С. Палеорастительность междуречья рек Уссури и Сунгача в позднем плейстоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 103–108.
3. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Схема периодизации, корреляция и возраст климатических событий неоплейстоцена // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 75–77.
4. Колесников Б.П. Растительность. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 289 с.
5. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
6. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под. ред. проф. А.А. Величко. М., 2009. 120 с.
7. Шумова Г.М., Климанов В.А. Растительность и климат позднеледниковья и голоцена прибрежной зоны северного Приморья // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 154–160.



**ФОРМИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТОВ  
АККУМУЛЯТИВНОЙ РАВНИНЫ РЕКИ  
ТУМАННОЙ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ  
И ГОЛОЦЕНЕ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

**FORMATION OF LANDSCAPES OF  
THE ACCUMULATIVE PLAIN OF  
THE TUMANNAYA RIVER IN THE  
NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE**

**Н.И. Беянина, П.С. Беянин**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия*  
pavelbels@yandex.ru

**N.I. Belyanina, P.S. Belyanin**

*Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia*

Развитие ландшафтов крайнего юга Дальнего Востока России (ДВР) в неоплейстоцене и голоцене происходило в ходе неоднократно меняющихся природных условий. Изменения в их структуре зафиксированы в четвертичных отложениях. Они хорошо коррелируются с этапами эволюции природной среды сопредельных территорий Евразии (Палеоклиматы, 2009; Болиховская, Молодьков, 2011).

Значительный вклад в изучение четвертичных отложений крайнего юга ДВР внесли М.Н. Алексеев (1978), Б.И. Васильев, Л.В. Голубева и Л.П. Караулова (1983), А.М. Короткий (1980) и Б.И. Павлюткин (2002). В настоящей работе приводятся новые данные по истории развития палеоландшафтов этого региона в неоплейстоцене и голоцене.

Район исследования расположен в южной части Хасанского района Приморского края, на прибрежной аккумулятивной равнине Японского моря, в приустьевой части р. Туманной, лежащей в пределах Хасанской подзоны Западно-Приморской зоны позднепалеозойской складчатости. В геологическом разрезе выделены два структурных этажа: докайнозойский и кайнозойский (Геология, 1969). Верхний чехол кайнозойских отложений сложен четвертичными осадками аллювиального, аллювиально-морского, озерного, озерно-морского и биогенного генезиса. Так, мощность вскрытых аллювиальных отложений р. Туманной достигает 100 м (Павлюткин, Беянина, 2002).

Флора южной части Хасанского района по своему таксономическому составу и биоморфологической структуре типична для Восточной Азии (Комаров, 1908). В составе современных субфосильных спектров о. Фуругельма, лежащего в 15–20 км к северо-западу от устья р. Туманной, в юго-западной части залива Петра Великого (Беянин, 2008), и донных отложений оз. Дорицине, расположенного на аккумулятивной равнине р. Туманной, доминирует пыльца

умеренно-термофильных видов растений *Quercus mongolica* Fisch. Ex Ledeb., *Quercus dentata* Thunb., *Pinus s/g Diploxylon*, *Pinus s/g Haploxylon*, *Fraxinus* sp. Отмечается незначительное присутствие *Abies* sp., *Betula* sect. *Albae*, *Carpinus cordata* Blume., *Betula* sect. *Costatae*, *Betula dahurica* Pall., *Betula schmidtii* Regel., *Alnus* sp., *Aralia* sp., *Ulmus* sp., *Viburnum* sp. Данный состав палиноспектров отражает характер современного растительного покрова приустьевой части долины р. Туманной.

По современным геоботаническим представлениям, район исследования относится к Хасанскому округу корейско-южно-маньчжурской провинции пихтово-широколиственных и широколиственных лесов с преобладанием дуба зубчатого (Колесников, 1969). Растительный покров имеет комплексный характер. Выделяются три природных района:

1. Прибрежный низменный лугово-болотный с остепненными группировками на песчаных дюнах и ореофитами на склонах;
2. Холмисто-увалистый с редколесьями дуба зубчатого (*Quercus dentata* Thunb.);
3. Горно-лесной с сомкнутыми многопородными широколиственными лесами с фрагментами хвойных пород.

В ходе исследования были изучены образцы керны скважин, методом биостратиграфического расчленения на основе палинологического и диатомового анализов, а также радиоуглеродного и уран-ториевого датирования (Павлюткин, Беянина, 2002). В результате, выделены основные этапы развития палеоландшафтов крайнего юга ДВР в неоплейстоцене и голоцене. В работе использована схема периодизации климатических событий неоплейстоцена и голоцена предложенная Н.С. Болиховской и А.Н. Молодьковым (Болиховская, Молодьков, 2011).

Ранний неоплейстоцен, МИС 15–12. Осадки этого возраста вскрыты скважинами в прибрежной

части Японского моря, а также обнаружены в береговых обнажениях оз. Хасан. Седиментационная пачка отложений, включающая пески и алевроиты, представлена аллювием реки палео-Туманган (заключение Е.И. Царько). В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца мелколиственных растений северо-бореальной флоры, таких как *Betula* sp., *Betula* sect. *Nanae* и *Alnaster*. Также, отмечена пыльца неморальной флоры родов *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Juglans*, *Pinus* s/g *Haploxylon* и *Pinus* s/g *Diploxylon*. Присутствует пыльца водных и прибрежно-водных растений *Nymphaea*, *Menyanthes* и споры водного папоротника – *Salvinia*. Данный состав палинокомплекса отражает одну из фаз похолодания внутри межледниковья раннего неоплейстоцена.

Более теплые палиноспектры получены из береговых обнажений оз. Хасан. Так, в палинокомплексах выделенных из данных отложений доминирует пыльца *Quercus* и присутствуют элементы Северо-Китайской флористической провинции – *Pinus* sp., *Carpinus* sp., *Tsuga*, *Cupressaceae* и др.

Средний неоплейстоцен, МИС 11–6. Древние озерные отложения оз. Дорицине и аллювиально-озерные осадки же возраста вскрыты серией скважин на побережье Японского моря. Генезис отложений подтверждается диатомовым анализом. Полученные палинологические данные отражают климатические колебания, происходившие в среднее неоплейстоценовое время. Выделяются следующие фазы развития растительного покрова (Беянина, 2008): дубово-сосновых лесов, ильмово-елово-сосновых лесов, ильмово-березовых лесов, широколиственно-сосновых лесов, дубовых лесов, елово-сосново-березовых лесов и березовых лесов.

Поздний неоплейстоцен, МИС 5–2. Отложения этого возраста, имеющие аллювиально-морской, озерно-морской и озерный генезис, вскрыты многими скважинами на прибрежной аккумулятивной равнине р. Туманной (Павлюткин, Беянина, 2002). В настоящее время получены дополнительные данные по отложениям этого возраста. Осадки, встречающиеся в изученных скважинах, представлены илоподобными суглинками и супесями, переходящие в верхней части горизонта в супесчано-суглинистые илы. Комплекс диатомовой флоры имеет смешанный состав. В нем наряду с пресноводными видами диатомей присутствуют солоноватоводно-морские и морские виды. В составе палинокомплекса доминирует пыльца умеренно-термофильных растений, характерных для межледниковой палинофлоры позднего неоплейстоцена.

Отложения, сформированные в холодную фазу позднего неоплейстоцена (МИС 4), представлены

осадками оз. Дорицине. Преимущественное положение в палинокомплексе занимает пыльца кустарниковых видов берез. Из отложений выше по разрезу выделен палинокомплекс, характеризующий потепление (МИС 3), что подтверждается радиоуглеродной датировкой  $34090 \pm 600$  л. н. В нем доминирует пыльца неморальных видов растений. Отложения, соответствующие стадии МИС 2, выделены из вышележащих осадков. В их составе преобладает пыльца кустарниковых форм берез и ольхи.

Голоцен, МИС 1. Начавшееся общепланетарное потепление климата в раннем голоцене привело к изменению растительного покрова. В палиноспектрах из отложений этого возраста отмечается появление современных элементов растительности: *Pinus*, *Quercus*, *Ulmus* и *Tilia*.

Климатический оптимум голоцена на территории юга ДВР выражен довольно отчетливо. В оптимальных условиях раннего и среднего голоцена формируются полидоминантные широколиственные леса. К среднему голоцену отнесена пачка прибрежно-морских и озерных отложений, вскрытых серией скважин в прибрежной зоне, представленных эстуарными илами и супесями. Седиментация происходила в умеренно-теплых условиях оптимальной фазы среднего голоцена. В полученных палиноспектрах доминирует пыльца неморальной флоры – *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Pinus koraiensis* и др.

На границе среднего и позднего голоцена отмечается общепланетарное похолодание климата. Происходит регрессия Японского моря (Короткий и др., 1980). На прибрежных равнинах формируются ландшафты с участием ольхи, кустарниковых берез и лугов. Возникают торфяные болота, о чем свидетельствуют вскрытые отложения. В палиноспектрах доминируют современные сосны родов *Haploxylon* и *Diploxylon*.

В результате проведенных исследований реконструирована эволюция природных ландшафтов в приустьевой части р. Туманной в неоплейстоцене и голоцене. Выявленные этапы развития палеоландшафтов, отражают реакцию экосистем на часто меняющиеся природные условия, важнейшими из которых являются погружение впадины Японского моря и климатические флуктуации. Формирование аккумулятивной равнины происходило в условиях морских трансгрессий, когда море проникало вглубь материка на десятки километров, а также в результате аккумуляции осадков р. Туманной, озерной и биогенной седиментации. Сложная конструкция современной ландшафтной структуры района отражает влияние этих и других факторов на природную среду.

### Список литературы

1. *Алексеев М.Н.* Антропоген Восточной Азии. М., Наука, 1978. 205с.
2. *Белянин П.С.* Изменение видового состава флоры о. Фуругельма в позднем голоцене по данным палинологического анализа (Дальний Восток России) // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сборник трудов XII Всероссийской Палинологической конференции (29 сентября – 4 октября 2008 г., Санкт-Петербург): В 3 т. / отв. Ред. О.М. Прищепа, Д.А. Субетто, О.Ф. Дзюба. СПб.: ВНИГРИ, 2008. – Т. II. – С. 62–66.
3. *Белянина Н.И.* Палиностратиграфия отложений неоплейстоцена устьевой части р. Туманган (юг Российского Дальнего Востока) // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сборник трудов XII Всероссийской Палинологической конференции. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 67–68.
4. *Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.* Схема периодизации, корреляция и возраст климатических событий неоплейстоцена // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 75–77.
5. Геология СССР. Т. 32. Приморский край, Ч. 1. Геологическое описание. Ред. Берсенева И. И. М.: Недра, 1969. 695 с.
6. *Голубева Л.В., Караулова Л.П.* Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1983. 141 с.
7. *Колесников Б.П.* Растительность // Дальний Восток. М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 183–245.
8. *Комаров В.Л.* Введение к флорам Китая и Монголии // Труды Санкт-Петербургского бот. сада, 1908, Т. XXIX, вып. 1. 176 с.
9. *Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Наука, Новосибирск, 1980. 234 с.
10. *Павлюткин Б.И., Белянина Н.И.* Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 3. С. 80–93.
11. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. Под. ред. проф. А.А. Величко. М., 2009. 120 с.

ОСОБЕННОСТИ И ХРОНОЛОГИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ ТАФОЦЕНОЗА  
ЛОШАДЕЙ В ДИВНОГОРЬЕ (БАССЕЙН  
СРЕДНЕГО ДОНА) | PECULIARITIES AND CHRONOLOGY  
OF THE WILD HORSE TAPHOCOENOSIS  
FORMATION IN THE DIVNOGOR'YE  
(MIDDLE DON BASIN)

А.Н. Бессуднов<sup>1</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>2</sup>, А.В. Панин<sup>3</sup>, Т.В. Кузнецова<sup>4</sup>, А.А. Бессуднов<sup>5</sup>, Н.Д. Бурова<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Липецкий государственный педагогический университет, Липецк, Россия *bessudnov\_an@rambler.ru*

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Географический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup>Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>1</sup>A.N. Bessudnov, <sup>2</sup>N. Zaretskaya, <sup>3</sup>A. Panin, <sup>4</sup>T. Kuznetsova, <sup>5</sup>A.A. Bessudnov, <sup>5</sup>N. Burova

<sup>1</sup>Lipetsk State Pedagogical University, Lipetsk, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>5</sup>Institute for the History of Material Culture of RAS, Saint-Petersburg, Russia

**Общие сведения и радиоуглеродные даты**

Дивногорская группа палеолитических памятников расположена на правом берегу р. Тихая Сосна недалеко от впадения ее в Дон. К настоящему времени здесь их известно два – Дивногорье 9 и Дивногорье 1, также обнаружен ряд местонахождений расщепленного кремня.

Памятник *Дивногорье 9* открыт в 2004 г. в правом борту крупной балки правого берега р. Тихая Сосна (высота 35–40 м над уровнем воды) приблизительно в 1,9 км от ее впадения в Дон. К настоящему времени его исследованная площадь составляет около 180 м<sup>2</sup>. В раскопе обнаружено семь уровней залегания костей, приуроченных к слоистым светло-коричневым горизонтам суглинка, в некоторых местах разделенным меловыми глыбами и линзами щебенки. Нижний слой залегает в делювиальных отложениях в переотложенном состоянии. Osteологическая коллекция насчитывает 7887 костей, абсолютное большинство которых принадлежит дикой лошади (*Equus ferus* Boddaert) (Пластеева и др., 2012). Горизонты залегания костей сопровождаются немногочисленным каменным инвентарем (менее 100 экз. со всех уровней). Единичные расколотые в древности кости (предположительно человеком) обнаружены в слое 4. Надежным свидетельством процессов разделки туш стало обнаружение нескольких реберных хрящей лошади с порезами в слое 6. В то же время, незначительное количество следов присутствия человека позволяет рассматривать Дивногорье 9 и в качестве тафоценоза.

На верхних уровнях кости лежат, как правило, хаотично, а на нижних – преимущественно в анатомическом порядке с небольшим смещением по склону. На 4–6 уровнях встречены целые скелеты

лошадей. Погрызы хищников выявлены только в одном случае. Это свидетельствует в пользу того, что погребение лошадей произошло сразу или через небольшой промежуток времени после их гибели. Анализ остеологической коллекции показал отсутствие преднамеренной сортировки, за исключением слоя 2, где отсутствуют некоторые дистальные части конечностей. Костные остатки принадлежат различным возрастным группам. По степени прирастания эпифизов и стертости зубов молодых особей установлено, что лошади погибли в весеннее или летнее время.

Стоянка *Дивногорье 1* обнаружена в 2008 г., исследовалась в 2008–2011 гг. Расположена приблизительно в 2,5 км к юго-западу от *Дивногорья 9* на небольшой возвышенности правого берега р. Тихая Сосна высотой 3–5 м над урезом воды. По мнению авторов раскопок (Бессуднов, Бессуднов, 2010), памятник приурочен к отложениям низкой надпойменной террасы. В то же время Ю.А. Лаврушин и А.В. Бережной считают, что это мысовидное всхолмление представляет собой фрагмент пролювиального шлейфа, поскольку собственно аллювиальных отложений в раскопах не обнаружено.

К настоящему времени исследованная площадь стоянки составляет 53 м<sup>2</sup>. Культурный слой залегает на глубине 1,4–1,8 м от поверхности и на вскрытом участке представляет собой отдельные находки костей, расщепленных кремней, осколков плоских каменных плиток и немногочисленных кусочков красной охры. По технико-типологическим характеристикам каменного инвентаря стоянка относится к кругу памятников т.н. «восточного эпигретта».

Большинство фаунистических остатков представлено костями конечностей крупных копытных млекопитающих (лошадь *Equus ferus* (789/8), север-



ный олень *Rangifer tarandus* (24/2) – определение Н.Д. Буровой).

Для памятников получена серия радиоуглеродных дат (в основном, по костям лошадей), выполненных в трех лабораториях (рис. 1). Время образования костица в Дивногорье 9 укладывается в промежуток от ~14,5 до ~13 тыс. <sup>14</sup>С л.н. Несмотря на некоторый разброс дат практически для каждого слоя, наиболее древние даты демонстрируют тенденцию к удревнению от верхнего слоя к нижнему. Следует отметить, что значительных инверсий не прослеживается, т.е. в слое 1 нет дат древнее, чем в слое 2, в слое 2 нет дат древнее, чем в слое 3 и т.д. Наиболее древние, 14-тысячные, даты из нижнего слоя маркируют начало формирования тафоценоза, а даты по углистым прослоям – его окончание.

По костям лошади из культурного слоя в Дивногорье 1 получены две радиоуглеродные даты: 12050 ± 170 (ЛЕ-8649) и 13380 ± 220 (ЛЕ-8648) л.н. Согласно данным абсолютного датирования, формирование костица на Дивногорье 9 и функционирование стоянки Дивногорье 1 происходило в одно время, что также подтверждается археологическими данными: сходством каменного инвентаря, единой сырьевой базой, преобладанием в фаунистическом наборе костей лошади и т.д. (Бессуднов, 2010, 2012).

### Стратиграфия стоянок

Геоморфология и стратиграфия Дивногорья 9 детально описаны (Лаврушин и др., 2010, 2011). В строении отложений, вскрытых раскопом (более 14 м), выделяются две толщи. Верхняя, отражающая

процессы склоновой денудации (под современным черноземом), представлена двумя слоями делювия, разделенными горизонтом почвообразования, предположительно синхронного аллереду. Верхнюю толщу от нижней отделяет еще один горизонт эфемерного почвообразования с двумя тонкими углистыми прослойками, по которым получены даты 11880 ± 140 (ГИН-14547) и 12090 ± 100 (ГИН-14548). Нижняя толща (8–10 м) представляет собой отложения приустьевого расширения оврага, и состоит из переслаивания тонкослоистых карбонатных алевроитов, разделенных горизонтами щебенки и мелких глыб писчего мела. По мнению Лаврушина, тонкослоистый характер отложений в нижней части разреза обусловлен их накоплением в селеводопрудных озерах, возникавших в устье оврага.

По результатам палинологического анализа было установлено, что во всех образцах преобладает пыльца травянистых (полыни, маревые) и кустарничковых растений, среди древесных пород доминирует сосна. В верхнем образце из почвы в общем составе преобладает пыльца древесных пород, среди которых доминирует ель. Нижняя толща формировалась в холодной аридной обстановке (Лаврушин и др., 2010, 2011).

### Обсуждение результатов

Литолого-стратиграфическое строение костеносной толщи указывает на прохождение 13–14 тыс. <sup>14</sup>С л.н. по оврагу мощных паводков, аналогов которым нет в современную эпоху (судя по строению приустьевой зоны оврага, сейчас в нем сток если и бывает в принципе, то он столь слаб, что замет-

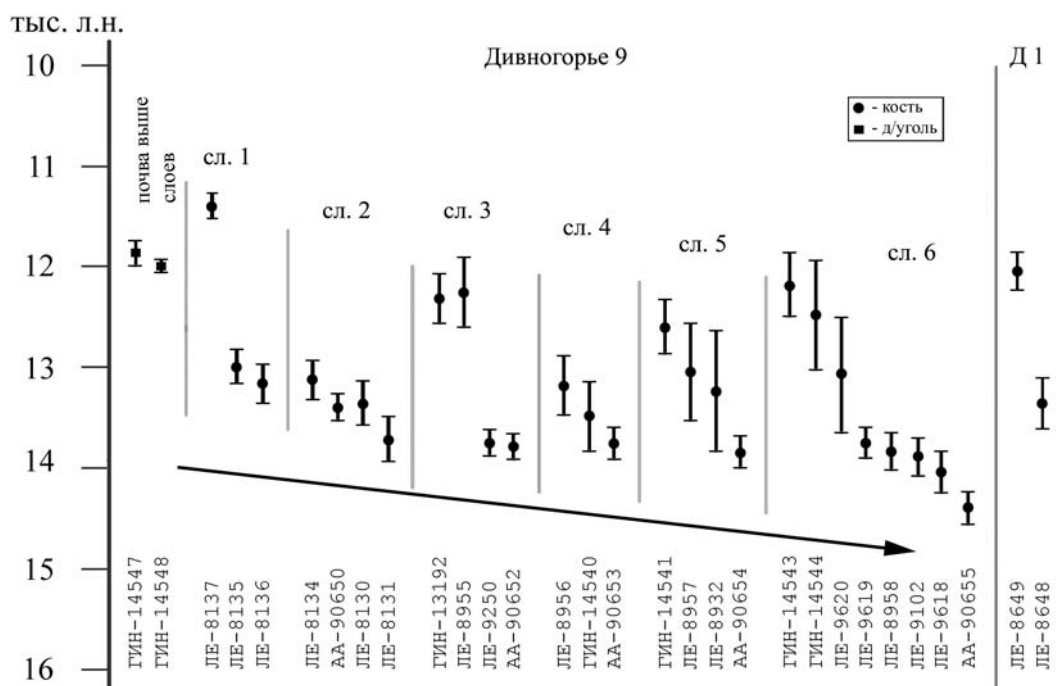


Рис. 1. Радиоуглеродные даты, полученные для памятников Дивногорье 9 (слева) и Дивногорье 1 (справа)

ной геоморфологической работы не производит). Эти паводки, наиболее вероятно, представляли собой весенние половодья – в пользу этого косвенно говорит высокий половодный сток, наблюдавшийся в конце плейстоцена – позднеледниковье в речных долинах региона (Панин, Сидорчук, 2006; Панин и др., 2011, 2013). Не в пользу стокообразующей роли летних дождей говорит и ксерофитный облик растительности, реконструированный по спорово-пыльцевым данным (Лаврушин и др., 2010). В современную эпоху в Донском Белогорье отмечались единичные овражные сели, вызванные именно летними ливнями (Бережной и др., 1995). Принимая этот факт во внимание, следует, однако, отметить, что современные ландшафты региона лесостепные, с заметно более влажными условиями вегетационного периода, по сравнению с концом плейстоцена.

Помимо собственно накопления вмещающей кости литологической толщи, роль овражных паводков в формировании памятника можно свести к трем вариантам, которые дискутируются среди исследователей:

1) «овраг-убийца»: гибель лошадей происходила *in situ* под воздействием селевых потоков; против этого говорит нередкое отсутствие связи цельных костяков с грубообломочными селевыми слоями, их залегание в тонкозернистых слоях;

2) «овраг-приманка»: служил для лошадей летним водоемом (остаточные весенние микроводоемы), где на них производилась систематическая охота; слабые места этой гипотезы – свидетельства быстрого захоронения трупов в толще осадков (см. выше),

а также единичность доказанных случаев раздела туш; не исключено, что люди довольствовались лишь фрагментами трупов, которые можно было откопать из осадков – это уже в пользу варианта 3;

3) «овраг-ловушка»: лошади систематически гибли выше по течению оврага (например, в глубоком снегу, заполнявшем его к концу зимы), а их трупы сносились паводками и концентрировались в вершине конуса выноса, где транспортирующая способность потоков ослабевала; присутствие целых костяков может быть объяснено их транспортировкой в мерзлом состоянии, что предполагает весенний характер паводков; слабое место – противоречие остеологическим данным, согласно которым многие особи гибли в летнее время.

Возможно, эти варианты в разных пропорциях сочетались друг с другом: например, часть костяка формировалась из жертв охоты на водоем, другая – в результате концентрации чисто литологическим путем. Не исключено также, что люди могли умело пользоваться геоморфологической и климатической ситуацией и «способствовать» гибели лошадей. Прояснение ситуации предполагает продолжение детального изучения условий залегания костей, в частности, их ориентировки относительно направления древних водных потоков.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РГНФ регионального проекта «Организация и проведение экспедиции на территории музея-заповедника «Дивногорье» (Среднее Подонье): исследование верхнепалеолитических стоянок; выявление новых археологических объектов», проект № 13-1148602e(p).

### Список литературы

1. Бережной А.В., Мильков Ф.Н., Михно В.В. Дивногорье: природа и ландшафты. Воронеж, 1994.
2. Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н. Новые верхнепалеолитические памятники у хутора Дивногорье на Среднем Дону // РА. № 2. М., 2010, с. 136–145.
3. Бессуднов А.А., Бессуднов А.Н. Особенности разнофункциональных позднепалеолитических памятников в Дивногорье // Дивногорский сборник: труды музея-заповедника «Дивногорье». Вып. 3. Воронеж, 2012, с. 73–77.
4. Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Бессуднов А.А. Дивногорье (Средний Дон): природные события времени финального палеолита // БКИЧП, № 70. М., 2010, с. 23–34.
5. Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В., Джалл Э.Дж.Т., Ходжинс Г.В.Л., Кузьмин Я.В., Кураленко Н.П. Высокорастворимая последовательность местных природных событий в центре европейской части России 15–13 тыс. лет назад (С14 возраст) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. № 2. Воронеж, 2011, с. 26–39.
6. Пластеева Н.А., Бурова Н.Д., Косинцев П.А. Лошади (*Equus ferus* Boddaert, 1785) Восточной Европы конца позднего плейстоцена // Бюлл. МОИП, отд. биол., т. 177, вып. 12, 2012, с. 3–12
7. Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Макроизлучины («большие меандры»): проблемы происхождения и интерпретации // Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2006. № 6. С. 14–22.
8. Панин А.В., Матлахова Е.А., Беляев Ю.Р., Бульярт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // БКИЧП, № 71. М., 2011, с. 47–74.
9. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер.геогр. № 1, 2013, с. 118–129.

РАКОВИННЫЕ АМЕБЫ | TESTATE AMOEBAE IN SEDIMENTS  
В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА | OF THE PLEISTOCENE AND HOLOCENE  
И ГОЛОЦЕНА (ЯКУТИЯ) | (YAKUTIA)

**А.А. Бобров**

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия  
anatoly-bobrov@yandex.ru

**A.A. Bobrov**

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Раковинные амебы (Rhizopoda: Testaceaflorea, Testacealobosea) – свободноживущие простейшие с органической раковинкой, покрытой у некоторых таксонов экзогенным минеральным материалом и растительным детритом или эндогенным материалом, чаще кремнеземистыми пластинками, реже фосфатом кальция. Их значение в функционировании наземных и водных экосистем определяется участием в трофических цепях, и существенным вкладом в биогеохимические циклы углерода и азота, кремния и кальция. Их биомасса может достигать существенных значений, особенно, в лесотаежных экосистемах. Так в почвах южной тайги они занимают второе место после грибов, превышая биомассу бактерий (Schröter, 2004).

Тестации хорошо сохраняются в торфах олиготрофных болот, озерных седиментах и отложениях ледовых комплексов. Они имеют определенные экологические преферендумы, различающиеся у разных видов. Это способствовало формированию и развитию ризоподного анализа, как метода палеорекострукции климатических изменений и состояния среды. Раковинные амебы, как исходно водные организмы, реагируют перестройкой структуры зооценоза на такие показатели, как уровень грунтовых вод, влажность, рН, содержание биофильных элементов, состояние органического вещества. Среди них выделяют различные экологические группы организмов – гигро- и гидрофилов, ксерофилов, ацидофилов, кальцефилов, сфагнобионтов и педобионтов. Их плотность в озерных и болотных отложениях и в почвах колеблется от нескольких сотен до десятков тысяч экземпляров в 1 см<sup>3</sup>. Видовое богатство раковинных амеб, населяющих олиготрофные болота, может достигать нескольких десятков видов и инфравидовых форм. При переотложении раковинки разрушаются и поэтому раковинные амебы относятся к немногим организмам палеоценоза, по составу которых можно оценивать экологические характеристики исследуемой пробы.

Ризоподный анализ в практике отечественной и мировой арктической палеоэкологии впервые

был использован в рамках российско-германских проектов, начиная с 2000 г. Было проведен анализ нескольких сотен проб позднеплейстоценового и голоценового возрастов из ледовых комплексов, погребенных почв и донных отложений российской Арктики (п-ва Таймыр и Быковский, м. Мамонтов Клык, о-ва Большой Ляховский, Большевик, Октябрьской революции, Котельный, Малый Ляховский, Столбовой, Бельковский, о. Николай и о. Эльгыгытгын, Нагым) и Аляски. На этих же ключевых участках были отобраны и рассмотрены поверхностные пробы. Всего в пробах Арктики было найдено 242 вида и внутривидовых таксона, относящихся к 32 родам. Население простейших тундровых экосистем, как в прошлом, так и в настоящее время характеризуется высоким видовым разнообразием, так в палеоценозах обнаружено 212, а в поверхностных пробах 210 таксонов раковинных амеб.

Наиболее информативными были палеоценозы ледовых комплексов п-ва Быковский и мыса Мамонтов Клык (Bobrov et al., 2004; Бобров и др., 2009). В большинстве проб из отложений, сформированных в интервале от 53000 до 35000 лет назад, присутствуют раковинные амебы характерные для минеральных и органогенных болотных почв. Доминируют эврибионтные, почвенные виды и сфагнобионтные виды. В начале этого этапа основу населения составляют почвенные виды из родой *Centropyxis* и *Cyclopyxis*. По данным споропыльцевого анализа в это время распространена злаковая и осоковая растительность (Schirrmeister et al., 2002). В пробах значительна доля кальцефильного вида *Centropyxis plagiostoma* – до 27 %, находки которого говорят о мезотрофном характере питания.

В период около 45000–43000 лет назад были широко представлены виды родов *Arcella*, *Centropyxis*, *Cyclopyxis*, *Plagiopyxis*, *Awerintzevia*, в настоящее время встречающиеся в основном в сфагновых мхах и кислых почвах с повышенной влажностью в лесах таежной зоны. Температурный режим относительно благоприятный.

В период около 39000–35000 лет назад видовой состав ризоподных сообществ значительно обеднен. Более чем в половине проб отсутствуют гигро- и гидрофильные виды. В это время почвы отличались, по-видимому, более экстремальными сухими условиями, чем в предыдущем периоде. В конце периода происходит как увеличение видового богатства, так и усложнение структуры экологического комплекса ризопод. Затем раковинные амебы практически исчезают вплоть до конца плейстоцена.

В большинстве проб этого периода около 25000–12000 лет назад раковинные амебы не были найдены. В тех пробах, где они были обнаружены, население ризопод отличает низкое видовое разнообразие – от 2 до 6 видов из экологического комплекса эври- и педобионтов. Большая часть видов представлена подвидами и формами *minor*. Это факт может быть объяснен экстремально сухими и холодными условиями. Лишь в одной из торфянистых проб, датированной началом аллередского потепления (около 12000 лет назад) отмечены представители всех экологических групп. В целом это неблагоприятный период для населения раковинных амеб. Предположительно

в это время были широко распространены очень холодные ландшафты.

Конец плейстоцена характеризует низкое видовое богатство раковинных амеб, представленных преимущественно эврибионтами. Позднеголоценовую фазу (от 3000 лет назад по настоящее время) развития сообществ тестаций отличают находки всех основных экологических групп раковинных амеб, наибольшее разнообразие видового состава, присутствие грубогумусной сфагнофильной группировки как с ксерофильными видами из родов *Valkanovia*, *Assulina*, *Corythion*, *Nebela*, так и с гигрофильными видами из родов *Centropyxis* и *Diffflugia*. Хорошо выражен и мезотрофный комплекс ризопод. По-видимому, такая сложная структура населения ризопод отражает своеобразие экологических условий – контрастного чередования в течение вегетационного сезона различных по влажности условий и наличие слоя вечной мерзлоты.

Исследования были проведены при финансовой поддержке Министерств по науке и технике Германии и России в рамках российско-германского проекта «Система моря Лаптевых 2000» и проектов РФФИ (гранты 11-04-01171-а и 11-04-91332-ННИО а).

#### Список литературы

1. Бобров А.А., Мюллер Ш., Чижикова Н. А., Ширрмейстер Л., Андреев А.А. Раковинные амебы в позднечетвертичных отложениях мыса Мамонтов Клык (Якутия) // Изв. РАН, сер. биол. 2009. № 4. С. 1–11.
2. Bobrov A.A., Schirrmeister L., Siegert Ch., Andreev A.A. Testate amoebae (Protozoa: Testacealobosea and Testaceafilosea) as bioindicators in the Late Quaternary deposits of the Bykovsky Peninsula, Laptev Sea, Russia // PALAEO (Paleogeography, Palaeosedimentology, Paleoecology). 2004. № 209. P. 165–181.
3. Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quater. Inter. 2002. Bd. 89. P. 97–118.
4. Schröter D. Structure and function of the decomposer food webs of forests along a European North-South-transect with special focus on Testate Amoebae (Protozoa). Shaker Verlag, Aachen, Germany, 2001. 138 p.



ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ, ХРОНОЛОГИЯ  
И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕПЛЫХ И ХОЛОДНЫХ  
ИНТЕРВАЛОВ ПЕРИОДА  
ОТ 100 ДО 30 ТЫС. Л. Н. ПО ДАННЫМ  
ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО И ИК-ОСЛ  
АНАЛИЗОВ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА  
ВОКА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ  
ФИНСКОГО ЗАЛИВА)

ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC  
PECULIARITIES, CHRONOLOGY  
AND CORRELATION OF WARM AND COLD  
INTERVALS OF THE PERIOD BETWEEN  
100 AND 30 KA INFERRED FROM  
PALYNOLOGICAL AND IR-OSL ANALYSES  
OF THE VOKA REFERENCE SECTION  
(SOUTHEASTERN COAST  
OF THE GULF OF FINLAND)

Н.С. Болиховская<sup>1</sup>, А.Н. Молодков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия; [nbolikh@geogr.msu.ru](mailto:nbolikh@geogr.msu.ru)

<sup>2</sup>НИЛ геохронологии четвертичного периода, ИГ ТТУ, г. Таллинн, Эстония  
[molodkov@gi.ee](mailto:molodkov@gi.ee)

N.S. Bolikhovskaya<sup>1</sup>, A.N. Molodkov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Russia

<sup>2</sup>The Research Laboratory for Quaternary Geochronology, IG TUT, Tallinn, Estonia

Позднеплейстоценовый этап является наиболее изученным в четвертичной истории геологического развития Северной Евразии. Однако остается ещё много вопросов относительно хронологии и ландшафтно-климатических особенностей теплых и холодных этапов разного ранга, реконструируемых для последних ~ 130 тыс. лет. При внимательном изучении этой проблемы создается впечатление, что довлеющим является убеждение в том, что, по крайней мере, климатические изменения, а вслед за ними и палеогеографические, нашли свое отражение в вариации отношений изотопов кислорода ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) в глубоководных отложениях морей и океанов (Shackleton, 1969). Согласно представлениям об изменении климата в позднем плейстоцене (Mangerud, 1989), сложившимся под влиянием изотопно-кислородных кривых, последнее межледниковье относят к отрезку времени от ~ 130 до 117 тыс. л. н., отвечающему морской изотопной стадии (МИС) 5e, а последнюю ледниковую эпоху — к интервалу от ~ 117 до 10 тыс. л. н. (МИС 5d – МИС 2). Похолодание климата в это время, повлекшее за собой образование мощных ледниковых покровов, привело, как полагают, к значительному понижению уровня Мирового океана: до ~55 м ниже современного уровня ~110 и 90 тыс. л. н. (МИС 5d и 5b) и до 90–80 м ниже современного уровня 60–30 тыс. л. н. (МИС 3).

Для района Финского залива, на юго-восточном побережье которого расположен изучаемый нами опорный разрез Вока, палинологическим и диатомовым методами подробно анализировались морские и пресноводные отложения микулинского межледниковья разрезов Мга, Синявино, Рыбацкое, Красносельское и др. (О.М. Знаменская,

Е.А. Черемисинова, В.П. Гричук, М.П. Гричук, М.А. Лаврова, Л.Ф. Соколова, Е.С. Малясова, Е.М. Вишневская и др.), Суур-Прангли (Э. Лийвранд), Пески и Пыхья-Ухтью (А. Miettinen, К. Rinne, Н. Haila, Н. Hyvarinen, М. Eronen, I. Delusina, Е. Kadastik, V. Kalm, P. Gibbard). Выделены региональные палинозоны, соответствующие палинозонам микулинских отложений Центра и Севера Восточно-Европейской равнины. Однако данные по абсолютному датированию микулинских отложений этих разрезов отсутствуют.

В связи с этим в последние годы нами проводятся детальные хроностратиграфические и палинологические исследования позднеплейстоценовых осадков разреза Вока, представленных в обнажении, расположенном в береговом обрыве одноименной глинтавой бухты (59°24,9' с.ш., 27°35,9' в.д.). Мощность видимой части отложений разреза около 22 м. Определения возраста осадков этой толщи, выполненные методом оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ), показали, что изучаемые отложения накапливались в течение большей части позднего неоплейстоцена и голоцена (Molodkov et al., 2007).

В ледниковых районах Северо-Запада Восточно-Европейской равнины основная трудность палинологического анализа позднеплейстоценовых озерных, аллювиальных и морских отложений и установления их принадлежности к межледниковому или ледниковому, межстадиальному или стадиальному климатическим ритмам обусловлена необходимостью выявления переотложенных зерен пыльцы и спор. Поэтому для надежной дифференциации автохтонных и аллохтонных компонентов палиноспектров и получения репрезентативных

данных при выделении из образцов растительных микроостатков нами были применены самые щадящие способы физической и химической дезагрегации и диспергации осадков, не разрушающие спорополлениновые оболочки пыльцы и спор. Выполнено детальное изучение и документирование тафономических особенностей пыльцевых и споровых зерен с помощью микроскопа AXIO Imager D1 и цифровой камеры AXIO Cam. Создана электронная база данных для каждого изученного образца, включающая снимки пыльцы и спор таксонов несомненного автохтонного комплекса и аллохтонных (с разной степенью минерализации и деструкции) пыльцевых и споровых зерен.

В дополнение к полученным ранее палинологическим данным (Болиховская, Молодьков, 2009; Молодьков, Болиховская, 2011), в 2011–2013 гг были выполнены новые исследования отложений разреза Вока, формировавшихся в довольно обширном пресноводном водоеме. Более подробно охарактеризована 7-метровая толща, подстилающая «маркерный» гравийно-галечный слой в восточном крыле обнажения. Эта вскрытая в профиле V1 толща, сложенная мелко- и среднезернистыми песчаными и супесчаными отложениями с чередующимися глинистыми прослоями, накапливалась в период от ~ 100 до 63 тыс. л.н. Кроме того, для пополнения состава палинофлоры, контроля и коррекции полученных климато-хроностратиграфических реконструкций детально проанализированы близкие по возрасту отложения, формировавшиеся в период ~ 94–69 тыс. л.н. Они вскрыты расчисткой V3R, расположенной в 120 м к западу на абсолютных высотах 0,8–3,6 м, где представлены пачкой однородных глинистых осадков мощностью 2 м и перекрывающим их 80-см горизонтом переслаивающихся суглинков и песков.

На основании проведенных палинологических исследований к настоящему времени подробно реконструированы изменения растительности и климата, происходившие в периоды примерно от 100 до 63 тыс. л. н., т.е. в интервале от МИС 5с до МИС 4 включительно, и от 39 до 33 тыс. л. н. (заключительный период МИС 3). Благодаря математической обработке результатов ИК-ОСЛ датирования для всех профилей исследованных отложений составлены непрерывные геохронологические шкалы, позволившие установить хронологические пределы палинозон и соответствующих им фаз в развитии климата и растительности. Реконструированы флористические и фитоценотические особенности изученных палеоклиматических этапов позднего плейстоцена, их хронология и продолжительность.

Согласно всей совокупности полученных палинологических данных, отложения, датированные интервалом от ~ 100 до 73 тыс. л. н., формирова-

лись в межледниковом климате. Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует, что осадки этого интервала отвечают стандартным миксулинским палинозомам М6, М7, М8, т.е. накапливались во вторую половину последнего межледниковья.

Периоду ~ 96–78 тыс. л. н. соответствует палинозона М6 (граба с участием дуба, липы, ясеня, вяза, сосны обыкновенной и кедровидной, березы и ели), подразделяющаяся на ряд подфаз, отражающих последовательные смены в развитии господствовавших лесных формаций – хвойно-широколиственных (сосново-грабово-еловых, сосново-грабовых с дубом и вязом, сосново-дубово-грабовых), хвойных (елово-кедрово-сосновых, елово-кедровых) и широколиственных грабовых с примесью дуба, липы, ясеня, вяза лесов, елово-кедрово-сосновых с примесью граба, березово-сосновых с грабом и дубом, сосново-березовых с примесью широколиственных пород лесов. О межледниковых климатических условиях и геологическом возрасте осадков наглядно свидетельствует присутствие в автохтонном комплексе пыльцы характерных таксонов миксулинской дендрофлоры (*Juglans regia*, *Carpinus betulus*, *Tilia cordata*, *T. tomentosa*, *T. cf. dasystyla*, *Quercus robur*, *Q. petraea*, *Corylus avellana*, *Alnus glutinosa*, *A. incana* и др.). В рассматриваемом интервале зафиксировано 2 эндотермальных (внутримежледниковых) похолодания ~ 96,0–95,0 и 91,5–91,0 тыс. л. н.

Отложения интервала ~ 78–73 тыс. л. н. отвечают палинозоне М7, отражающей фазу преобладания кедрово-еловых и сосново-еловых лесов, и палинозоне М8, спектры которой характеризуют растительный покров заключительной фазы межледниковья. На завершающем этапе в рассматриваемом районе господствовали березово-сосново-кедровые леса и редколесья с *Pinus sibirica* в качестве доминанта и лугово-болотные сообщества.

В период ~73–63 тыс. л.н. доминировали перигляциальные тундровые и лесотундровые ландшафты с преобладающей ролью ерниковых (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus*), лугово-болотных формаций и участков редколесий из сосны обыкновенной, сибирского кедра и ели.

Межледниковую специфику ландшафтов, существовавших в интервале от ~ 100 до 73 тыс. л. н., наглядно подчеркивают данные, полученные нами для теплых и холодных этапов средневалдайского времени (МИС 3). Изученные средневалдайские отложения, накапливавшиеся в интервале от 39 до 33 тыс. л. н., отвечают четырем стратиграфическим подразделениям: двум интервалам, характеризовавшимся суровым климатом, и двум интервалам с заметным смягчением климатических условий. Во время первого потепления (38,6–37,6 тыс. л. н.) господствовали перигляциальные лесотундры с участками елово-сосновых (с участием *Larix* и *Pinus sibirica*)

редколесий. В относительно кратковременный ~ 800 летний период (37,6–36,8 тыс. л. н.) значительной криоаридизации климата преобладали тундростепи и тундро-лесостепи, в которых доминировали *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Artemisia* (в том числе, *A. subgen. Seriphidium*, *A. subgen. Dracunculus*), *Chenopodiaceae*, *Ephedra* sp., *Lycopodium dubium*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella selaginoides*. В следующий теплый интервал (36,8–35,3 тыс. л. н.) произошла новая экспансия представителей бореальной лесной флоры: господство перигляциальной лесотундры с участками елово-сосновых редколесий дважды сменялось фазами более влажного и более теплого климата и широкого распространения северо-таежных лесных сообществ. Стадиал в ин-

тервале 35,3–32,6 тыс. л. н. был временем не менее 2500-летнего господства перигляциальных тундр в условиях значительного похолодания климата и более значительной, чем в предшествующий стадиял, роли аркто-альпийских и аркто-бореальных видов (*Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Diphazium alpinum*, *Lycopodium dubium*, *L. appressum*, *Botrychium boreale* и др.). В этом холодном интервале выявлены два кратковременных потепления 34,2 и 33,7 тыс. л. н., когда доминировавшие перигляциальные тундры сменялись перигляциальными лесотундрами с участками сосновых редколесий.

Работа поддержана грантом Estonian Science Foundation № 8425.

### Список литературы

1. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39–33 тыс. л. н. // Вестник МГУ. Серия География. 2009. № 6. С. 46–53.
2. Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Позднеплейстоценовый межледниково-ледниковый климатический переход (МИС 5/МИС 4) по данным палинологического анализа и ИК-ОСЛ датирования отложений опорного разреза Вока на юго-восточном побережье Финского залива // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Апатиты. С.-Петербург: Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. Т. II. С. 99–102.
3. Mangerud J. Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy // Quaternary International. 1989. Vol. 3/4. P. 1–4.
4. Molodkov A., Bolikhovskaya N., Miidel A., Ploom K. The sedimentary sequence recovered from the Voka outcrops, North-Eastern Estonia: Implications for late Pleistocene stratigraphy // Estonian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 56. N 1. P. 47–62.
5. Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // Proceedings of the Royal Society. London. 1969. Series B 174. P. 135–154.

**КЛИМАТОХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ  
СЛЕДСТВИЯ СОПОСТАВЛЕНИЯ  
ОРБИТАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ  
ДИАГРАММЫ С СОСТАВНОЙ  
БЕНТОСНОЙ ЗАПИСЬЮ Ir04 ДЛЯ  
ПОСЛЕДНИХ 1,8 МЛН ЛЕТ** | **CLIMATIC-CHRONOSTRATIGRAPHY  
CONSEQUENCES OF THE COMPARISON  
BETWEEN ORBITAL-CLIMATIC DIAGRAM  
AND Ir04 BENTHIC RECORD  
FOR THE LAST  
1,8 MILLIONS YEARS**

**В.А. Большаков**

*МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
vabolshakov@mail.ru*

**V.A. Bol'shakov**

*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

Познание причин феномена глобальных климатических колебаний в плейстоцене невозможно без получения разнообразных, возможно более подробных, непрерывных палеоклиматических записей. Одним из препятствий получения таких записей является неполнота геологической летописи. В частности, поэтому, начиная с 2-й половины XX-го века, активизировались исследования глубоководных отложений морей и океанов, осадконакопление в которых происходит более непрерывно, чем на континенте. Для этих отложений были развиты и новые методы палеоклиматических исследований. Наиболее эффективным из них стал изотопно-кислородный (ИК) метод, позволяющий оценивать изменения глобального объёма льда, температуры, уровня океана в плейстоцене. Эти данные содержатся в ИК кривых, представляющих колебания по разрезу содержания тяжёлого изотопа кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в раковинах морских организмов (фораминифер, радиолярий). Для ИК кривых был разработан так называемый метод орбитальной настройки (orbital tuning), позволяющий устанавливать временную шкалу колебаний  $\delta^{18}\text{O}$ . Первоначально метод основывался на выделении в палеоклиматических записях орбитальных периодичностей, связываемых с вариациями наклона земной оси (основной период 41 тыс. лет) и климатической прецессией, с периодами 23 и 19 тыс. лет (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984). Понятно, что точность временной шкалы определяется как непосредственно процессами седиментации (непрерывностью, скоростью седиментации), так и адекватностью выделения в кривых  $\delta^{18}\text{O}$  соответствующих орбитальных периодичностей, а также точностью расчёта вариаций орбитальных элементов.

Хорошие результаты показала разновидность метода, предложенная Р. Джонсоном при определении им возраста палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес (М-Б) (Johnson, 1982). Наряду с прецессионными колебаниями он использо-

вал 100-тысячелетние вариации эксцентриситета, модулирующие прецессионные изменения. Это позволило в большей степени избегать ошибок в оценке количества более короткопериодных прецессионных колебаний и, следовательно, в создании более точной временной летописи климатических изменений. В 2000 г. был предложен (Большаков, 2000) способ построения некоего шаблона, кривой глобальных климатических изменений для последнего миллиона лет, названного впоследствии орбитально-климатической диаграммой, ОКД (Большаков, 2003б). ОКД отражает прямое климатическое влияние вариаций всех трёх орбитальных элементов. В соответствии с палеоклиматическими данными для последнего миллиона лет, наибольший вклад в изменения ОКД в этом временном интервале дают вариации эксцентриситета, наименьший – прецессионные вариации. ОКД представляет условную относительную вероятность ( $\Delta P$ ) осуществления оледенений (для отрицательных  $\Delta P$ ) и межледниковий (для положительных  $\Delta P$ ) за последний миллион лет. На рисунке ОКД сопоставляется с одной из наиболее представительных и надёжных палеоклиматических записей – составной ИК бентосной записью LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005). LR04 была создана Лизецки и Раймо в 2004 году и представляет собой составную, глобально осреднённую по 57 глубоководным колонкам ИК запись по бентосным фораминиферам для интервала времени от современности до 5.3 млн. лет назад.

Временная шкала LR04 установлена путем метода орбитальной настройки, что, как показано в работе (Большаков, 2003б), не гарантирует высокой надёжности этой шкалы по всему её временному диапазону. Временная шкала ОКД выгодно отличается тем, что в ней, помимо вариаций наклона земной оси и прецессии, прежде всего, используются наиболее хорошо выраженные 100-тысячелетние эксцентриситетные циклы. Учитывая это, был предложен способ хронометрирования ИК записей



посредством их сопоставления с ОКД (Большаков, 2003а). Этот способ основан на временном сопоставлении наиболее характерных экстремумов ИК записи и соотносимых с ними экстремумов ОКД. И те и другие экстремумы в основном отражают наиболее хорошо выраженные в палеоклиматических записях особенности 100-тысячелетних эксцентриситетных циклов. Временное сопоставление проводится с учётом инерционной задержки климатического отклика на орбитальное воздействие. На примере радиометрически датированных событий позднего неоплейстоцена, хорошо выделяемых в ИК записи, было показано, что эта задержка составляет 5–6 тыс. лет. Учитывая то обстоятельство, что временные шкалы как LR04, так и ОКД построены, вообще говоря, на основе метода орбитальной настройки, логично ожидать временного подобия ОКД и LR04. Разумеется, сопоставление имеет смысл только в том случае, если ОКД отражает палеоклиматические колебания. Последнее возможно при условии, что орбитальная гипотеза верна, так же как справедливы и упрощённые механизмы климатического влияния орбитальных элементов, принятые при построении ОКД.

Приведённое на рисунке сравнение ОКД и LR04 показывает неплохую степень их подобия в интервале времени 1240 тыс. лет назад – современность. Коэффициент корреляции этих кривых – 0.42. Он увеличивается до 0.63, если сдвинуть LR04 на 6 тыс. лет назад, т.е. на время инерции климатического отклика. В то же время, логично ожидать и расхождений в форме, и временных несогласий двух кривых. Это может быть связано с рядом причин: а) с упрощениями, принятыми при построении

ОКД и, следовательно, с отсутствием у ОКД по этой причине *полной* адекватности глобальным климатическим изменениям последних 1240 тыс. лет; б) с влиянием на изменения климата неорбитальных факторов; в) с искажениями составной ИК записи, в т.ч. с возможными неточностями временной шкалы LR04. Таким образом, исходя из перечисленных причин, которые могли бы привести к существенным различиям ОКД и LR04, полученное между ними подобие является скорее неожиданным, чем ожидаемым. Поэтому очевидно, что анализ их сходства и различий будет весьма полезен для понимания механизма климатических колебаний и других вопросов палеогеографии четвертичного периода. Проведённый сравнительный анализ ОКД и LR04 привёл к следующим результатам (Bol'shakov, 2012; Большаков, 2013).

1. Важнейшее событие эволюции ледниковых циклов плейстоцена – «среднеплейстоценовый переход» – произошло около 1239 тысяч лет назад. Начало 100-тысячелетних ледниковых циклов соотносится с максимумом потепления морской изотопной стадии (МИС) 37, после чего 100-тысячелетний цикл не прерывался. Следовательно, вообще говоря, нумерация ИК стадий, отражающая 41-тысячелетние циклы в интервале времени 1240–900 тыс. лет назад, должна быть изменена с целью отражения реально существующей в этом интервале времени 100-тысячелетней цикличности.

2. Наиболее значительное рассогласование во времени между ОКД и LR04 отмечено для главных минимумов МИС 8, 22 и 30. Правильное временное положение указанных экстремумов LR04 – удревнение минимумов МИС 8 и 22 соответственно на

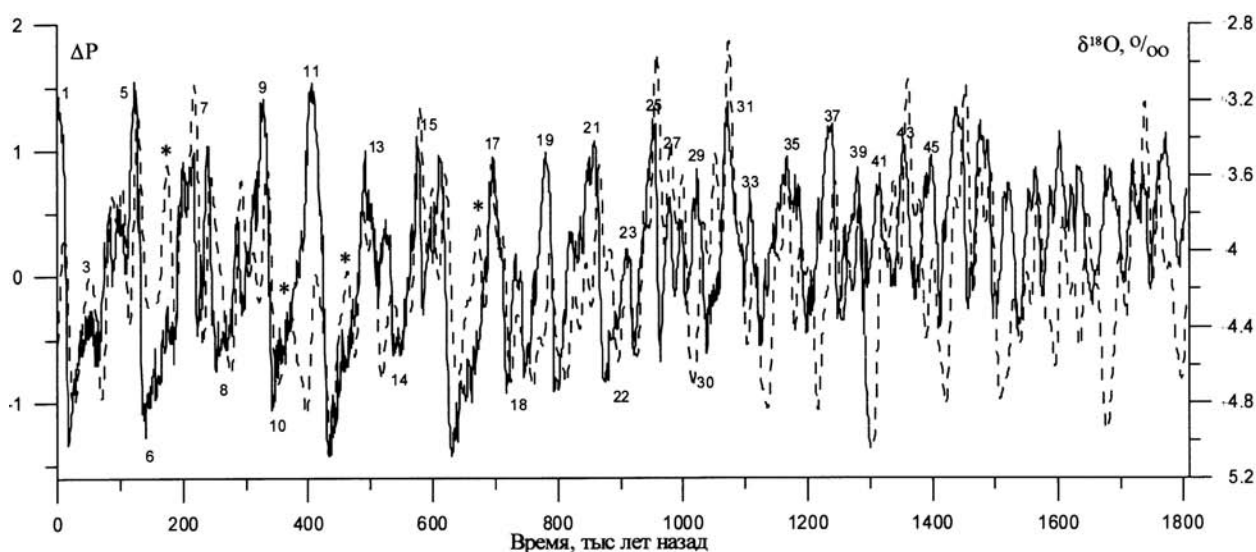


Рис. 1. Сопоставление ОКД (штриховая линия) и LR04 (сплошная линия). Цифры – номера ИК стадий (нечётные – межледниковые стадии, чётные – ледниковые стадии). Звёздочками отмечены наиболее значительные несоответствия формы ОКД- и LR04-кривых для последнего миллиона лет

17–18 и 13–14 тыс. лет, а минимум МИС 30 должен быть омоложен на 28 тыс. лет.

3. Рассмотренные несоответствия формы ОКД и LR04 (отмечены на рис. звездочками) указывают на то, что: а) за последний миллион лет климатическое воздействие вариаций инсоляции, обусловленных прецессией и наклоном земной оси, не всегда адекватно, в соответствии с общепринятыми механизмами их климатического влияния, отражалось в палеоклиматической записи; б) данный факт подтверждает, что орбитальное воздействие – не

единственный фактор, определяющий глобальные климатические колебания в плейстоцене

4. Выявленные несоответствия формы ОКД и LR04 приводят к выводу о реальной возможности ошибок в использовании метода орбитальной настройки при создании временной шкалы палеоклиматических изменений. Этим ещё раз подтверждается известная настоятельная необходимость развития возможно более точных, независимых методов абсолютного датирования рыхлых отложений в объёме всего плейстоцена.

### Список литературы

1. *Большаков В.А.* Новый способ построения диаграммы палеоклиматических изменений плейстоцена // Доклады АН. География. 2000. Т. 374. №5. С. 692–695.
2. *Большаков В.А.* Новый способ хронометрирования изотопно-кислородных записей колонок глубоководных осадков // Доклады АН. 2003а. Т. 388. № 1. С. 105–108
3. *Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ, 2003б. 256 с
4. *Большаков В.А.* Исследование характеристик «среднеплейстоценового перехода» с помощью сопоставления изотопно-кислородной записи LR04 с орбитально-климатической диаграммой // Доклады АН. 2013 Т. 449 № 3. С. 338–341
5. *Hays J. D., J. Imbrie, and N. Shackleton*, Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages, *Science* // 194 (1976) 1121–1132
6. *Imbrie J., Hays J, Martinson D. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $d^{18}O$  record // in: *Milankovitch and Climate*, NATO ASI Ser. C. 126. A.L.Berger et al. Eds. Reidel. Dordrecht. 1984. P. 269–305
7. *Johnson R.G.* Brunhes-Matuyama magnetic reversal at 790,000 yr. B.P. by marine-astronomical correlatins. // *Quatern. Res.* 1982. V. 17. P. 135–147
8. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20, PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ | PLEISTOCENE  
ТАЙМЫРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ | AND HOLOCENE PALEOENVIRONMENT  
В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ | OF THE TAIMYR LOWLAND

Д.Ю. Большиянов<sup>1</sup>, А.В. Крылов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «Арктический и Антарктический НИИ», СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, Россия

*bolshiyarov@aari.ru, krylov-polargeo@yandex.ru*

**D.Yu. Bolshiyarov<sup>1</sup>, A.V. Krylov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*State Research Center «Arctic and Antarctic Research Institute», St.Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Polyargeo Ltd., St.Petersburg, Russia*

В результате двух российско-шведских экспедиций (проведённых в 2010 и 2012 г.) на Таймырской низменности был накоплен новый существенный материал об истории развития п-ова Таймыр в позднем неоплейстоцене и голоцене. В ходе сплавных маршрутов были исследованы долины рек Большой Балахни в восточной и долины р. Нижней Таймыры с притоками Луктах и Логата в центральной части п-ова Таймыр. С помощью вертолётки изучались Северо-Кокорская и Байкуранерская гряды, по рекам обследованы части Верхнетаймырской гряды, и гряды в среднем течении р. Луктах. В данной работе приведены только результаты российской части исследований.

Геоморфологическое строение низменности характеризуется широким развитием морских террас, развитых от предгорий гор Бырранга до северных склонов плато Путорана, включая склоны и вершины гряд, развитых южнее озера Таймыр. Наиболее широко распространена терраса высотой около 100 м (Межубовский и др., 2003) Морскими отложениями и осадками ледового комплекса пород (ЛК) сложены ингрессионные и эрозионные террасы в исследованных долинах рек. Тектонические гряды, тянущиеся вдоль всей низменности (Кулаков, 1960), и считающиеся многими исследователями ледниковыми образованиями (Антропоген Таймыра ...1982), сложены в основе серыми слоистыми глинистыми морскими алевритами, обнаруживающимися в солифлюкционных пльвунах обилием морских солей на поверхности и иногда содержат (особенно в долинах р. Луктах и Верхняя Таймыра) огромные скопления раковин морских моллюсков. Вершины гряд часто осложнены конусообразными и «нашлёпкообразными» формами рельефа, которые слагаются прибрежными фациями морских отложений. Их морской генезис также доказывается наличием морских моллюсков и серым налётом солей, который часто лижут олени. Возраст морских глинистых алевритов, слагающих гряды высотой до 192 м, определён с помощью методов: электронно-

парамагнитно-резонансной спектроскопии (ЭПР) и оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) А.Н. Молодьковым в Лаборатории четвертичной геохронологии Геологического института Таллинского технического университета. Согласно датировкам возраст морских глинистых алевритов находится в следующих пределах: 535, 336–332, 319–316, 283–265, 240–232, 196, 171, 140, 123–112, 108–79 тыс. лет. Возраст песков и галечников прибрежной фации морских отложений, слагающих холмы и гряды, на склонах долин и на вершинах гряд лежит в пределах 76–70 тыс. лет назад. В долине р. Б. Балахни (73°26'41,0»с.ш., 103°27'14,2»в.д.) чехол прибрежных морских песков и галечников датирован ОСЛ -возрастом 265,8 ± 21,1 тыс. л.н. (RLQG 2037–012).

Ледниковых отложения в разрезах практически нет. Даже шведские исследователи, специально нацеленные на изучение ледниковых отложений, нашли их всего в двух местах в долине р. Логата (73°19'08,3»с.ш. 97°32'29,5»в.д.) и в нижней части долины р. Б.Балахни (73°30'57,4» с.ш., 104°32'02,3»в.д.). Причём в первом случае мощность диамиктонов до 2 м, а во втором песчаные и глинистые алевриты, названные тиллом, слоисты, содержат раковины фораминифер, осколки двустворчатых моллюсков, зёрна янтаря, спикулы губок и в них внедряется псевдоморфоза по ледяной жиле. Есть подозрения, что эти отложения если и имеют отношения к ледникам, то только на контакте долинных ледников и морского бассейна. Кроме того, мощность выделяемых морен крайне мала для постулируемых ледниковых покровов. Да и анализ направления падения удлиненных галек в диамиктоне разреза р. Б. Балахни показывает, что предполагаемые ледники двигались с юго-востока.

Все остальные исследованные разрезы указывают на явное преимущество морского осадконакопления на пространствах таймырской низменности в течение среднего и верхнего неоплейстоцена.

В маршрутах собраны образцы малакофауны, определения которой осуществлены А.В. Крыловым и представлены в таблице 1.

Таблица 1

Виды морских моллюсков и ракообразных, найденные в ряде местонахождений п-ова Таймыр

Виды	Комплексы моллюсков р. Бол. Балахни, 2010	Комплексы моллюсков р. Луктах, 2012		
1. <i>Plicifusus kroyeri</i> (Muller, 1842)*	+	+	24. <i>Neptunea despecta</i> (Linnaeus, 1758)	+
2. <i>Hiatella arctica</i> (Linnaeus, 1758)*	+	+	25. <i>Neptunea ventricosa</i> (Gmelin, 1791)	+
3. <i>Hiatella rugosa</i> (Linnaeus, 1767)*	+	+	26. <i>Neptunea cuspidis</i> (Fraussen & Terryn, 2007)	+
4. <i>Hiatella pholadis</i> (Linnaeus, 1771)*	+	+	27. <i>Amauropsis islandicus</i> (Gmelin, 1791)*	+
5. <i>Astarte montagui</i> (Dillwyn, 1817)*	+	+	28. <i>Euspira pallida</i> (Broderip & Sowerby, 1829)*	+
6. <i>Astarte elliptica</i> (Brown, 1827)	+		29. <i>Cryptonatica affinis</i> (Gmelin, 1791)	+
7. <i>Astarte broweri</i> (Meek, 1923)	+		30. <i>Cryptonatica clausa</i> (Broderip & Sowerby, 1829)*	+
8. <i>Astarte soror</i> (Dall, 1903)	+		31. <i>Oenopota reticulata</i> (Brown, 1827)	+
9. <i>Astarte gydanica</i> (Sachs, 1951)		+	32. <i>Oenopota turricula</i> (Montagu, 1803)	+
10. <i>Astarte jenissae</i> (Sachs, 1951)		+	33. <i>Oenopota pyramidalis</i> (Strom, 1788)	+
11. <i>Astarte sulcata</i> (Da Costa, 1778)		+	34. <i>Boreotrophon truncatus</i> (Strom, 1768)	+
12. <i>Astarte arctica</i> (Gray, 1824)	+		35. <i>Boreotrophon clathratus</i> (Linnaeus, 1767)	+
13. <i>Astarte placenta</i> (Morch, 1869)		+	36. <i>Colus latericeus</i> (Muller, 1842)	+
14. <i>Mytilus edulis</i> Linnaeus, 1758*	+	+	37. <i>Mya truncata</i> Linnaeus, 1758	+
15. <i>Clinocardium ciliatum</i> (Fabricius, 1780)		+	38. <i>Mya arenaria</i> Linnaeus, 1758	+
16. <i>Portlandia arctica</i> (Gray, 1824)*	+	+	39. <i>Nucula tenuis</i> (Montagu, 1808)	+
17. <i>Macoma baltica</i> Linnaeus, 1758	+		40. <i>Serripes groenlandicus</i> (Mohr, 1786)	+
18. <i>Macoma calcarea</i> (Gmelin, 1791)*	+	+	41. <i>Menestho cf. truncatula</i> Odhner, 1915	+
19. <i>Macoma brota</i> Dall, 1916		+	42. <i>Nuculana minuta</i> (Muller, 1776)	+
20. <i>Macoma nasuta</i> (Conrad, 1837)		+	43. <i>Cylichna alba</i> (Brown, 1827)	+
21. <i>Buccinum glaciale</i> Linnaeus, 1761*	+	+	44. <i>Margarites groenlandicus</i> (Gmelin, 1791)	+
22. <i>Buccinum undatum</i> Linnaeus, 1758*	+	+	45. <i>Balanus crenatus</i> Bruguiere, 1789	+
23. <i>Neptunea heros</i> Gray, 1850*	+	+	46. <i>Balanus hameri</i> (Ascanius, 1767)	+

\*- виды, характерные для отложений плейстоцена найденные в обоих изученных районах

Определённые виды моллюсков, вероятно, являются индикаторами северо-бореального климата господствовавшего во время накопления осадков и говорят о близком возрасте формирования отложений этих разрезов. Разрезы рр. Б. Балахни и Луктах содержат тихоокеанские виды-мигранты. Моллюски р. Б. Балахни, вероятно, обитали на мягких илистых грунтах, а моллюски р. Луктах – на твердых каменистых и, возможно, мягких песчаных грунтах (представители рода *Macoma*).

Разница в биогеоценозах значительна, в особенности в нижней части списка (табл. 1 с № 31 по № 46), что может свидетельствовать о разных морских бассейнах (Карского моря и моря Лаптевых), скорее всего отличавшихся по возрасту. Однако данные определения возраста отложений этого не показывают. ЭПР- возраст осадков отложений из долины р. Б. Балахни, содержащих обильную фауну моллюсков 104 ± 8,9 тыс. л.н. (RLQG 454–012). ЭПР- возраст осадков из р. Луктах 103,8 ± 8,6 тыс. л.н.



(RLQG 464–043). Морские обстановки осадконакопления существовали на этой площади до времени 70 тыс. л.н., в течение которого могли существовать местные ледники контактировавшие с морем.

Каргинское время на территории Таймырской низменности характеризовалось глубоким внедрением в полуостров заливов. Ингрессионная терраса высотой до 50 м над современным уровнем моря сложена осадками ЛК. В них обнаруживаются кости животных мамонтового фаунистического комплекса. В нижних частях долин осадки этого же возраста имеют морской облик. Таким образом, повышенное

положение уровня моря в каргинское время доказывается широким распространением ЛК, как это имело место и на севере Якутии (Большаинов и др., 2013).

В голоцене колебания уровня моря продолжались, но с меньшей амплитудой, что следует из строения и состава низких речных террас. Одно из заметных климатических событий зафиксировано находкой погребённого в террасе р. Б. Балахни (73°39'12,7» с.ш., 102°10'27,9»в.д.) лиственничного леса, который находился севернее на 120 км от современной границы леса и тундры и имеет датировку  $6590 \pm 70$  л.н. (ЛУ-6523).

#### Список литературы

1. Антропоген Таймыра. М.: Наука. 1982. 184 с.
2. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб: ААНИИ. 267 с.
3. *Межубовский В.В., Большаинов Д.Ю., Федоров Г.Б.* К вопросу о возрасте 100-метровой террасы полуострова Таймыр // Природные ресурсы Таймыра. Дудинка. 2003. Вып. 1. С. 290–298.
4. *Кулаков Ю.Н.* Новейшая тектоника Таймырской низменности. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и предтаймырского прогиба // Тр. НИИГА. 1960. Т. 106. С. 234–277.

# ЭТАПЫ НАИБОЛЕЕ БЫСТРЫХ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

# THE PHASES OF THE FASTEST LANDSCAPE AND CLIMATIC CHANGES IN THE LATE PLEISTOCENE

**О.К. Борисова**

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
olgakborisova@gmail.com*

**O.K. Borisova**

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

Комплексные исследования отложений, характеризующихся однородностью и большой длительностью непрерывного накопления (глубоководных океанических осадков, ледяных кернов из Антарктиды и Гренландии, длинных серий озерных осадков и спелеотем), позволяют получить представление об изменениях климата на протяжении значительной части плейстоцена, о внутренней структуре межледниково-ледниковых макроциклов и об амплитудах климатических колебаний разных порядков. Для оценки длительности климатических фаз и характерных скоростей изменения температур необходимо построение временных шкал с высоким разрешением для длинных осадочных серий. Изотопно-кислородный анализ панцирей фораминифер из глубоководных колонок позволил разработать единую климатохроностратиграфическую шкалу SPECMAP (Imbrie et al., 1984), в основу которой положен возраст инверсии магнитного поля Земли Брюнес/Матуяма и тесное соответствие продолжительности главных климатических циклов и периодов вариаций орбитальных элементов Земли: эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии. Хронологическая шкала для ледяного керна со станции Восток была построена на основе моделей аккумуляции и растекания льда и «привязки» к двум особенно ярко выраженным стадиям морской изотопно-кислородной шкалы: 5.4 (~110 тыс. л. н.) и 11 (~390 тыс. л. н.) (Котляков, Лориус, 2000). К сожалению, современные методы датирования континентальных отложений (радиоизотопные, палеомагнитные, люминесцентные – OSL, IRSL и др.) пока не дают возможности создания подробной шкалы времени даже для наиболее детально изученного последнего климатического макроцикла (130–11,5 тыс. л. н.), в особенности для его части, лежащей за пределами применимости радиоуглеродного метода датирования.

Сопоставление палеотемпературной кривой, полученной по ледяному керну со станции Восток, с изменениями изотопно-кислородного состава карбонатов из глубоководных океанических осадков демонстрирует высокую степень сходства кри-

вых по форме (последовательности пиков) и амплитудам колебаний. При этом большая часть каждого межледниково-ледникового макроцикла приходится на сложно построенные переходные этапы от межледниковья к плейстоцену и от него – к последующему межледниковью. На протяжении этих переходных этапов прослеживаются климатические колебания второго, третьего и более высоких порядков, для которых характерна та же асимметрия, что и для макроциклов в целом: быстрое потепление предшествует относительно краткой «оптимальной» фазе, за которой следует более медленное сложно построенное похолодание, ведущее к термическому минимуму. Подобная асимметрия была характерна и для последнего климатического макроцикла.

Для изучения колебаний климата при переходе от микулинского межледниковья к валдайской ледниковой эпохе (т.е. в период, лежащий далеко за пределами возможностей радиоуглеродного анализа), необходимо использовать данные по разрезам, в которых межледниковые и раннеледниковые отложения образуют непрерывную последовательность. На Восточно-Европейской равнине и в Прибалтике пыльцевые диаграммы по таким разрезам дают возможность проследить серию похолоданий и потеплений второго порядка (Borisova et al., 2007; и др.). Чтобы оценить длительность теплых и холодных фаз и скорости изменений температур в центральном районе Восточно-Европейской равнины в этот переходный период, необходимо построить шкалу времени. С этой целью мы сопоставили кривую изменений содержания пылицы древесных пород в разрезе Бутовка (Borisova, 2005) с кислородно-изотопной кривой по ледяному керну из северной Гренландии (NorthGRIP Members, 2004) (рис. 1). Сходство этих кривых позволяет провести условную корреляцию ранневалдайских климатических осцилляций, выявленных по разрезу Бутовка, с событиями Дансгора-Эшгера (DO), выделенными на кислородно-изотопной кривой NorthGRIP. Глубокое похолодание (ПЗ В-5а = начало зоны М8), сменившее собой слабое похолодание в постоптимальной части микулинского межледниковья (ПЗ

В-4 = М7), сопоставляется нами с холодной фазой DO 26. Поздняя часть зоны М8 (подзона В-5b в разрезе Бутовка) была немного теплее, чем ее ранняя часть; она соответствует теплой фазе события DO 25. Продолжительность части верхневолжского интерстадиала, представленной в разрезе Бутовка, составляет около 4 тыс. лет, тогда как общая длительность этого интерстадиала (как и теплой фазы DO 23 и подстадии 5.3 шкалы SPECMAP, с которыми он сопоставляется) превосходит 6 тыс. лет. Более краткое межфазальное потепление внутри первой холодной стадии раннего валдая можно сопоставить с теплой фазой события DO 24. При такой корреляции, его длительность составляет около 2,5 тыс. лет.

Реконструкции палеотемператур проведены по палеофлористическим данным при помощи методов ареалограмм и климатограмм, разработанных

В.П. Гричуком (1969). Эти реконструкции показали, что в постоптимальную фазу микулинского межледниковья развивалось медленное похолодание: среднегодовая температура понижалась в среднем на 0,003°C за 10 лет. Главное похолодание на рубеже межледниковья и ледниковой эпохи, за время которого среднегодовая температура воздуха в центральном районе Восточно-Европейской равнины понизилась приблизительно на 7°C, заняло 2–4 тыс. лет. Таким образом, при переходе к первой холодной стадии раннего валдая похолодание ускорилось на порядок, достигнув приблизительно 0,02°C/10 лет.

Наибольшие естественные скорости климатических изменений за весь межледниково-ледниковый цикл позднего плейстоцена реконструированы для перехода от последнего оледенения к голоцену, т.е. для позднеледниковья.

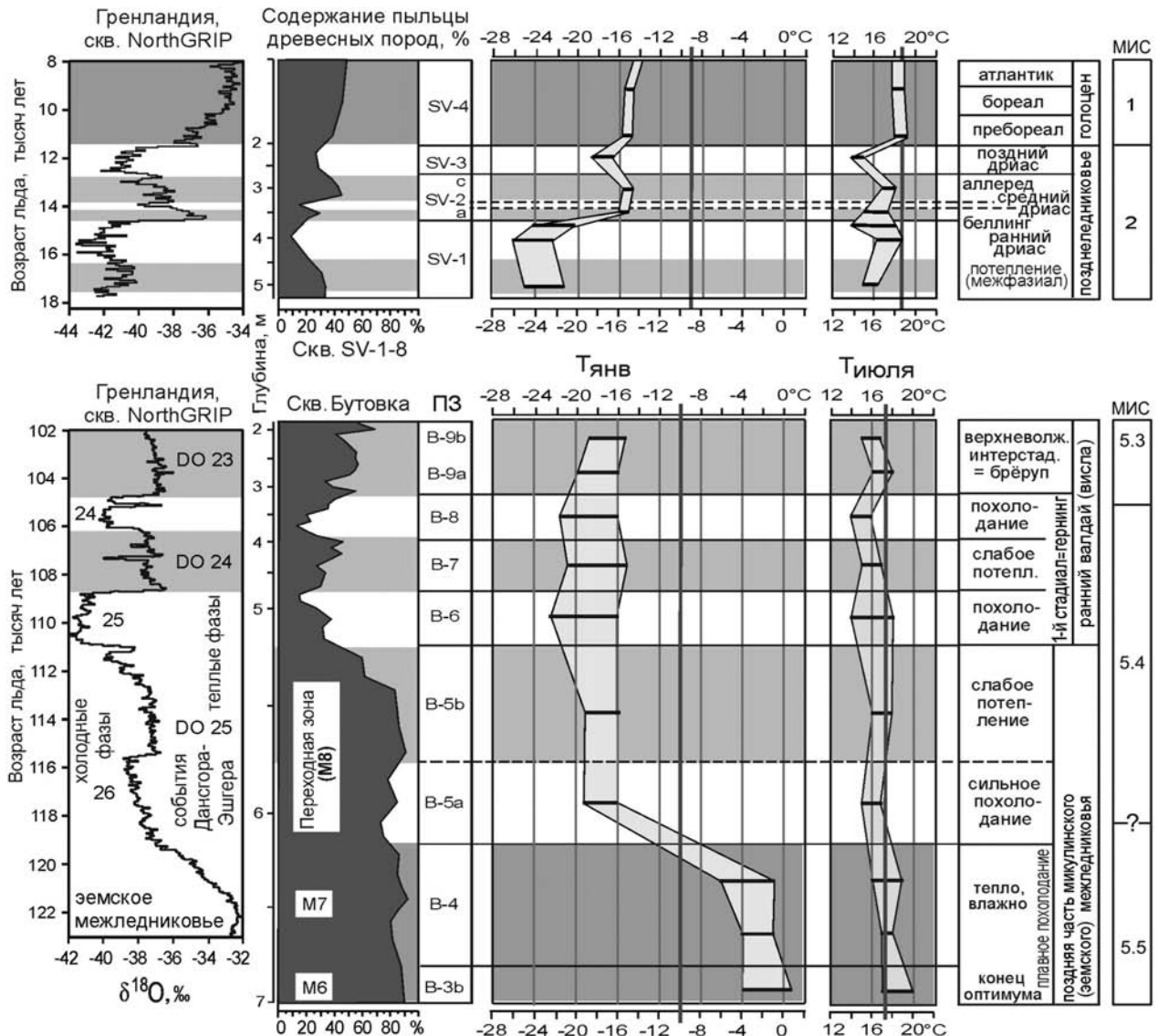


Рис. 1. Изменения температуры в центральном регионе Восточно-Европейской равнины на переходных этапах последнего межледниково-ледникового макроцикла

Хронологическая шкала для этого интервала основана на многочисленных сериях радиоуглеродных датировок, на подсчетах годовичных слоев озерных отложений и ледяных кернов, на дендрохронологических и других данных, имеющих высокое разрешение по времени. Эти данные согласно свидетельствуют о том, что климатические осцилляции позднеледникового при весьма значительных амплитудах изменений климата в основном имели продолжительность менее тысячи лет. Наиболее краткие из них длились около 200 лет (например, средний дриас).

Среди климатических колебаний второго порядка на этом переходном этапе наиболее ярко были выражены интерстадиалы бёллинг и аллерёд (12,75–12,25 и 11,8–11 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.) и заключительная холодная стадия валдайского оледенения – поздний дриас (11–10,3 тыс.  $^{14}\text{C}$  л. н.). Согласно реконструкции по палеофлористическим данным, в центральном регионе Восточно-Европейской равнины перепады среднегодовой температуры между последовательными теплыми и холодными фазами позднеледникового достигали 3–4°C (Borisova et al., 2006; Sidorchuk et al., 2009) (рис. 1). Средняя

скорость снижения среднегодовой температуры воздуха при переходе от аллерёда к позднему дриасу в этом регионе составила около 0,07°C/10 лет. Столь же резкими были и потепления при переходах от раннего, или древнего, дриаса к бёллингу и от позднего дриаса к пребореалу (голоцену).

В своеобразных условиях позднеледникового перестройки растительных сообществ происходили как непосредственно под влиянием климатических изменений, так и вследствие отклика других основных компонентов геосистем (прежде всего, многолетней мерзлоты) на эти изменения. Анализ этих перестроек, происходивших под воздействием наиболее быстрых известных нам естественных изменений климата, представляет большой интерес в связи с ожидаемым развитием потепления, вызванного парниковым эффектом. Тем не менее, приходится учитывать, что при «антропогенно обусловленном» потеплении, при сохранении общих закономерностей и характерных скоростей реакции компонентов экосистем, скорость изменения климата будет значительно выше, и все процессы будут протекать при иных начальных условиях, чем в позднеледниковье.

#### Список литературы

1. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
2. Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 7–19.
3. Borisova O.K. Vegetation and climate changes at the Eemian/Weichselian transition: New palynological data from Central Russian Plain // Polish Geol. Inst. Spec. Pap. 2005. V. 16. P. 9–17.
4. Borisova O.K., Novenko E.Yu., Velichko A.A., Kremenetski K.V., Junge F.W., Boettger T. Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Volga region (Russia) // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. P. 2574–2585.
5. Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. 2006. V. 66. P. 53–78.
6. Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // Milankovitch and Climate. Part 1. Berger A. et al. (eds). Dordrecht: D. Reidel, 1984. NATO ASI Series C. V. 126. P. 269–305.
7. NorthGRIP Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
8. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphology, 2009. V. 113. P. 137–157.



**НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ  
(ДИЛЮВИАЛЬНЫЙ) ТИП  
ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ  
В ДОЛИНАХ РЕК МУНА И УЛААХ МУНА  
(САХА ЯКУТИЯ)**

**NEW GENETIC (DILUVIAL) TYPE  
OF DIAMONDS PLACER FORMATION  
IN VALLEYS OF THE RIVERS  
OF MOON AND ULAAN MOON  
(SAKHA YAKUTIA)**

**А.Л. Будников**

ООО ГПК «Алтай», с. Малоенисейское, Россия  
telenba@mail.ru

**A.L. Budnikov**

Open Company GPK «Altai», with. Maloenisejsky, Russia  
telenba@mail.ru

В полевой сезон 2011 года автор совместно с опытно-методическим отрядом ФГУП СНИИГГиМС проводил специализированные исследования в районе Верхнемунского РРУ, целью которых было изучение четвертичных отложений в рамках концепции локальной гидросферной катастрофы. Тем самым впервые для территории Якутской алмазоносной субпровинции была предложена инновационная дилювиальная модель протекания генезиса четвертичных отложений и вложенных в них алмазоносных россыпей.

Четвертичные образования в долинах рек Улаах Муна и Муна представлены генетически разнообразными и разновозрастными отложениями. Наиболее древние фиксируются лишь в приустьевой части р. Онгхой, где они выполняют «водобойную ванну» глубиной до 11 м. и протяженностью до 1500 м.

В начале позднего плейстоцена в развитии долины р. Улаах-Муна происходит резкое изменение её водного режима и конфигурации долины, вызванное сошедшим по долине р. Онгхой экстремальным грязекаменным потоком, вобравшим на своем пути элювиально – делювиальные алмазоносные отложения кимберлитовых трубок (Заполярная, Деймос и др.) и далее, в виде конуса выноса запрудившим долину реки Улаах-Муна. Дилювиальные отложения здесь представлены крупными глыбами (до 4–5 м) известняков, кварца и окварцованных карбонатных пород, расположенных в гравийно-песчаном матриксе.

В результате подпруживания Онгхойским минифладстримом долины р. Улаах-Муны выше данной запруды сформировалось одноименное дилювиально-подпрудное озеро. В устье руч. Рудный, были изучены две эрозионные террасы, соответствующие именно данному верхнеплейстоценовому проозеру. Высота гребня террасы составляет около 10 м, эрозионные площадки имеют ширину до 20 м. По предварительным данным глубина данного проозера была не менее 30 м. и просуществовало оно не менее 7 тыс. лет.

В середине позднего плейстоцена в выше описанное палеозеро по ручью Рудный сошел еще один, экстремальный грязекаменный поток, (подобный Онгхойскому) вызвавший резкое поднятие уровня воды. Образовавшаяся при этом огромная волна прошла вниз по р. Улаах Муна и частично уничтожила дилювиальную запруду, располагавшуюся в устье р. Онгхой. В результате прорыва палеозера сформировался Улахмунский катастрофический поток (минифладстрим), вычистивший ложе реки до коренных пород. А весь алмазоносный осадочный материал был перенесен вниз по р. Улаах-Муна, где и был отложен в её приустьевой части в виде дилювиального конуса выноса длиной более 5 км. В приустьевой части р. Улаах-Муна минифладстрим разделился на две струи. Левая ветвь струи прошла вверх по р. Муна на расстояние до 4–5 км. Правая же, главная ветвь, ушла вниз по р. Муна на расстояние до 15–20 км.

Характерной особенностью Улахмунского фладстрима является наличие следов гигантской ряби течения, которая состоит из ассиметричных, вытянутых по простиранию (до 1 км) слабоизвилистых гряд или валов серповидной формы, ориентированные перпендикулярно палеотечению. Между дилювиальными грядами фиксируются межгрядовые понижения обычно вытянутой мульдообразной формы размером до 500 м по длинной оси с останцовыми озерами.

*Вытуклые гряды* сложены не сортированными, крупно- и мелкообломочными породами различного состава. Размер обломков варьирует от 0,5 см до 40 см. Сортировка отсутствует. Окатанность обломков различная: отмечаются, как идеально окатанные, так и совершенно неокатанные обломки. Матрикс представлен песчано-гравийной, песчано-глинистой смесью со слабо выраженной косослойной текстурой, в котором отмечается обилие обрывков флоры, располагающейся неравномерно по всему разрезу. По данным палеокарпологического анализа (определения И.В. Хазиной) в отложениях доминирует пыльца *Picea* (36,5 %). Присутствует

также пыльца *Pinus* (19,35 %) и *Betula* (до 12 %). Из травянисто-кустарничковой группы отмечается пыльца разнотравья, маревых, осоковых и злаковых культур. Радиоуглеродный возраст древесины определен Л.А Орловой в  $28000 \pm 300$  (СОАН-8467) и  $34840 \pm 170$  (СОАН – 8468).

Межрядовые понижения имеют тот же вещественный состав обломков, что и в грядах, но текстурные признаки у них различные. Верхняя часть разреза представлена промытым песчано-галечным материалом. Хорошо окатанные обломки размером до 6 см имеют уплощенную форму и плотно прилегают друг к другу, образуя черепитчатую текстуру. Ниже по разрезу отмечается их постепенный переход к более грубообломочным отложениям с увеличением размера обломков до 15–20 см, а также наличие совершенно неокатанных обломков в песчано-глинистом матриксе. Изменение текстурных и генетических признаков верхней части разреза отложений объясняется тем, что отложения находились в замкнутой водной среде озерного типа, где в прибрежной зоне подвергались интенсивному воздействию волно-прибойных процессов.

После формирования дилювиальной запруды в прустьевой части р. Улаах-Муны и в долине р. Муна образовались два дилювиально-подпрудных озера. Первое прозеро начиналось от устья руч. Фабричный и прослеживается выше практически до самих верховьев р. Улаах-Муна. В прустьевой части руч. Рудный фиксируется хорошо сохранившаяся волно-прибойная терраса, имеющая ярко выраженную эрозионную площадку шириной 75–80 м и высотой цоколя до 3–5 м. В шурфе, пройденном на этой площадке, наблюдаются зеленовато-серые пластичные вязкие глины без примеси песчанистого материала, видимая мощность которых составляет около 1 м.. В глине отмечаются редкие палиноформы, представленные спорами папоротников, плаунов, диатомовых водорослей, зеленых мхов.

Второе палеозеро располагалось в долине р. Муна в 2–3 км выше по течению от устья р. Улаах-Муна. Здесь также вскрыты озерные зеленовато-серые, табачно-зеленые пластичные вязкие глины мощностью до 1,5 м, с тем же набором палиноформ, что и в ранее отмеченном палеозере.

Анализируя мощность озерных отложений, их цвет и структурно-текстурные особенности, набор палиноформ и высоту эрозионных террас, можно предположить, что глубина этих двух верхнеплейстоценовых палеозер не превышала 10–15 м. Озера не были замкнутыми и имели стоки в долину р. Муна (в районе Аэродромной косы).

В голоцене, на основании данных радиоуглеродного анализа древесины, отобранной из нижних горизонтов аллювия р. Муна и определенных в  $3840 \pm 65$  лет (СОАН – 8471) началась постепенная

деградация выше описанных палеозер. В этот период времени происходит кардинальная смена водного режима за счет обильного водопритока термальных вод, при котором происходит основной размыв дилювиальных запруд с формированием алмазоносного аллювия в тех русловых долинах рек Муны и Улаах Муны, которые мы наблюдаем и сейчас. В строении долины р. Улаах Муна, кроме современного аллювия, выделяется и более древний аллювиальный материал, выполняющий вторую террасу. Именно к отложениям второй террасы пространственно и генетически приурочены линзы (пятна) с промышленным содержанием кристаллов. В этих аллювиальных отложениях доминирует группа пылицы древесно-кустарничковой группы (50,33 %), сложенная преимущественно пылью сосны, березы, ели и до 32 % приходится на долю маревых.

Кроме выше описанных катастрофических потоков в прустьевой части р. Далдыкан выделяются отложения еще двух разновозрастных минифладстримов.

Первый, Далдыканский фладстрим, по возрасту и составу практически полностью аналогичен улахмунскому. Его отложения в виде дилювиального конуса выноса фиксируются в устье р. Далдыкан.

Отложения второго экстремального потока отчетливо видны на космо-снимках, где они в виде плаща размером 1,0 на 2,5 км, перекрывают все нижележащие четвертичные образования (кроме современного аллювия).

Первопричина и механизм формирования таких катастрофических событий нами наблюдались в ручье Провальный, истоки которого расположены в округлой чаше размером 300×400 м. По периферии, которой отмечается 4 серповидных вала выброса высотой до 3 м, сложенных не сцементированными остроугольными обломками известняков различного размера.

Сама же чаша ручья сформировалась в результате термального гидровулканизма (каменных гейзеров, свищей), подготовивших одну или несколько подземных карстовых полостей, обрушение кровли которых впоследствии и вызвало катастрофический выброс материала в долины рек Далдыкан и Муна. Время формирования данных валов и чаши ручья Провального началось, предположительно, около 3,5–4 тыс. лет назад, а закончилось, судя по данным радиоуглеродного возраста древесины всего  $765 \pm 25$  лет назад (СОАН-8465).

Таким образом, в местах расположения алмазоносных россыпей Верхнемунского РРУ имеются явные признаки развития в прошлом катастрофических локальных потоков различного генезиса, обусловивших как специфику строения долин, так и их вещественный состав (тип отложений) и рудоносность.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ  
И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА  
СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РЕК ИЖМЫ  
И ВЫЧЕГДЫ**

**STRUCTURAL AND MATERIAL  
COMPOSITION OF THE RECENT  
ALLUVIUM OF IZHMA  
AND VYCHEGDA RIVERS**

**М.Н. Буравская**

*Институт геологии Коми НЦ РАН, Сыктывкар, Россия  
buravskaya@geo.komisc.ru*

**M.N. Buravskaya**

*Institute of Geology, Komi Scientific Centre of Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia*

Изучение аллювия, являющегося одним из основных компонентов большинства континентальных осадочных формаций всех возрастов, позволяет выявить особенности его строения и формирования, а также установить фациально-генетическую приуроченность. Это особенно актуально для четвертичной геологии, т.к. позволяет проводить стратиграфические сопоставления и выявлять палеогеографические обстановки формирования отложений.

В данной работе представлены результаты строения и вещественного состава основных фаций аллювия равнинных рек Ижмы и Вычегды.

Эти реки берут начало в южной части Тиманского Кряжа, которая является также водораздельным пространством их бассейнов, входящих в водосборные территории рек Печоры и Северной Двины (Республика Коми, 1995).

Река Ижма течет в северо-западном направлении, русло слабо меандрирует, скорость течения 0,7 м/сек. Южная часть р. Ижмы до д. Щель имеет узкую долину с преобладанием донной эрозии в связи с неотектоническими поднятиями территории (Лысова, 2004). Ниже д. Щель ширина русла увеличивается, скорость течения замедляется, появляются многочисленные острова и протоки.

Река Вычегда, огибая возвышенность Джеджимпарма в вернем течении, течет в южном направлении, а возле устья р. Нем происходит переориентация ее стока на западное. Река протекает в хорошо разработанной долине, сильно меандрирует, скорость течения 0,3–0,6 м/сек. Большое количество стариц и значительных по размеру заболоченных участков на пойме свидетельствуют о преобладании боковой эрозии на всем протяжении исследуемого участка в стабильной неотектонической обстановке (Лысова, 2004).

В связи с тем, что данные реки протекают в различных геолого-геоморфологических и неотектонических условиях, в строении и формировании аллювия выделены фациальные различия и особенности.

Согласно классификации аллювиальных осадков, разработанной Е.В. Шанцером (1951), выделены три крупные группы фаций: русловая, пойменная и старичная, отражающие различные гидродинамические условия седиментации.

Пристреложневая субфация русловой фации слагает основание I надпойменной террасы в долине р. Ижмы и сложена разнородными песками с включениями гальки, гравия и валунов, иногда в виде прослоев. Пески характеризуются грубым составом, преобладают крупно-, и среднезернистые разности (фракции 1–0,5 и 0,5–0,25 мм). Средний диаметр частиц составляет 0,598 мм, степень сортированности низкая ( $S = 0,3$ ). Отложения имеют косослоистую текстуру. В долине р. Вычегды осадки пристреложневой субфации голоценового аллювия круглогодично находятся под водой. Они представлены серыми и светло-серыми разнородными песками с примесью гравия и мелкой гальки (Андреичева, 2002). Средний диаметр частиц равен 0,47 мм. Для отложений характерна средняя степень сортированности материала ( $S = 0,48$ ). Формирование I надпойменной террасы относится к позднеледниковью (Зарецкая и др., 2012).

Состав отложений субфации прирусловой отмели р. Ижмы также более грубый, чем в долине р. Вычегды. Доминирующую роль играют средне-, крупнозернистые пески с включениями гравия ( $d_{cp} = 0,4$  мм), со средней степенью сортированности ( $S_c = 0,37$ ), а в долине р. Вычегды преобладают хорошо сортированные мелко-, среднезернистые пески с единичной галькой ( $d_{cp} = 0,17$  мм при  $S_c = 0,6$ ).

На р. Ижме в условиях преобладания донной эрозии пойма вытянута в виде узких полос и незначительна по мощности напластования. Дробное субфаціальное расчленение провести не удалось. Отложения представлены в основном песками с невысоким содержанием алевритовой фракции ( $d_{cp} = 0,25$  мм при  $S_c = 0,48$ ). На р. Вычегде, протекающей в широкопойменной долине и находящейся в условиях свободного развития русловых деформаций и поймообразующих процессов, в зависимости от

места формирования осадков четко выделяются субфации прирусловых валов, приречной и внутренней поймы.

Современные прирусловые валы сложены светло-серыми мелкозернистыми песками с прослоями глинистого материала и незначительной примесью среднезернистого песка. Средний диаметр частиц составляет 0,13 мм, степень сортированности хорошая –  $S_c = 0,7$ . Преобладающим типом слоистости является мелкая косая (диагональная) слоистость, подчеркнутая включением глинистого материала и растительного детрита.

Осадки субфации приречной поймы характеризуются сезонным чередованием более светлых (песчаных) и более темных (глинистых) прослоев ритмичного характера, сформированных во время половодья и последующего спада уровня воды.

Субфация внутренней поймы свойственна участкам поймы, отдаленным от действующего русла реки, где осадконакопление протекает при наименьших скоростях потока. Отложения представлены алевритами и суглинками темно-коричневыми, неясно слоистыми. Средний диаметр частиц составляет 0,04 мм, степень сортировки низкая ( $S_c = 0,34$ ). Верхние слои пронизаны корнями растений, переработаны жизнедеятельностью мелких землероев и чаще всего представляют собой почву лугового типа.

В условиях ограниченного развития поймообразующих процессов в долине Ижмы образование стариц происходит в результате дробления русла на протоки. В дальнейшем одна из протоков превращается в затон, а в последующем образуется озеровидный водоем, где происходит накопление старичной фации аллювия. В долине Вычегды формирование старичных озер происходит через развитие меандра до критического состояния и прорыва его шейки. По берегам реки остается большое количество староречий различных форм и размеров.

Строение старичной фации рассматриваемых рек сходно. Озерно-речная субфация сложена средне-, мелкозернистыми серыми песками. Наблюдаются прослои, линзы алеврита и глины, образующие горизонтальную слоистость сезонно-ритмичного характера. Озерно-болотная субфация представлена алевритистой глиной темно-серой и торфом. Осадки плохо сортированы, обогащены растительным детритом.

Минералогический анализ основных фаций речных отложений показал, что выход тяжелой фракции р. Ижмы выше (1,08 %), чем р. Вычегды (0,54 %). Это вероятно связано с обогащением аллювия тяжелыми минералами в результате размыва коренных пород при эрозионном врезании реки. В долине Вычегды, в условиях переотложения ранее сформированных аллювиальных осад-

ков количество тяжелых минералов значительно меньше.

Минеральный состав пристрежневой субфации руслового аллювия наиболее отчетливо отражает связь между составом аллювия и пород, из которых он формировался. Ведущими минералами тяжелой фракции данной субфации р. Ижмы являются минералы группы эпидота (26,2 %), граната (25,6 %), ильменита (10,2 %), лимонита (10,2 %). В значительных количествах присутствует лейкоксен (7,6 %), амфибол (4,7 %). Из минералов метаморфической группы встречены кианит (3,4 %), ставролит (3,8 %). Незначительные содержания приходятся на титанит (1,8 %), рутил (0,9 %), турмалин (0,9 %), циркон (0,6 %). В долине р. Вычегды в составе тяжелой фракции преобладает гранат (40,4 %), амфибол (23,2 %), эпидот (15,7 %). Среди рудных минералов выделен ильменит (1,4 %), лейкоксен (1,1 %). В меньшем процентном содержании присутствуют ставролит (5,9 %), турмалин (1,5 %), кианит (1,4 %), циркон (0,6 %), титанит (0,5 %), рутил (0,4 %).

Отличия в минеральном составе аллювия рек Ижмы и Вычегды имеют преимущественно количественный характер. В осадках Ижмы несколько выше содержание ильменита, лейкоксена, но меньше концентрация амфибола. Минеральный состав Вычегды относительно обогащен гранатом и амфиболом, зато обеднен рудными минералами. Это обуславливает определенное сходство с минеральными ассоциациями среднеплейстоценовых ледниковых осадков. Таким образом, источником питания тяжелых минералов в значительной степени послужили тиллы и генетически связанные с ними водно-ледниковые отложения печорского (днепровского) горизонта в долине р. Ижмы, и вычегдского (московского) на р. Вычегде.

Результаты изучения современного аллювия исследуемых рек показали, что на р. Ижме, в активной неотектонической обстановке, формировались более грубые и менее сортированные отложения русловой фации, тогда как в долине р. Вычегды имели место более стабильные неотектонические условия и здесь русловой аллювий характеризуется тонким составом и лучшей сортированностью материала. Текстурные особенности сходны: характерна крупная косая слоистость. В условиях преобладания донной деятельности на р. Ижме пойма реки отличается незначительной мощностью напластования (0,65–2,2 м) и сложена в основном песками с минимальным содержанием алевритовой фракции. Формирование аллювия р. Вычегды происходит по перстративному типу, и приводит к образованию широкой сегментно-гривистой поймы мощностью 2–4,5 м. В зависимости от скорости водного потока в половодье и места осадконакопления в строении поймы четко выделяются три субфации, в которых



наблюдается дифференциация осадков сверху вниз от средне-, мелкозернистых песков к тонким пойменным илгам. Строение старичной фации обеих рек сходно: выделяются озерно-речная и озерно-болотная субфации, отвечающие основным стадиям зарастания старичного водоема.

Выявленные особенности аллювиальных отложений отдельных фаций можно использовать при

изучении и расчленении четвертичных разрезов, а также для проведения фациально-генетического анализа плейстоценового аллювия. Хорошо сортированные отложения русловой фации р. Вычегды с незначительным содержанием тонких частиц и отсутствием органических остатков могут служить основой для развития промышленности стройматериалов Республики Коми.

#### Список литературы

1. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 324 с.
2. *Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В.* Позднеледниковье в долине р. Вычегды: геохронология и палеогеография // Материалы совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов». Санкт-Петербург, 2012. С. 277–280.
3. Республика Коми /Автор-составитель кандидат географических наук А. П. Ободков, Сыктывкар, 1995. 79 с.
4. *Лысова В.Ф.* Морфометрия и неотектоника Южного Тимана. // Автореферат кандидатской диссертации. Сыктывкар, 2004. 23 с.
5. *Шанцер Е.В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР. Сер. Геол.; Вып. 55. М., 1951. 275 с.

СТРАТИГРАФИЯ  
И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ  
ПРИПОЛЯРНОГО СЕКТОРА АТЛАНТИКИ  
ВО ВРЕМЯ СТАДИЙ MIS 1–7

STRATIGRAPHY  
AND PALEOCEANOLOGY OF THE  
SUBPOLAR ATLANTIC REALM  
DURING MIS 1–7

М.Е. Былинская, Л.А. Головина

Геологический институт РАН, Москва, Россия  
marina.012@mail.ru

M.E. Bylinskaya, L.A. Golovina

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Арктический бассейн и субарктическая область Атлантического океана занимают важнейшее место в исследованиях глобальных изменений климата позднего кайнозоя, так как эти районы влияют на формирование циркуляции океанических вод, а, следовательно, на атмосферную циркуляцию и распределение тепла в северном полушарии. Изучение осадков этих районов позволяет реконструировать смену палеообстановок и изменения климата и структуры водных масс в этом ключевом районе Земного шара. Колонки AS2417 (78°14,79' с.ш., 05°45,75' в.д., глубина моря 1568 м) и AS2427 (78°08,14' с.ш., 06°30,12' в.д., глубина моря 1598 м) были подняты глубоководной гравитационной трубкой в проливе Фрама на западном борту хр. Книповича, расположенного к юго-западу от Шпицбергена.

Трубки длиной 350 см и 262 см вскрыли толщу переслаивающихся коричневатых и серых глин, содержащих различное количество карбонатных микрофоссилий и материала ледового разноса (IRD). По раковинам планктонных фораминифер *Neoglobobulimina pachyderma* sin в лаборатории Keck Carbon Cycle AMS Facility университета Калифорнии были получены радиоуглеродные AMS датировки. Содержание IRD, микрофауны и флоры в осадках колонок сильно варьирует. В разрезе выделяются несколько интервалов высокой продуктивности микропланктона (HP), разделенные зонами, чрезвычайно обедненными органическими остатками. По совокупности полученных фактических данных в колонках выделены интервалы, соответствующие стадиям изотопно-кислородной шкалы, обозначенные как MIS (marine isotope stages).

**MIS 1.** Большая часть голоцена, соответствующая MIS 1, в разрезе отсутствует, возможно, из-за вымывания верхнего полужидкого слоя осадков из трубки.

**MIS 2** (11–24 тыс. л.) в изученных колонках отмечена одним из самых больших пиков содержания IRD и первым максимумом высокой продуктивности планктона. Согласно полученным AMS датировкам по колонке AS2417, этот верхний в разрезе интервал HP имеет возраст от 17,9 до 23,6 тыс. лет, т.е. примерно соответствует последнему ледниковому максимуму. Ранее уже отмечалось (Dokken, Hald, 1996; Hebbeln, Wefer, 1997) присутствие в это время в проливе

Фрама сезонно свободных от льда вод, однако состав планктона необычно тепловоден для этих широт. Наряду с обилием полярной *N. pachyderma* sin здесь найдены единичные *Globorotalia scitula*, *G. crassaformis*, *Globigerina falconensis*, которые не обитают в проливе Фрама в настоящее время. В основании пика продуктивности встречен один экземпляр *Globigerinoides ruber*. Последний вид распространен в субтропических и тропических широтах и обитает в самых верхних слоях океанических вод, поэтому его присутствие в исследуемом районе может быть связано с транспортировкой водами Западно-Шпицбергенского течения. Однако свидетельства столь мощного усиления этой ветви Северо-Атлантического течения до сих пор не были зафиксированы в таких высоких широтах. Среди наннофоссилий в этом интервале определены *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri* и *Gephyrocapsa* spp. Таким образом, во время максимума последнего, валдайского оледенения, когда Шпицберген был покрыт ледником, покрывавшим в том числе шельф (Spielhagen et al., 2004), западнее его в проливе Фрама существовала сильная меридиональная циркуляция поверхностных вод, приводившая к свободным ото льда условиям и высокой продуктивности планктона.

**MIS 3–4** (24–71 тыс. л.). Стадии 3 и 4 в колонках не расчленены. Они характеризуются довольно большим, но сильно варьирующим по величине приносом IRD и отсутствием массового известкового планктона. Потеплению около 30 тыс. л.н., сопровождавшемуся таянием ледников, возможно, соответствует пик материала ледового разноса. Чрезвычайно малое содержание микропланктона в осадках этого интервала подтверждает вывод (Helmke, Bauch, 2002) о хорошей сохранности карбонатов в холодные периоды и их повышенном растворении в теплые в Арктике и приполярной Атлантике. Еще одно событие увеличения IRD, зафиксированное в этом интервале, предположительно соответствует возрасту 40–50 тыс. л.н. (Hebbeln, Wefer, 1997).

**MIS 5** (71–127 тыс. л.). Отложения стадии 5 в полном объеме вскрываются в колонке AS2427. Подразделения MIS 5a и 5e маркируются присутствием бентосной *Pullenia bulloides*, которая в изученном

районе известна только из этих интервалов (Haake, Pflaumann, 1989; Hebbeln, Wefer, 1997). Внутри стадии 5 фиксируются несколько пиков высокой продуктивности планктона, чередующиеся с эпизодами, обедненными органическими остатками, что позволяет выделить все подстадии MIS 5a-e. Распределение IRD в этом интервале неравномерно. Большой принос ледового и айсбергового материала происходил в верхней половине интервала с пиками в MIS 5a и 5c, что говорит о периодически открытом морском режиме в западной части пролива Фрама. В основании MIS 5a встречена одна раковина *Globigerinoides ruber*. Нижняя половина MIS 5 характеризуется очень низким содержанием IRD, что в сочетании с отсутствием планктона позволяет сделать вывод о наличии постоянного льда во время MIS 5d. MIS 5e соответствует последнему межледниковью, которое в других районах проявляется как очень теплый интервал, сравнимый с голоценом, а иногда превосходящий его по климатическим характеристикам. Однако в колонках из субполярной Атлантики это потепление выражено слабее (Hebbeln, Wefer, 1997; Spielhagen et al., 2004). В колонке AS2417 присутствуют осадки только MIS 5a-c, остальная часть этой стадии приходится на перерыв осадконакопления, который мог возникнуть в результате сейсмического события на хр. Книповича.

**MIS 6** (127–186 тыс.л.) выделяется только в колонке AS2417 ниже стратиграфического перерыва. Осадки содержат три больших продуктивных горизонта и один меньший. Интервал характеризуется высоким содержанием IRD, что свойственно отложениям стадии 6 в проливе Фрама (Hebbeln, Wefer, 1997; Spielhagen et al., 2004). В верхнем HP слое из относительно тепловодного планктона определены единичные раковины *Globigerinita glutinata*, *Globigerina falconensis*, *G. bulloides* и *G. calida* juv. Наннопланктонные виды включают *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa* spp. и *Ceratolithus cristatus* (!). Следующий HP горизонт содержит фораминифер *G. falconensis*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba* и *G. truncatulinoidea* juv. (последний найден в препарате для изучения наннопланктона). Наконец третий сверху в этом интервале HP слой отмечен

присутствием отдельных раковин *G. falconensis* и *G. bulloides*. Соотношение распределения карбонатного планктона и материала ледового разноса в этой стадии чрезвычайно напоминает аналогичные кривые для колонки PS1535, расположенной чуть западнее на той же широте (Spielhagen et al., 2004). Хотя определение возраста для этой части колонки AS2417 затруднительно из-за отсутствия возрастных датировок, нам представляется, что описываемый интервал относится к стадии 6, в том числе из-за большего количества IRD по сравнению с верхними горизонтами, отсутствию в комплексах *Pullenia bulloides*, и сходства с соответствующим интервалом колонки PS1535. Стадия 6 соответствует верхней части заальского оледенения. Наличие горизонтов с обильным известковым планктоном свидетельствует о существовании условий, свободных от льда, и притоке атлантических вод трижды в MIS 6.

**MIS 7.** Самый нижний слой колонки AS2417 с обильным комплексом фораминифер характеризуется меньшим количеством раковин по сравнению с остальными горизонтами HP, но отмечен присутствием самых тепловодных видов. Здесь определены единичные раковины *Globigerinoides ruber* и розовоокрашенной *Globigerina rubescens*. Самой северной точкой, в которой до сих пор отмечались представители розовоокрашенных *Gs. ruber* и *G. rubescens*, является скважина 410 DSDP (45°31' с.ш.) в Атлантическом океане (Былинская и др., 2002). Чрезвычайно низкое содержание IRD в осадках этого слоя говорит об отсутствии айсбергов и плавучих льдов в это время и указывает на межледниковые условия.

Таким образом, по имеющимся на настоящее время данным, осадки, вскрытые колонками AS2417 и AS2427, соответствуют времени последних примерно 190 тыс. лет. Присутствие горизонтов с обильным карбонатным планктоном во время оледенений и межстадиалов свидетельствует о существовании сезонно открытых вод в восточной части пролива Фрама даже в самые холодные этапы позднечетвертичного времени, а находки отдельных раковин субтропических видов – о постоянном притоке атлантических вод в приполярные широты.

### Список литературы

1. Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону // Москва: Научный мир, 2002.
2. Dokken T. and Hald M. Rapid climatic shifts during isotope stages 2–4 in the Polar North Atlantic // *Geology*, 1996. 24 (7). P. 599–602.
3. Haake F.-W., Pflaumann U. Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Voering Plateau, Norwegian Sea // *Boreas*, 1989. 18. P. 343–356.
4. Hebbeln D. and Wefer G. Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait // *Paleoceanography*, 1997. 12 (1). P. 65–78.
5. Helmke J. and Bauch H. Glacial–interglacial carbonate preservation records in the Nordic Seas // *Global and Plan. Change*, 2002. V. 33. P. 15–28.
6. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quater. Sci. Rev.*, 2004. V. 23. P. 1455–1483.

**ПРОБЛЕМЫ ТАКСОНОМИИ И МОРФОЛОГИЯ ОБРАЗЦА НАРИОКОТОМЕ III (HOMO ERGASTER) | PROBLEMS OF TAXONOMY AND MORPHOLOGY OF SAMPLE NARIOKOTOME III (HOMO ERGASTER)**

**С.В. Васильев<sup>1</sup>, С.Б. Боруцкая<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт этнологии и антропологии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
vasbor1@yandex.ru

**S.V. Vasilyev<sup>1</sup>, S.B. Borutskaya<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Institute of Ethnology and Anthropology RAS, Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Moscow State University named M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

В 1984 г. в Кении, на южном берегу реки Нариикотоме (западный берег оз. Туркана) помощником Р. Лики, Камоя Кимеу были обнаружены хорошо сохранившиеся фрагменты почти полного черепа с нижней челюстью 12–15 летнего подростка. Затем, в течение трех лет, с 1984 г. по 1987 г., Р. Лики (R. Leakey) и А. Уолкером (A. Wolker) были извлечены кости практически полного посткраниального скелета этого же ребенка: позвоночник, рёбра, ключицы, обе лопатки, все длинные кости конечностей, фрагменты таза (при этом кости кистей рук и стоп отсутствовали). Датировалась находка ранним плейстоценом. Ранее полученные даты по <sup>42</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar – методу имели большой разброс. Дальнейшие исследования позволили определить возраст в  $1.60 \pm 0.05$  млн. лет. Скелет был найден в верхних горизонтах свиты Кооби Фор в северной Кении. Останки обнаружены непосредственно на туфовом комплексе Окоте, который залегают между туфами KBS и Chari. В мировую науку эта находка вошла под шифром KNM WT 15000. Эта находка является одной из самых великих находок в палеоантропологии. Множество антропологов изучали эти останки, однако, все равно целый ряд интерпретаций и фактов остаются спорными и толкают ученых на все новые и новые исследования (см.: The Nariokotome *Homo erectus* Skeleton, 1993). Поэтому, увидев муляж полного скелета этой находки в Музее Человека в Париже, мы решили провести собственное исследование.

Череп Нариикотоме III реконструирован из нескольких крупных фрагментов и имеет сравнительно неплохую сохранность. Разрушены верхний край правой глазницы и надорбитная область в районе глабеллы, а также медиальная часть верхнего края левой глазницы и скуловые дуги. Они были реконструированы при помощи восковой мастики. Исследование проводилось по двум программам: классической краниологической программе (Алексеев, Дебец, 1964) и авторской краниотригонометрической программе (Васильев, 1999).

Форма черепной коробки при взгляде сверху бирзоидная – наибольшая ширина черепа сдвинута назад с резким сужением в височной (позадиглазничной) области. Череп очень мелкий, его продольный и поперечный диаметры в категории очень малых размеров. Он может быть описан как среднеудлиненный и относительно узкий – мезокранный. Высотно-продольный указатель очень малый, на границе очень малых величин группового минимума для современного человека, что свидетельствует о хамекрании. Однако попадает он в эту категорию исключительно из-за малой величины продольного диаметра, поскольку абсолютная величина высотного диаметра от базиона (№ 17 по Мартину) – вне категорий величины признака для современного человечества. В категорию тапейнокранных черепов попадает он по высотно-поперечному указателю. Величины обоих указателей говорят о невысоком черепе.

Лоб скошенный и визуально довольно узкий. Абсолютные размеры наименьшей и наибольшей ширины лба входят в категорию очень малых. По лобно-поперечному указателю череп микроземный (узколобый). Развитие надпереносья оценивается в шесть баллов по шестибальной шкале Брока. Надбровные дуги относятся к типу III, то есть огибают в виде валика весь надглазничный край. Затылок очень широкий, по шкале для современного человека он попадает в категорию средних величин, и несколько округлый. Затылочное отверстие вытянуто в сагиттальном направлении. Сосцевидные отростки слабо выражены, что, видимо, связано с молодым возрастом индивида. Затылочно-поперечный указатель значительно превышает максимальные значения для современного человека, это говорит о большем сближении затылочного и поперечного диаметров черепа Нариикотоме III. Затылочный гребень отсутствует.

Лицевая часть черепа относительно нейрокраниума, как и следовало ожидать, – крупная. Ее скуловой диаметр по современному масштабу в категории малых величин, а по величине верх-



ней высоты лица – в категории средних величин, на границе с большими. То есть лицевой скелет высокий, по верхнелицевому указателю – лептенный (показатель высоколицести). Обращает на себя внимание то, что верхняя ширина лица, напротив, – на границе с большими размерами. Углы горизонтальной профилировки на верхнем и среднем уровнях относятся к категории средних, т.е. лицо довольно средне профилировано. Сильный прогнатизм лицевого скелета в целом и альвеолярного отростка в частности подтверждается значениями указателя выступания лица (указатель Флоуэра), что связано с исключительно большой величиной длины основания черепа, намного превосходящей групповой максимум для современного человека. Краниофациальный вертикальный указатель превышает максимальное значение для *Homo sapiens* и близок, с одной стороны, к его величине у синантропа (66,8), а с другой стороны, – к черепу из Брокен Хилл (73,6). То есть наблюдается сочетание высокого лица и низкой мозговой коробки. Краниофациальный поперечный указатель также очень велик, что говорит о сочетании широкого лица и относительно менее широкой мозговой коробки.

Орбиты высокие и относительно не широкие (гипсиконхные). Верхний край орбиты закругленный. Форма верхнего края глазниц прямоугольная. Нижний край глазниц имеет несколько приспущенный латеральный край. Видна посмертная деформация орбит. Левая глазница имеет большую высоту, чем правая. В абсолютных размерах нос высокий и очень широкий (хамерринный), тоже подтверждается и носовым указателем. Симотический и максиллофронтальный указатели входят в категорию очень малых, что говорит о довольно низком переносе. Зигомаксиллярная область – среднеширокая. Имеются признаки наличия слабовыраженной клыковой ямки и справа подглазничного вздутия. На лобных отростках верхних челюстей имеются вздутия, характерные для неандертальских форм. Под нижним краем грушевидного отверстия имеется *sulcus praenasalis* (подносовой желобок).

Нами были проведены сравнительные анализы с палеолитическими находками, относящимися как к таксонам *Homo habilis* и *H. rudolfensis*, так и *H. ergaster*, *H. erectus* и *H. heidelbergensis*. Сравнения проводились по краниологической программе, краниотригометрической программе и отдельно по надорбитной и зигомаксиллярной областям. В результате проведенного исследования мы приходим к выводу, что образец Нариокотоме III в таксономическом плане занимает промежуточное положение между хабилинными и эректоидными формами. В ряде случаев, в частности

в строении надорбитной и зигомаксиллярной областях, встречаются признаки, характерные для неандертальцев.

Следует сказать, что все сравнительные анализы мы проводили с ископаемыми формами, относящимися к категории взрослых индивидов (за исключением черепа Дманиси 2700). Мы это делали осознанно: в силу немногочисленности палеолитического материала такой древности это была вынужденная мера. Все же, как нам кажется, некоторые тенденции характерные для черепа подростка Нариокотоме III мы уловили. Особенно показательными и интересными для сравнительных анализов являются данные по краниотригометрии, поскольку сравнительные формообразующие характеристики не зависят от абсолютных размеров, что делает подобные сравнения корректными. И, наконец, сотрудник отдела антропологии ИЭА РАН Р.М. Галеев выполнил реконструкцию лица по черепу Нариокотоме III. На этом лице видны как архаические, так и прогрессивные черты.

Также нами были проведены измерения муляжей целых и фрагментарных костей посткраниального скелета, проведены исследования, связанные с определением биологического возраста и были выявлены следующие особенности индивида Нариокотоме III.

1. По показателям онтогенеза посткраниального скелета биологический возраст индивида из Нариокотоме составил 14–15 лет.

2. Отмечено наличие шести позвонков в поясничном отделе. Крестец образован четырьмя позвонками. Вероятно, в его формировании участвовал и первый копчиковый позвонок. В нижней части крестца могла иметь место *spina bifida*.

3. Ключицы уплощены сверху-вниз, наподобие первых ребер. Сильно выражен рельеф для большой грудной мышцы, вращающей внутрь руку и сгибающей плечевой сустав. Левая кость изогнута сильнее. На ней сильнее развит весь рельеф, в том числе большой грудной мышцы и ключично-реберной связки (медиально-снизу), укрепляющей грудно-ключичный сустав. Возможно, индивид был левшой.

4. Для бедренных костей характерны необычно длинные и грацильные шейки. Индивиду были характерны относительно удлиненные голени, по показателям крурального индекса. Большинство длинных костей конечностей можно оценить как грацильные. Прижизненная длина тела составила 167–168 см.

5. Мышечный рельеф на плечевых, локтевых костях, бедренных и большеберцовых в основном развит слабо, так как это был молодой индивид. На обеих бедренных костях шероховатая линия

бедря посередине кости резко отклоняется медиально. Ягодичная шероховатость сильно сдвинута латерально на задней стороне диафиза бедренных костей. В ней на обеих костях формируется III вертел в виде валика. Седалищный бугор очень длинный, крупный, массивный, начинается высоко и близко к полулунной вырезке вертлужной

впадины (бугор находился у индивида в процессе окостенения).

Авторы выражают глубокую признательность заведующему департаментом антропологии Музея Человека в Париже профессору Филиппу Меннесье за предоставленную возможность исследовать скелетный материал Нариокатоме III.

#### Список литературы

1. Алексеев В.П., Дебец Г.Ф. Краниометрия: методика антропологических исследований. М., 1964
2. Васильев С.В. Дифференциация плейстоценовых гоминид, М., 1999.
3. Walker A., Leakey R. The skull // The Nariokotome *Homo erectus* skeleton. Ed by A. Walker, R. Leakey. - Harvard: University Press Cambridge M.A. 1993. - p.63-94.

**ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ  
И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ДВИЖЕНИЙ О. КОЛГУЕВ  
ГЕОИНФОРМАЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ**

**THE STUDYING OF MORPHOLOGY  
AND MODERN TECTONIC MOVEMENTS  
OF KOLGUEV ISLAND  
USING GIS TECHNIQUES**

**М.Г. Вахнин**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
oilkominc@mail.ru*

**M.G. Vakhnin**

*Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia*

Геоинформационные системы (ГИС) в последнее время широко используются в различных областях человеческих знаний. Они применяются для хранения, обработки и визуализации пространственных данных. Кроме того, с помощью ГИС возможно проведение анализа данных с использованием различных методов обработки, что позволяет решать различные научные задачи.

Разработанная структура геоинформационной системы территории Тимано-Печорского нефтегазоносной провинции состоит из составных проектов. Они разделены по масштабам базовых карт от крупномасштабных карт (1:1000000, 1:500000), используемых для решения задач региональной геологии, тектоники, оценки перспектив нефтегазоносности бассейна, до проектов, нацеленных на выполнение заданий по отдельной площади или структуре, описание и изучение конкретного геологического объекта. Одним из перспективных направлений, в которых эффективно использование ГИС, является изучение новейших тектонических движений и их влияния на миграцию и формирование залежей углеводородов.

В последнее время большое внимание уделяется изучению геологического строения и нефтегазоносности шельфа Печорского моря. Одним из таких объектов является о. Колгуев, приуроченный к Малоземельско-Колгуевскому нефтегазоносному району Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и входящий в структуру платформенного чехла Печорской плиты. В данной работе проведена оценка новейшей тектонической активности о. Колгуев и ее возможная связь с распределением залежей углеводородов. Для этого была определена динамическая составляющая рельефа, его геоморфология, выделены разрывные нарушения по данным дистанционного зондирования.

От материковой части остров отделен Поморским прогибом, к которому приурочен одноименный пролив. Амплитуда прогиба достигает 80–100 м.

Учитывая округлые очертания острова, радиальный рисунок гидросети, а также рельеф, можно выдвинуть предположение, что остров образовался в результате неотектонических процессов. Если он был бы тектонически стабильным в течение неоген-антропогенного времени, то остров, сложенный рыхлыми осадками, размыло бы морем (Ференс-Сороцкий, 1982).

Морфологически рельеф острова выражен достаточно отчетливо. Отметки высот изменяются от 0 до 173 м, рельеф ассиметричен, и более высокие отметки отмечаются в северной части острова. Рельеф характеризуется выраженной ярусностью, элементы ярусов достигают отметок 130–150 метров.

Наиболее отчетливо ярусность выделяется с использованием отмывки рельефа о. Колгуев, которая была построена на основе цифровой модели рельефа с применением данных по высотным отметкам топокарт масштаба 1:200000 и с привлечением данных космических снимков Landsat и Aster.

Первая морская терраса, на юге острова, имеет глубину до 15 км и высоту до 20 м, вторая и третья находятся на уровне 20–50 и 40–80 метров. Вероятно, данные террасы имеют верхнеплейстоценовый возраст. Можно также выделить четвертую террасу на уровне 80–100 м (Суходольский, 1982). Над террасами расположены возвышенности различных форм и размеров. Максимальная высота возвышенностей достигает более 170 м.

Восточная и южная часть острова представляет собой в основном заболоченную низменность, сложенную песчанистыми отложениями. Присутствие многолетней мерзлоты способствует значительному развитию термоабразионного процесса. Для северного и западного берега характерно распространение высоких крутых обрывов до 50 м высотой (Великоцкий, 1998).

Мощность рыхлых (антропогенных) осадков доходит от 150 метров и более. Гидрографическая сеть достаточно плотная и представлена многочисленными небольшими речками и ручьями. На

острове имеется также множество озер, в основном небольших по размерам.

Окончательное формирование Колгуевского купола как новейшей морфоструктуры приходится на поздний плейстоцен-голоцен. В поздне-четвертичное время на фоне общего воздымания острова намечилось асимметричное поднятие его центральной, северной и северо-восточной частей (Ференс-Сороцкий, 1982). Причиной этому, возможно, служит влияние положительной Тиманской морфоструктуры, разделяющей Тимано-Печорскую плиту и Север Восточно-Европейской платформы (Зыков, 2010). Глинистые морские отложения террас определяются от голоцена до верхнего плейстоцена. Дополнительно к наличию морских и ледово-морских осадков на острове представлены аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки и болотистые торфяные отложения, достигающие более 2 метров (Инженерная геология, 1990). Различная мощность четвертичных отложений, которые изменяются от 10 м. в северо-западной части острова до 150 м в юго-восточной ее части, определяется различным тектоническим строением острова.

При определении характера и оценки динамической составляющей рельефа применялся мор-

фологический анализ. В пределах острова широко развиты термокарстовые озера. С помощью данного метода определялась их направленность и характер изменения, где в качестве индикационных морфологических признаков служили форма, размеры и положение озер. В результате анализа космических снимков Landsat различных по времени прослежена разная динамика форм и размеров озер для западной и восточной части острова.

Через юго-восток на северо-запад острова проходит разлом, хорошо прослеживаемый данными сейморазведки. Данный разлом влияет на различные неотектонические процессы на острове и прослеживается в виде регионального линеамента по данным дистанционного зондирования. Роза-Диаграмма распределения простираний линеаментов показывает в северо-западном и субширотном направлениях доминирующее распределение линеаментов, указывающих на вектор неотектонических напряжений (Вахнин, 2011). Вероятно, различное неотектоническое поведение западной и восточной частей острова оказало влияние на особенности его нефтегазоносности, поэтому выявленные месторождения углеводородов сосредоточены в восточной части о. Колгуев.

#### Список литературы

1. Вахнин М.Г. Перспективы нефтегазоносности западной части Печорского моря на примере о. Колгуев и прилегающих его акваторий // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. II. М. 2011. С. 31–34.
2. Великоцкий М.А. Особенности современной динамики берегов о. Колгуев // Динамика арктических побережий России. М.: МГУ, 1998. С. 93–101.
3. Зыков Д.С. Неотектоническое развитие структуры Баренцево-Карского шельфа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 253–257.
4. Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. М., Недра, 1990
5. Суходольский С.Е. Парагенезис подземных вод и многолетнемерзлых пород. М., Наука, 1982.
6. Ференс-Сороцкий А.А. Геоморфология и новейшая тектоника острова Колгуев. Геоморфология. 1982, № 2. С. 90–95.



**ДРЕВНИЕ МАТЕРИКОВЫЕ ДЮНЫ  
ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ  
(ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ,  
ВОЗРАСТ, НАПРАВЛЕНИЕ  
ДЮНОФОРМИРУЮЩИХ ВЕТРОВ)**

**ANCIENT CONTINENTAL DUNES  
ON THE TERRITORY OF EAST EUROPE  
(THEIR DISTRIBUTION, AGE,  
DIRECTION OF DUNE  
FORMING WINDS)**

**А.А. Величко, А.Н. Дренова**

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
paleo\_igras@mail.ru*

**A.A. Velichko, A.N. Drenova**

*Institute of Geography RAN, Moscow, Russia*

Реконструкция особенностей циркуляции атмосферы в прошлом является одной из важных задач палеогеографии. И в решении этой задачи может помочь изучение древних материковых дюн. Известно, что их формирование определялось особенностями природных условий, существовавших за краем ледниковых покровов, в первую очередь разреженной растительностью и сильными ветрами, с выраженным преобладанием одного, реже двух направлений (Величко, 1973). Закрепленные к настоящему времени, они содержат информацию о циркуляции атмосферы во время их образования. Древние материковые дюны являются элементом рельефа широко распространенным на Европейском континенте. Начиная с 60 г.г. дюны детально изучались во многих странах Западной Европы: Голландии, Дании, Германии, Скандинавии, Польше (Nowaczyk, 1986 и др.). На территории Восточно-Европейской равнины так же проводилось изучение древних материковых дюн. В нашей стране первые публикации о них относятся к концу XIX началу XX веков (Соколов и др., 1955). К сожалению, на Восточно-Европейской равнине исследования, специально посвященные древним материковым дюнам, как элементу перигляциальной зоны после работ К.К. Маркова долгое время не проводились. Лишь начиная с 80-х годов в лаборатории эволюционной географии ИГ РАН в рамках комплексных исследований перигляциальной зоны, проводимых под руководством А.А. Величко, были осуществлены работы по изучению дюн Восточной Европы, и хотя степень детальности их изучения не так велика как в Западной Европе, все же при анализе имеющихся данных, можно сделать определенные научные выводы. В представляемых тезисах анализируются материалы по дюнам, распространенным в пределах Восточно-Европейской равнины, как непосредственно полученные авторами, так и другими исследователями (литературные данные и материалы аэрогеологической съемки масштаба 1:200000, космические снимки).

На территории Восточно-Европейской равнины древние материковые дюны встречаются, как

по одиночке (простые параболические, шпильковидные и парные продольные), так и в форме дюнных массивов (комплексные параболические дюны, полукруглые параболические и кольцевые дюны), также широко представлены эоловые покровные пески. Эоловые образования широко распространены в долинах рек на поверхностях террас (преимущественно первой и второй), на озерных террасах и реже на флювиогляциальных отложениях. Встречаются они по всей территории Восточно-Европейской равнины. В Ленинградской, Псковской и Новгородской областях, на юго-востоке Литвы, в Белоруссии (долины рек Неман, Березина, Припять), северо-востоке Украины и Брянской области (долина р. Десны); центральных районах – Московская, Рязанская, Владимирская (междуречье Оки и Клязьмы) и Тверская области; в Нижегородской области, на юго-востоке Костромской и юге Кировской областей (Верхняя Волга, р. Унжа, р. Ветлуга) и на востоке в бассейне р. Кама (преимущественно долина р. Вятка) (рис.1).

О времени образования древних материковых дюн мы можем судить по возрасту: подстилающих их погребенных почв или иных гумусированных отложений, указывающих время начала дюнообразования; внутридюнных гумусированных прослоев, фиксирующих перерыв в процессах дюнообразования и возрасту археологических стоянок расположенных на дюнах, свидетельствующих об окончании переведения эоловых массивов. Имеющиеся немногочисленные данные не позволяют разделить эпохи дюнообразования на отдельные этапы, как это сделано в Западной Европе (Nowaczyk, 1986), однако, мы можем говорить, что на территории Восточно-Европейской равнины, как и в Западной Европе дюны формировались в интервале от 15 до 8 тыс. лет тому назад с перерывами в более теплые и влажные интервалы.

О направлении ветров в приземных слоях атмосферы в период формирования дюн, мы можем судить по их ориентировке. После объединения всех данных по ориентировке дюн, распространенных на

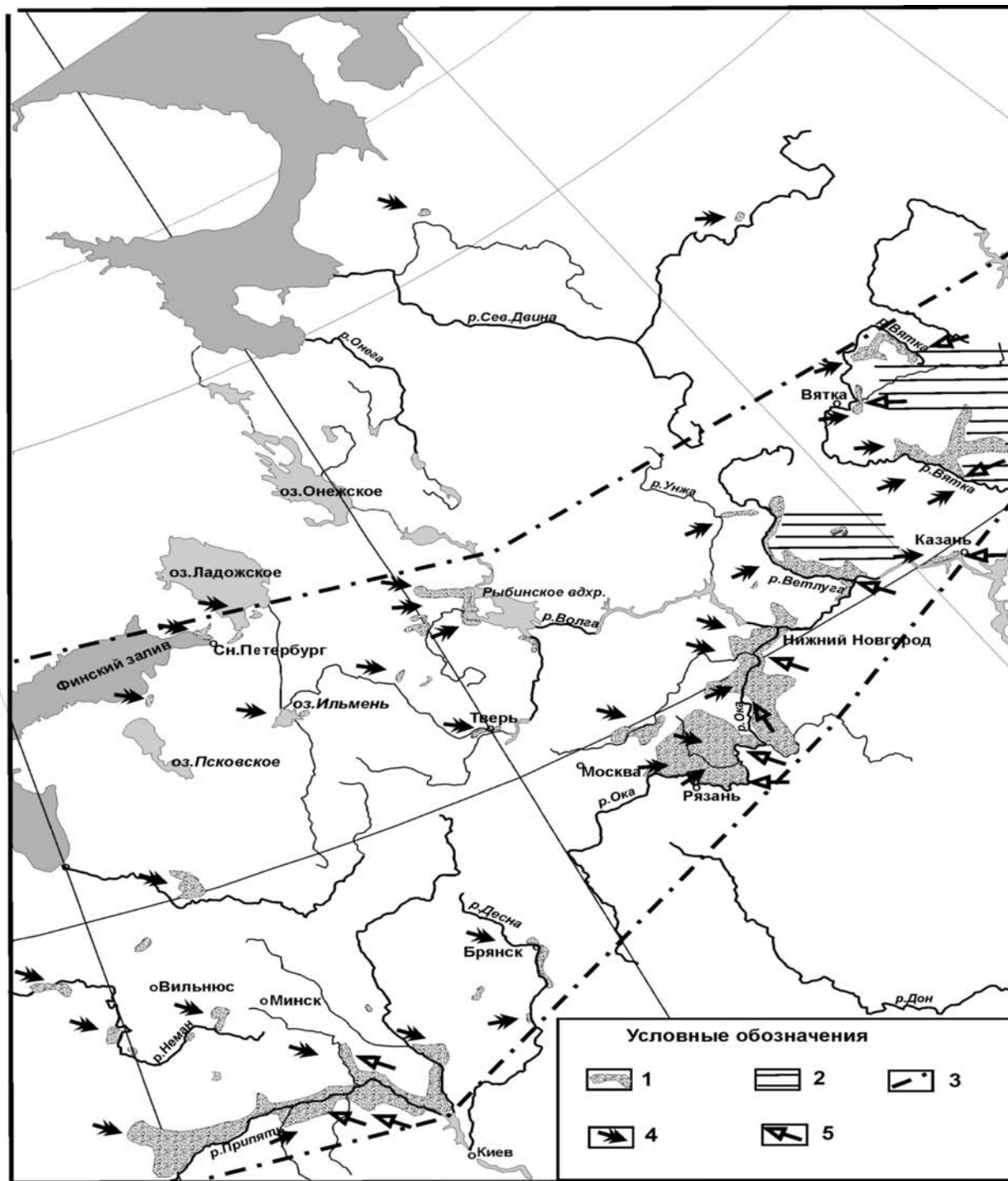


Рис. 1. Распространение древних материковых дюн на территории Восточно-Европейской равнины, формировавшихся на рубеже плейстоцена и голоцена и направление ветров их создавших. Условные обозначения: 1 – области широкого распространения древних дюн; 2 – области широкого распространения эоловых покровных песков; 3 – границы дюнного пояса, в пределах которого распространены эоловые массивы; 4 – направление дюноформирующих ветров, игравших преобладающую роль в процессе образования дюн; 5 – направление более слабых ветров, участвовавших в процессе образования эоловых массивов на южной границе дюнного пояса

территории Восточной Европы была создана схема направления ветров в приземных слоях атмосферы в период перехода от позднего плейстоцена к голоцену, когда формировались дюнные массивы. Глядя на эту схему можно выделить единый пояс дюнообразования (рис.1), протягивающийся с запада на восток и оканчивающийся в Предуралье. На схеме видно, что в период дюнообразования ветры были западными и северо-западными и лишь на юге пояса (юго-восток Белоруссии, юго-восток Окско-Клязьминского междуречья, юго-восток Нижегородской области и устье р. Ветлуга) они меняли свое направление на юго-западное и далее на юго-восточное. Участие юго-восточных ветров в процессе дюнообразования можно объяснить особенностями динамики приземных слоев атмосферы, о чем будет сказано в готовящейся публикации.

В районах бассейнов рек Ветлуга и Вятка, а также верхнего течения Камы, помимо эоловых форм рельефа, представленных параболическими, про-

дольными и поперечными дюнами, а также бугристыми песками, широко распространены эоловые покровные пески (Бутаков, 1986). Ориентировка параболических дюн и продольных гряд свидетельствует о том, что они формировались юго-западными ветрами, а распространенные на покровных эоловых песках мелкие кольцевидные дюны, указывают на кратковременное (величина формы во многом зависит от длительности перевеяния) воздействие, как западных и северо-западных ветров, так и юго-восточных. В данном районе можно выделить две фазы дюнообразования: в начальную фазу в этом районе происходил преимущественно вынос песчаного материала и эродирование почв за пределы дюнного пояса с последующим осаждением его в более восточных районах и образованием эоловых песчаных покровов (Дренова, 2011). В последующую фазу происходило образование дюн в зоне выноса и эоловых бугров на покровных песках.

#### Список литературы

1. Бутаков Г.П. 1986. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины / Изд-во Казанского университета. 247 с.
2. Величко А.А. 1973 Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 254с.
3. Дренова А.Н. 2011. Древние материковые дюны в бассейне верхней Волги: их ориентировка, строение, состав // Геоморфология, № 1, с. 37–48.
4. Марков К.К. 1955. Древние материковые дюны Европы // Сб. Очерки по географии четвертичного периода, Географгиз, М. С. 3–27.
5. Nowaczyk B. 1986. Wiek wydmy w Polsce // Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznan. 245 p.

**ПРОБЛЕМЫ ПЕРИОДИЗАЦИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЭТАПОВ КВАРТЕРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ** | **PERIODIZATION AND CORRELATION PROBLEMS OF GLACIAL AND PERIGLACIAL PHASES OF THE QUATERNARY OF THE EASTERN EUROPE**

**А.А. Величко, В.В. Писарева, М.А. Фаустова**

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
paleo\_igras@mail.ru*

**A.A. Velichko, V.V. Pisareva, M.A. Faustova**

*Institute of Geography, Moscow, Russia*

Присоединенный к квартеру интервал гелазия от 2.6 до 1.8 млн лет, коррелируемый с претегеленом и тегеленом Западной Европы, был выделен в стратиграфической схеме (табл. 1) в ранге яруса как палеоплейстоцен (Величко и др., 2012). Задачей ближайшего будущего является установление нижней границы этого интервала и его подразделений.

Граница между палеоплейстоценом и эоплейстоценом определяется по смене хавровской фауны на псекупскую (одесскую), а между эоплейстоценом и нижним плейстоценом – по первому появлению представителей тираспольской фауны. Этой смене соответствует граница Матуяма/Брюнес, установленная в кровле балашовской почвы между МИС 19 и 18 (около 780 тыс. л.н.).

В эоплейстоцене в ледниковой области выделяется не менее трех оледенений и четырех теплых интервалов, включая два хорошо выраженных межледниковья – акулоское и красиковское. В лессовой области им соответствуют уровни красноцветных почв балашовского педокомплекса, формировавшиеся в условиях климата, близкого к субтропическому. На основании изучения фауны мелких млекопитающих плейстоцена бассейна Дона А.К. Агаджаняном (Агаджанян и др., 2010) в интервале эбурон – дорст Западной Европы выделяется три криомера (порт-катон, нововоронежский, хохольский) и два термомера (острогжский, рыбинский). Однако остается проблематичной корреляция фаунистических данных с палеоботаническими.

В раннем плейстоцене ледниковых районов Восточной Европы известно не менее трех крупных оледенений – сетуньское, донское, окское и трех межледниковий. В мучкапском межледниковье выделяется не менее двух оптимумов – глазовский и конаховский. С глазовским оптимумом коррелируются почвы основной фазы воронского ПК, развитого на лессе донской ледниковой эпохи (Величко и др., 2012), а с конаховским – поздневоронские почвы. Остается не ясным ранг межоптимального похолодания, во время которого происходило формирование лесса. Другая проблема касается валидности вновь выделенного в раннем плейстоцене икорецкого межледниковья (разрез Мастюженка на р. Икорец в бассейне Дона) с находками архаичной

арвиכולной фауны (Иосифова и др., 2006), но пока не изученного палеоботанически.

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий в среднем плейстоцене. В нем на основании исследований в ледниковых и перигляциальных областях выделяются два крупных ледниковых этапа – печорский и днепровский с московской стадией и два межледниковья – лихвинское и каменское. Однако корреляция ледниковых горизонтов остается дискуссионной. Разногласия существуют и в отношении количества и ранга теплых интервалов в среднем плейстоцене. Так, роменская почва рассматривается как интерстадиальная в толще днепровского лесса (Величко и др., 2012), а в стратиграфической схеме Центрального региона Восточной Европы после лихвинского межледниковья предлагается выделять два потепления межледникового ранга – чекалинское, коррелируемое с каменной почвой, и горкинское, сопоставляемое с роменской почвой (Шик, 2004). Что касается самостоятельности московского оледенения, то многие отечественные и зарубежные исследователи уже давно придерживаются мнения об отсутствии в днепровско-московском интервале межледниковых отложений. О палеоклиматических условиях костромского или бронницко-икшинского интерстадиала свидетельствуют палеоботанические данные, позволяющие реконструировать зимние и летние температуры в центральных районах значительно ниже современных. В перигляциальной зоне этому времени соответствует курский уровень почвообразования.

В позднем плейстоцене максимальное развитие получило поздневалдайское оледенение, которому соответствует максимальное за весь четвертичный период похолодание и наибольшее развитие криогенной зоны (стадия МИС 2). Более древний, чем валдайский возраст верхней морены в пределах Большеземельской Тундры представляется достаточно обоснованным, однако вопрос о центрах такого оледенения нельзя считать решенным. Большая проблема существует при корреляции хроностратиграфических подразделений с изотопно-кислородной шкалой.



Таблица 1

Западно-Европейский ледниковый район		ОСН. ПОД. ДАТАЦИЯ	ОСН. ПОД. ДАТАЦИЯ	Восточно-Европейский ледниковый район	Восточно-Европейский лессовый район	МИС
Голоцен				Голоцен		1
Вислинская ледниковая эпоха	поздний дриас	Беллинг + аллеред	ранний дриас	поздний валдай	алтыновский лесс	2
	макс. стадия				трубчевская почва	
	интерстадиал денекамп			поздний валдай	деснинский лесс	3
	похолодания и потепления			средний валдай	брянская почва	
	оледенение			Брянский мегаинтервал	чередование почвенных уровней с лессовыми слоями	
	стадия шалжхольц			ранний валдай	оледенение	4
	интерстадиал оллерада				интерстадиал	
	стадия ридерсталь				оледенение	5a-5b
	интерстадиал Бреруп+амерсфорт				верхневожжский интерстадиал	
	стадия хернинг (оледенение)				похолодание	5c
				Мезинский педокомплекс		
эмское межледниковье				микулинское межледниковье	сальнская межледниковая почва	5e
Оледенение Заале	варта (заале III) стадия			московская стадия	московский лесс	6
	интерстадиал трене			костромской интерстадиал	курская интерстадиальная почва	
	заале II (дренте II) стадия			днепровская стадия	Днепров-ский лесс	
	заале I (дренте I) стадия			интерстадиал	лесс	
	демнитц, вакен межледниковье			стадия	романская (?) интерстадиальная почва	
Оледенение Фуне	стадия II			каменское (чекалинское) межледниковье	Каменский педокомплекс	7
	интерстадиал				раннекаменская межледниковая почва	
	стадия I			стадия	лесс	
Оледенение Эльстер	гольштейнское межледниковье			стадия	борисоглебский лесс	8
	эльстер (II стадия)			интерстадиал	Инжавинский педокомплекс	
	интерстадиал			стадия	позднеинжавинская интерстадиальная почва	
Кромерский комплекс	эльстер (I стадия)			лихвинское межледниковье	Инжавинский педокомплекс	9
	межледниковье IV				раннеинжавинская межледниковая почва	
	стадия С			окское оледенение	окский лесс	10
	межледниковье III			икорецкое межледниковье ?	Ворожский педокомплекс	13
	стадия В			похолодание	позднелесовая интерстадиальная? почва	
	межледниковье II			мучапское межледниковье	лесс	14
	стадия А			донское оледенение	раннелесовая межледниковая почва	15
	межледниковье I			окатовское межледниковье	донской лесс	16
	дорст (холодная стадия)			сетуньское оледенение	ржакинская межледниковая почва	17
	леердам (теплая стадия)			красиковское межледниковье	Бобровский лесс	18
линге (холодная стадия)			похолодание	Балашовский педокомплекс	19	
бавель (теплая стадия)			акуловское межледниковье	балашовская межледниковая почва		
менап (холодная стадия)			ликовское оледенение		субазральные отложения с уровнями красноцветного почвообразования	
вааль (теплая стадия)			свирское потепление			
эбурон (холодная стадия)			урьинское оледенение			
тегелен			пайское потепление			
претегелен			оледенение			
			Палео-плейст. халпровск	грязовецкое потепление		
			Палео-плейст. халпровск	похолодание		

### Список литературы

1. Агаджанян А.К., Иосифова Ю. И., Семенов В.В. Стратиграфическое положение комплексов мелких млекопитающих плейстоцена центральной части Русской равнины. /Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Всероссийское научное конф. «Марковские чтения 2010 г.» Тезисы докладов. Москва, МГУ, 2010. С. 7–8.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно–Азовского региона) // Докл. Академии Наук, 2012. Т. 445, С. 464–467.
3. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины / Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Памяти Е.Н. Анановой. Отв. ред. В.А. Зубаков. С.–Пб., Недра, 2006. С. 41–84.
4. Шик С.М.. 2004 Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно–Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геологич., 2004. Т. 79. Вып. 5. С. 82–92.

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОТАИВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА В ГОЛОЦЕНЕ НА ПРИМЕРЕ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ** | **SPATIAL REGULARITIES OF ICE COMPLEX THAWING IN THE HOLOCENE IN THE KOLYMA LOWLAND TUNDRA ZONE (NORTHERN YAKUTIA)**

**А.А. Веремеева<sup>1</sup>, Н.В. Глушкова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия*

<sup>2</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск*

*averemeeva@gmail.com*

**A.A. Veremeeva<sup>1</sup>, N.V. Glushkova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

**Введение**

Приморские низменности Севера Якутии представляют собой специфичные ландшафты, сформированные в результате протаивания позднеплейстоценовых высокольдистых отложений ледового комплекса (ЛК) в голоцене. Потепление климата в конце плейстоцена – начале голоцена способствовало активизации термокарста, ставшего главным рельефообразующим фактором на протяжении голоцена. Особую актуальность исследования подобных районов приобрели в последнее время в связи с оценкой влияния изменений климата на районы распространения высокольдистых многолетнемерзлых отложений. Понимание пространственных закономерностей развития термокарста важно также для представления о развитии территории в будущем и оценки содержания органического вещества для прогнозирования эмиссии парниковых газов (Schirrmeister et al., 2011). Появление новых методов – ГИС-технологий с использованием данных дистанционного зондирования Земли дают возможность провести пространственный анализ рельефа на новом уровне, что позволит уточнить и дополнить существующие представления о его развитии в голоцене.

**Район и методы исследований**

Район исследований – тундровая зона Колымской низменности, представляющая собой преимущественно низменную аккумулятивную равнину площадью 42000 км<sup>2</sup>. Основными формами рельефа являются водораздельные поверхности позднеплейстоценовых равнин, сложенных отложениями ЛК (едомы), озерно-термокарстовые котловины (аласы) и долины рек. Полевые исследования проводились в районе нижнего течения р. Бол. Чукочьей в 2009 г, в ходе которых было проведено дешифрирование космических снимков. Используются данные по геологическому строению территории, полученные путем бурения скважин и описания

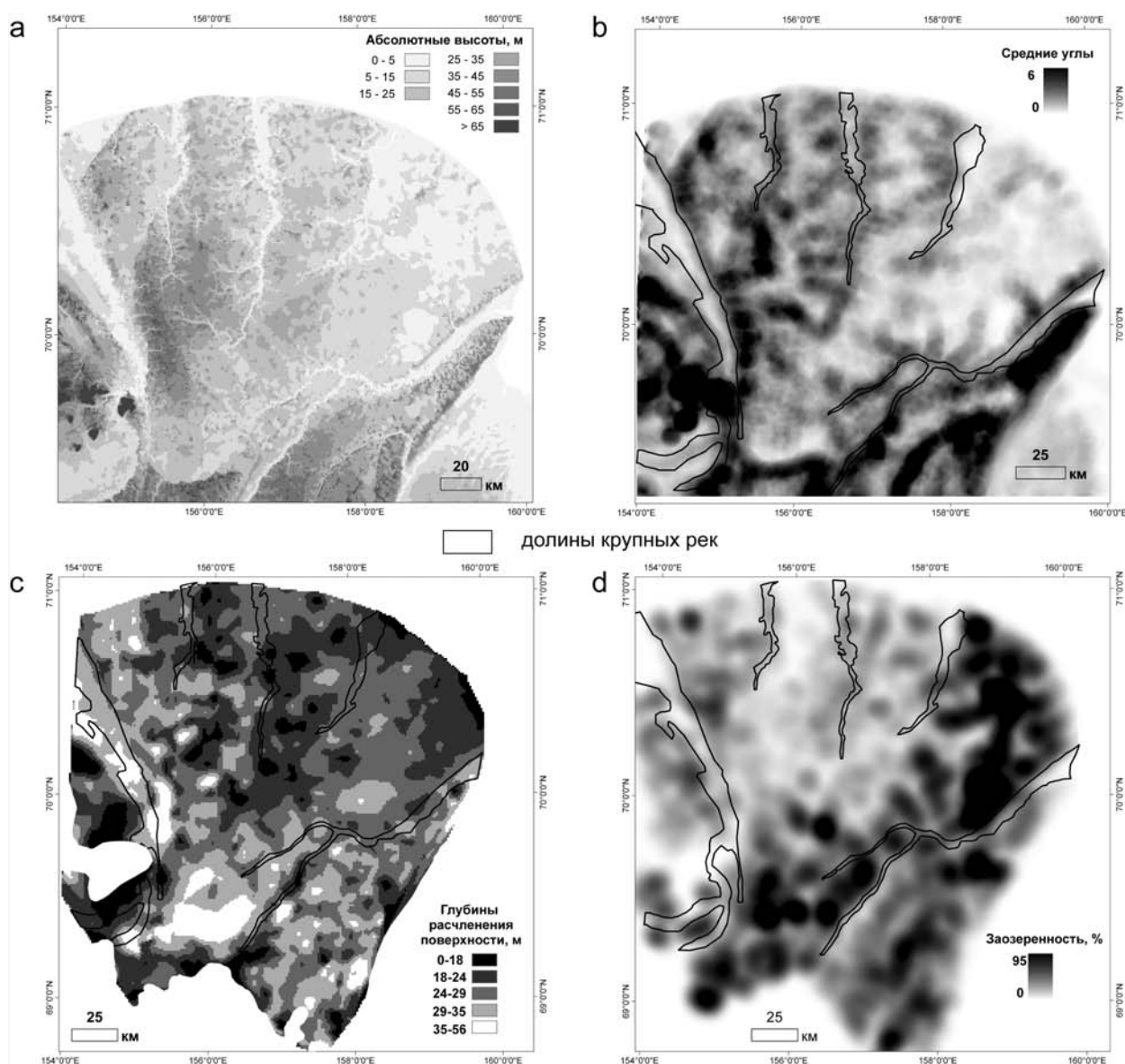
разрезов сотрудниками лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН. Так же использовались литературные данные (Государственная геологическая ...2001 и др.). Для составления карты заозеренности проведена классификация по выделению озер по космическим снимкам Landsat ETM+ 2000 и 2001 года (время съемки конец июня – начало августа) с использованием программного пакета ENVI. Для проведения пространственного анализа использовалась цифровая модель рельефа (ЦМР), полученная на основе топографических карт масштаба 1:200000. Построение плотностных сеток и построение карт по морфометрическим показателям на основе ЦМР выполнено в программном пакете ArcGIS. Карта распространения глубин термокарстового и термоэрозионного расчленения была получена путем вычитания карты поверхности, построенной по отметкам урезов воды термокарстовых озер и рек из карты поверхности абсолютных высот останцов едомы (отметки высот взяты с топографической карты масштаба 1:200000).

**Результаты и обсуждение**

Получены карты морфометрических показателей: распространения глубин термокарстового и термоэрозионного расчленения поверхности, средних уловов и карта заозеренности (рис. 1).

Глубины термокарстового и термоэрозионного расчленения поверхности являются функцией мощности отложений ЛК (Каплина и др., 1986). Известная мощность отложений ЛК на исследуемой территории изменяется от 10–15 до 30–40 м (Архангелов и др., 1979, Каплина и др., 1981). Полученная нами средняя глубина расчленения едомы термокарстовыми и термоэрозионными процессами равна 24–28 метров.

Районы наибольшей заозеренности соответствуют депрессиям междуречий, где были наиболее благоприятные условия для развития термокарста в голоцене. Почти вся поверхность здесь представ-



**Рис. 1.** Серия карт различных морфометрических показателей: а – цифровая модель рельефа; б – карта средних углов; в – карта распространения глубин термокарстового и термоэрозионного расчленения; д – карта заозеренности

ляет собой практически плоскую равнину, занятую обширными аласными котловинами, где едомы сохранились лишь на небольшой площади. Район озера Бол. Олер, расположенный в южной части исследуемой территории (рис., а) находится на более высоком гипсометрическом уровне и расположен в пределах тектонического поднятия, глубина термокарстового расчленения здесь 30–40 м. Район Гальгаваамской тектонической впадины (Каплина и др., 1986), занимающий северо-восточную прибрежную часть, имеет наиболее низкие отметки высот. Незначительные по площади останцы едомы имеют здесь так же невысокие значения, поэтому глубины расчленения термокарстом здесь меньше (рис. 1, в). Проводя аналогию с районом оз. Большой Олер можно предположить, что мощность отложений ЛК здесь была

больше и едома протаяла с поверхности. Для остальной территории районы меньших глубин врезов аласов преимущественно соответствуют центральным районам возвышенных участков, для которых характерна наименьшая заозеренность. Такие участки соответствуют современным тектоническим поднятиям (Государственная геологическая ... 2001), о чем также говорит и увеличение глубин термокарстового и термоэрозионного расчленения до 30–40 м в районах склонов поднятий (рис. 1, б, в).

Для более полного представления о пространственных закономерностях протаивания отложений ЛК в голоцене в дальнейшем планируется составление карты аласности (степени расчленения едомы термокарстовыми процессами) с использованием ЦМР и данных дистанционного зондирования Земли.

### Список литературы

1. Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Карташова Г.Г., М.А. Коняхин. Генезис и условия формирования верхнеплейстоценовых льдистых алевроитов Колымской низменности (на примере Чукочьего Яра) // Проблемы криолитологии. Вып. VIII. 1979. С. 110–136.
2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000. Лист R-(55)-57, Нижнеколымск. Объяснительная записка. Изд-во ВСЕГЕИ. С.-Пб, 2000. 163 с.
3. Каплина Т. Н., Лахтина О. В., Рыбакова Н. О. Кайнозойские отложения среднего течения р. Алазеи (Колымская низменность) // Известия Академии наук, серия геологическая. № 8. 1981. С. 51–64.
4. Каплина Т.Н., Косталындина Н.К., Лейбман М.О. Анализ рельефа низовьев р. Колымы в целях криолитологического картирования / Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М. Наука, 1986. С. 51–60.
5. Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babiy O., Derevyagin A., Siegert C. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – a review // Quaternary International, 241. 2011.P. 3–25.



# ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ТАМАНСКОЙ ГРУППЫ СОЛЯНЫХ ОЗЕР В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ | FEATURES OF TAMAN GROUP SALT LAKES' SEDIMENTOGENESIS IN THE QUATERNARY

**К.Г. Верещака**

*Кубанский Государственный университет, Краснодар, Россия  
karina\_vereshaka@mail.ru*

**K.G. Vereshchaka**

*Kuban State University, Krasnodar, Russia*

Ранее на берегах Азовского и Черного морей были расположены 5 групп соляных озер: Ясенская, Ахтарская, Ачуевская, Петровская, Таманская. В 30-х годах 20 в. большая часть озер (Ахтарская, Ачуевская, Петровская) оказались опресненными по причине рыбохозяйственной мелиорации. В настоящее время в состоянии солеродности находятся озера Ясенской (оз. Ханское) и Таманской (оз. Бугазское) групп.

В качестве объекта изучения в данной работе было выбрано оз. Бугазское или Соленое Таманской группы. Предмет исследования – факторы формирования геологических и гидрологических условий территории с целью определения направленности ее дальнейшего освоения.

Основные задачи сводились:

- к изучению литологического состава донных отложений и физико-химическому состоянию озера;
- выяснению строения и генезиса озера;
- определению перспективных возможностей освоения территории озера.

В орографическом отношении оз. Бугазское (пос. Веселовка) расположено в пределах сопочно-равнинного рельефа Черноморского побережья. Котловина озера – небольшая впадина на берегу Черного моря, представляющая собой затопленную устьевую часть балки, отвершки которой сейчас очень слабо виднеются в северной части. Конфигурация котловины неправильная, 4-х угольная, площадь 3,4 км<sup>2</sup>. Берега обрывистые высотой от 2,0 до 14,0 м за исключением части, обращенной к морю. Водотока отвершек не имеет, но в тальвеге имеются следы влаголюбивой растительности. С юга озеро ограничено от моря пересыпью, высотой до 1,5 м, шириной 100–300 м и длиной 1,4 км. Рельеф дна озера ровный, с небольшими террасами по краям. Отметка дна  $\pm 0,46$  м.

Котловина озера лежит в неогеновых породах, представленных по разрезу в следующем стратиграфическом порядке: кварцевые пески с прослоями глины или с включениями мелко галечникового материала из мергелистых пород; железистые руды;

песчаные глины с прослойками глинистого ракушечника; глины с прослойками диатомита и присутствием гипса и ярозита. Четвертичные отложения выделены как континентальные отложения голоцена, среди которых отмечаются элювиальные образования, а также делювиальные отложения, состоящие из слоистых лессовидных глин. Плейстоцен образован сопочными грядями и отложениями морских террас.

Современные озерно-лиманные отложения котловины представлены отложениями пересыпи и собственно озерными отложениями. Основными озерными отложениями считаются светло-серые (0,5–2,5 м) и темно-серые (0,45–2,5 м) илы. Под ними залегают илистые глины с включениями мелких обломков ракушки и гальки. Местами встречаются прослойки песков. Пересыпь сложена среднезернистым песком, к низу переходящим в илы и илистые пески, а еще ниже это галька с примесью песка.

Таким образом, происхождение озера тесно связано с бассейном Черного моря. Последняя крупная трансгрессия моря привела к затоплению устьевых частей Азово-Черноморских водотоков. На этих участках сначала образовались эстуарии открытого типа. В дальнейшем за счет аккумулятивной деятельности моря большинство из них отшнуровались от моря сначала косами, а затем пересыпями. Вследствие чего, эстуарии превратились в лиманы и/или соляные озера в устьевых частях этих рек.

Голоценовый ход истории привел к тому, что в настоящее время средняя годовая температура изучаемой территории составляет 10,9°C. Средняя сумма осадков достигает 513 мм/год, осадки нормального типа, район – среднеувлажненный. Максимумы осадков наблюдаются в июле и октябре. Минимумы – в мае и сентябре. На резкое колебание температур оказывают влияние преобладающие здесь северо-восточные ветра, смягчающее влияние оказывают сменяющие их западные ветра. Скорость ветра колеблется от 3 м/с до 8,8 м/с. Благодаря таким климатическим условиям, питание озера осуществляется за счет атмосферных вод и вод моря. Испарительный процесс начинается в апреле и за-

канчивается в октябре. Поверхностная рапа в своем составе характеризуется режимом различных превращений. В конечной стадии кристаллизации это приводит к образованию горьких солей. Донная рапа находится в состоянии нормального химического равновесия. Регулируется это равновесие солеродным комплексом «ил – рапа». Отличительной чертой донной рапы является ее высокая концентрация, достигающая величины до 245,82–287, 8 г/кг рапы, что указывает на большие запасы рапы, которые могут быть извлечены из озера. Донная рапа озера более постоянна в своем составе, нежели поверхностная и в соотношениях солей почти идентична с водами Черного моря. Следовательно, донная рапа находится в прямой зависимости от состава воды Черного моря.

Особые условия в Бугазском озере способствуют образованию в нем в настоящее время озерной грязи. Она представляет собой разновидность илов, накапливающихся в отдельных местах озера в виде черной дисперсной массы, насыщенной водой с большим количеством сероводорода. Грязь выполняет пониженные участки в рельефе озера. Мощность грязевых залежей не превышает 30 см. В некоторых местах грязь покрыта водорослевым войлоком. В отдельных местах она на поверхности имеет пленку в 1–2 см розово-красной киселеобразной массы, свидетельствующей о жизнедеятельности в ней грязеобразующих бактерий.

Иловые грязи Бугазского озера – сульфидные, что характерно именно для соленых водоемов, бедных органическим веществом, но обогащенных сульфидами железа и водорастворимыми солями (табл. 1). Согласно (Назаренко и др., 2008) эти грязи формируются при обязательном присутствии в водах сульфатов, которые в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий восстанавливаются до сульфидов и при наличии в илах железа

образуют черный минерал гидротроилит. Основой для образования озерной грязи служит песчано-глинистые отложения. При этом глинистая компонента формирует пластичность грязи, ее мягкость, маслянистость. Песок же имеет отрицательное значение, т.к. снижает степень влагоёмкости грязи.

Таким образом, на основании собранного материала можно сделать следующие выводы:

1. Функционирование Бугазского озера находится в полной зависимости от климатических факторов. Это сульфатное озеро, хлоридно-магниевого подтипа. Основные типы его питания: воды моря и атмосферные осадки. Морское питание осуществляется за счет нагонных волн и штормов.

2. Организация на базе озера производства соли невозможна в силу нескольких причин. Пути изотермического испарения озера в его естественных условиях ведут к образованию на озере поваренной соли, но различные факторы приводят к тому, что в рапе формируются такие соотношения солей, которые приводят к формированию сернокислых солей, что придает соли горько-кислый вкус. Режим озера таков, что соль образуется спорадически, следовательно, требуются дополнительные технологии по бассейнизации водоема.

3. Природные лечебные грязи могут явиться основой для организации санитарно-курортного комплекса. Однако, начало разработки месторождения грязи может нарушить естественный ход ее образования.

4. Фиксирующееся в настоящее время затягивание озера песком приведет к его отмиранию. А проведение различных фестивалей типа «KUBANA» усилит техногенную нагрузку на озеро. Для сохранения озера как уникального геологического объекта ему необходимо присвоить статус геологического памятника природы.

Таблица 1

Характеристика лечебных грязей оз. Бугазского

Группа, класс, подкласс	Наименование	М, г/л	Сульфиды, %	Зольность	pH	Eh	W, %	Объем-ный вес, г/см <sup>3</sup>	Тепло-емкость
Среднесульфидный высокоминерализованный	Анапский	35–150	0,150–0,50	95	7–9	-500–50	40–70	1,2–1,7	0,5–0,7

#### Список литературы

1. Яковлева Л.Н. Изучение соляных озер Приазовья в Краснодарском крае / Отчет о результатах исследовательских работ. АЧГУ. Краснодар, 1947. Фонды ГУП «Кубаньгеология»
2. Назаренко В.С., Назаренко О.В. Минеральные воды и грязи / Учеб. Пособие для вузов. Ростов-на-Дону. 2008. 162 с.

# ВЗЛЕТ И ПАДЕНИЕ | THE RISE AND FALL ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ БИОТЫ | OF PONTOCASPIAN BIOTA

Ф.П. Весселинг<sup>1</sup>, Т.А. Янина<sup>2</sup>, В.В. Анистратенко<sup>3</sup>, Е.И. Исламоглу<sup>4</sup>, Г. Алчичек<sup>5</sup>, М.Д. Алчичек<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Центр Биоразнообразия Натуралис, Лейден, Нидерланды

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт зоологии им. И.И.Шмальгаузена НАНУ, Киев, Украина

<sup>4</sup>Генеральный директорат минеральных исследований и исследований, Анкара, Турция

<sup>5</sup>Университет Памуккале, Денизли, Турция

frank.wesselingh@naturalis.nl, didacna@mail.ru, Anistrat@izan.kiev.ua, yesimislamoglu@yahoo.com, halcicek@pau.edu.tr, alcicek@pau.edu.tr

F.P. Wesselingh<sup>1</sup>, T. Yanina<sup>2</sup>, V. Anistratenko<sup>3</sup>, Y.B. Islamoğlu<sup>4</sup>, H. Alçiçek<sup>5</sup>, M.C. Alçiçek<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Naturalis Biodiversity Center, Leiden, The Netherlands

<sup>2</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Schmalhausen Institute of Zoology, NAS Ukraine, Kiev, Ukraine

<sup>4</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Turkey

<sup>5</sup>Pamukkale University, Denizli, Turkey

Для понто-каспийской фауны характерно приспособление к анамальной солености. Среди моллюсков в группе гастропод преобладают эндемичные неритиды и (*Theodoxus*) и гидробииды (*Caspia*, *Turricaspia*, *Euxinipyrgula*), а в группе двустворок – лимнокардииды (*Didacna*, *Monodacna*, *Huранis*) и дрейссениды (*Dreissena*). Исторически понто-каспийская фауна населяла лиманные бассейны Черного и Каспийского морей и, ранее, бассейн Аральского моря.

Современная понто-каспийская фауна сформировалась в среднем или позднем плейстоцене в бассейнах Черного и Каспийского морей, хотя исходная для понто-каспийской фауны ассоциация моллюсков существовала в раннем плейстоцене Каспийского моря. Исторические корни некоторых понто-каспийских родов прослеживаются в фаунах позднего неогеновых озерных систем Восточного Паратетиса (например, *Turricaspia*, *Theodoxus*, *Dreissena*: Wilke et al., 2007). При этом самые древние представители других родов (в частности *Didacna* и *Monodacna*: Wesselingh et al., 2008; Wesselingh, Alçiçek, 2010) найдены в позднем неогене анатолийских озер.

На протяжении всей своей истории понто-каспийская фауна испытывала эпизоды перестройки. Очень высокими были уровни вымирания

и диверсификации (Янина, 2012b). Неустойчивые соединения между различными озерными бассейнами давали возможность эпизодических фаунистических обменов (Islamoglu 2009; Янина, 2011). Эволюция озерных бассейнов, обусловленная климатическими циклами и тектоникой, по-видимому и было мощным фактором, определявшим фаунистических перестроек (Янина, 2012a).

В настоящее время фауна переживает значительную деградацию. В бассейне Черного моря стрессорными факторами возможно являются развитие прибрежных увлажненных территорий и загрязнение окружающей среды (Popa et al., 2009; Anistratenko, 2013). В Каспийском море сильнейшая перестройка вызвана появлением с 1930-х гг. видов-интродуцентов (Yablonskaya, Kosarev, 1994). Понтокаспийские элементы Аральского моря значительно деградировали в связи с высыханием большей части озера во второй половине 20-го века.

Документируя последовательных понто-каспийских фаун в различных регионах, события фаунистических перестроек и изучая развитие компонентов фаун мы изучаем устойчивость фаун в неблагоприятных условиях прошлого для сравнения их с современными фаунами живущими в условиях антропогенного кризиса биоразнообразия понтокаспийской биоты.

## Список литературы

1. Янина Т.А. Каспийские моллюски в плейстоцене Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011. № 3. С. 107–124.
2. Anistratenko V.V. On the taxonomic status of the highly endangered Ponto-Caspian gastropod genus *Caspia* (Gastropoda: Hydrobiidae: Caspiinae) // Journal of Natural History, 2013. V. 47. P. 51–64.
3. Islamoğlu Y. 2009. Middle Pleistocene bivalves of the İznik lake basin (Eastern Marmara, NW Turkey) and a new paleobiogeographical approach // Journal of Earth Sciences, 2009. V. 98. P. 1981–1990.
4. Popa O.P., Sarkany-Kiss A., Kelemen B.S., Iorgu E.I., Popa L.O. Contributions to the knowledge of the present Limnocyprinae fauna (Mollusca, Bivalvia) from Rumania // Travaux du Muséum National d'Histoire Naturelle Grigore Antipa, 2009. V. 52. P. 7–15.

5. *Wesselingh F.P., Alçiçek H.* A new cardiid bivalve from the Pliocene Baklan Basin (Turkey) and the origin of modern Pontocaspian taxa // *Palaeontology*, 2010. V. 53. P. 711–720.
6. *Wesselingh F.P., Alçiçek H., Magyar I.A.* Late Miocene Paratethyan type mollusc fauna from the Denizli Basin (southwestern Anatolia, Turkey) and its regional palaeobiogeographic implications // *Geobios*, 2008. V. 41. P. 861–879.
7. *Wilke T., Albrecht C., Anistratenko V.V., Sahin S.K., Yildirim M.Z.* Testing biogeographical hypotheses in space and time: faunal relationships of the putative ancient lake Egirdir in Asia Minor // *Journal of Biogeography*, 2007. V. 34. P. 1807–1821.
8. *Yanina T.A.* Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // *Quaternary International*, 2012a. V. 271. P. 120–129.
9. *Yanina T.A.* Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian Region // *Quaternary International*, 2012b. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008.
10. *Jablonskaja E.A., Kosarev A.N.* The Caspian Sea. SPB Den Haag. Academic Publishers. 1994. 259 pp.



**В.С. Волкова**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия  
VolkovaVS @ ipgg.nsc.ru*

**V.S. Volkova**

*Institute petroleum geology and geophysics acad. Trofimuk SB RAS, Novosibirsk, Russia*

На рубеже плиоцена и эоплейстоцена на юге Западной Сибири, в интервале (от 3,3 до 1.8 млн лет) установлено три флоры (Волкова, 1984). В стратиграфической последовательности они представлены подлуск-лебяжбинской, мукурской и барнаульской. Отложения, к которым привязаны флоры, имеют палеомагнитные характеристики и принадлежат ортозонам Гаусс-Матуяма (Зыкин и др., 1991). Эти флоры имеют значение для оценки климатических событий и установления нижней границы четвертичной системы.

Подлуск-лебяжбинская флора извлечена из аллювия из разрезов Лебяжье-Подлуск, расположенных на Иртыше, южнее г. Павлодар. По данным палинологии, в начале накопления аллювия, были развиты лесные и лесостепные растительные формации с участием еще широколиственных пород. В спектрах степных формаций преобладает пыльца до 90 % травянистых растений. Пыльцевые зерна принадлежат современным растениям. Однако степная растительность значительно отличалась по составу от степей раннего плиоцена. В спектрах этого периода сократилось количество представителей маревых до 20 % и полыней до 10 %. Возросла роль злаков (до 30–40 % и луговых растений, Ведущее значение в степях получили представители разнотравно-злаковых лугов, что связано с увлажнением и, возможно, похолоданием климата.

В верхней части разрезов аллювия зафиксировано увеличение содержания пыльцы древесных пород, преимущественно сосны. Среди травянистых растений увеличилось количество осоковых. Древесная растительность на рубеже 3–5 млн лет еще не образовывала лесов на плакорах. Они существовали только вдоль рек. Появление бореально-таёжных элементов и сфагновых болот, безусловно показывает на относительное похолодание, но степень холода не была столь велика, чтобы обусловить коренную перестройку в ландшафтах юга Западной Сибири.

По эволюционному развитию и стратиграфическому положению является следующая мукурская

флора. Мукурская флора извлечена из мукурской свиты которая по данным В.С. Зыкина (Зыкин и др., 1991) имеет возраст 2.13–2.03 млн лет. Она изучена из разрезов на р. Битекей и Мукур (приток р. Битекей, Северный Казахстан) Мукурский период характеризуется небольшой волной потепления, во время которого в составе малакофауны появились представители родов *Alocinma*, *Corbicula corbiculina*, мигрировавших на юг Западной Сибири из Средней Азии.

Вся палинофлора принадлежит современным растениям. Отличительной чертой ее, по данным карпологии, является большее участие остатков деревьев и кустарников из семейства Rosaceae. Встречено много семян родов *Atriplex*, *Corydalis*, *Bunias cochllaridoides*, орешки *Potentilla supina*, *P. anserine*. Большинство остатков являются характерными для степных и лесостепных ландшафтов юга Западной Сибири. Много остатков принадлежит предковым современным видам и формам растений, хотя видовые определения, пока невозможны. Это относится к видам семейств *Potamogeton*, *Caulinia*, *Scirpus*, *Muriophyllum* и др. Главной особенностью флоры является исчезновение миоценовых и раннеплиоценовых реликтов и обилие появления современных форм. По мнению С.К. Кривоногова, родовой состав флоры такой же, как и у четвертичных флор. Климат уже был близок к современному (Волкова, 2011).

Более молодая барнаульская флора (2.03–1.8 млн лет) изучена по большому количеству разрезов скважин в области Приобской возвышенности и в Барабе, где она характеризует каргатскую свиту, по нашему мнению, ошибочно включенную в кочковский горизонт эоплейстоцена. Характерной особенностью флоры является то, что в составе ее стали присутствовать зеленые и сфагновые мхи. С барнаульским временем также связано появление хвойных, преимущественно сосны и ели. Среди семян и плодов травянистых растений преобладают остатки водно-болотных трав. Много семян *Potamogeton*, *Nayadaceae*, *Alismataceae*, *Superaceae* (Никитин,

1970). Характерной особенностью является присутствие пыльцы ныне вымерших, архаичных видов некоторых родов. Из 124 родов, входящих в барнаульскую флору, 104 рода (84 %) имеют своих представителей в современной растительности Западной Сибири и лишь 20 % чужды ей, в том числе вымершие *Aracispermum*, *Nigrella*, *Dilidocarya*, *Hardziella*. С началом барнаульского времени связаны перестройки физико-географических условий, которые вызвали ускорение видообразования. Становление современной сибирской флоры и растительности (Никитин, 1970). Палинологические данные показывают, что в состав флоры из барнаульской свиты в определенные этапы ее развития входили реликты раннего плейстоцена, такие, как *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, лишь в конце барнаульского времени во флоре возрастает количество бореально-таёжных элементов (ели и кедр). Соотношение пыльцы и спор сохраняется прежнее, характерное для лесостепных ландшафтов. Роль хвойных была еще мала. Лесные массивы были развиты только вдоль рек. В составе флоры установлено до 40 % экзотермофильной растительности (*Azolla aspera*, *Salvinia intermedia*, *Vites* и др.) и специфические плейстоценовые виды (*Azolla pseudopinata formatica*, *Salvinia glabra*, *Myriophyllum pliocenicum*). В.П. Никитин делает вывод о более мягком климате, чем современный. Палинологические данные указывают на неоднократные направленные колебания климата, которые нашли отражение в последовательной смене четырех фаз развития растительности от лесостепи с участием широко-

лиственных пород и реликтов третичной флоры, позднее установлено продвижение от границ своих ареалов представителей темнохвойной формации – ели и пихты. Растительность представляла собой степь с еловыми лесами по долинам рек. Наступило некоторое похолодание и увлажнение климата. Третья фаза приходится на начало развития второй половины барнаульского времени и вновь сопровождается лесостепной растительностью. Характерно сократилась в долинных лесах роль ели, господствующее положение заняли сосна, береза, ольха. Четвертая фаза установлена для конца барнаульского времени. Для нее характерно вновь продвижение на юг ели. В составе растительности принимала участие кустарничковая березка и арктические плауны. Значительное место занимали зеленомошные болота. Состав растительности показывает уже на значительное похолодание климата. Однако резкий рубеж трансформации ландшафтов приходится на начало эоплейстоцена (1.8–1.6 млн лет (Волкова, 1977, 2011)). В тот период лесотундровые ландшафты заняли территорию современной лесостепной и степной зон. В связи с этим, вопреки решению МСК (Межведомственный стратиграфический комитет) России о понижении нижней границы квартера до 2,5 млн лет, и включения гелазского яруса в состав четвертичной системы, пока трудно согласиться. Этот вопрос требует комплексного биостратиграфического обоснования. Особенно детального исследования требуют отложения гелазского яруса в Западной Сибири. Возраст их не определен.

### Список литературы

1. Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 237 с.
2. Волкова В.С. Плиоценовые флоры Западной Сибири // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 139–144.
3. Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 7. С. 906–916.
4. Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген Западно-Сибирской равнины стратиграфия и палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика, 1991. № 1. С. 78–86.
5. Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелистоценовое и четвертичное время. М. Наука, 1970. С. 245–312.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА  
И ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА АРИДНЫХ  
РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КВАРТЕРА

STRATIGRAPHY OF LATE PLIOCENE –  
EOPLEISTOCENE OF ARID DISTRICTS  
OF WESTERN SIBERIA, AND LOWER  
BOUNDARY OF QUATERNARY

В.С. Волкова<sup>1</sup>, А.Г. Головина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики и минерального сырья им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; Volkovavs@ipgg.nsc.ru

<sup>2</sup>Сибирский НИИ геологии геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия  
golovinaag@sniiggims.ru

V.S. Volkova<sup>1</sup>, A.G. Golovina<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

В настоящее время нижний рубеж четвертичной системы понижен до нижней границы гелазского яруса и проходит вблизи границы хронов Гаусс-Матуяма (Постановление МСК, июнь 2012). В Западной Сибири в ее внеледниковых зонах этот рубеж находится в отложениях кулундинского горизонта, охарактеризованный Подпуск-Лебяжьинским и Кызыл-Айгирским комплексами крупных млекопитающих с *Archidiskodon gromovi*, *Equus (Allohippus) stenonis*, *Gasella ex gr. sinensis* и мелких – *Mimomys pliocaenicus*, *M. coelodus*, *Cromeromys irtyschensis*, а также осадки содержат богатый комплекс палеоарктических видов пресноводных моллюсков родов *Valvata*, *Borysthenia*, *Bitynia*, *Lymnata*, *Planorbis* и др. (Зыкин, Зыкина, 2009). На Южном Предуралье находки вышеперечисленных моллюсков приурочены только к отложениям плиоценового возраста (гелазия=верхнего акчагыла) (Данукалова, Осипова, 2011). Отложения, содержащие Подпуск-Лебяжьинский комплекс, являются возрастным аналогом морского гелазия Средиземноморья (Зыкин, Зыкина, 2009). Еще в 1965 г. И.Г. Зальцман писал, что Подпуск-Лебяжьинский комплекс, по всей вероятности, является Западно-Сибирским вариантом хапровского фаунистического комплекса В.И. Громова, сопоставляемый с верхним акчагылом каспийской шкалы (нижний эоплейстоцен – начальная фаза верхнего виллафранка) (Зальцман, 1965, Стратиграфическая схема ...1965). Отложения с Кызыл-Айгирским комплексом – возрастной аналог пьяченского яруса.

На территории Западной Сибири к югу от 55 градуса с.ш. расположена внутриконтинентальная аридная зона, включающая три крупных района – Ишимский, Барабинский, Кулундинский и частично Предалтайский, где сформировалась за время неогена толща осадков мощностью более 100 м, а метод аналогий при оценке изменения структуры ландшафтов на рубеже неогена и плейстоцена может

указать на похолодание на нижней границе квартера. Одним из основных критериев проведения его нижней границы является комплексное применение литологических, палеонтологических, палеомагнитных, геохронологических и палеоклиматических данных, а также прослеживание лессово-почвенных последовательностей, стратиграфические горизонты которой отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата (Унифицированные региональные ...2000, 2001). В стратиграфической схеме Западной Сибири в состав верхнего неогена (плиоцена) этих районов входит часть кулундинского горизонта (Унифицированная региональная..., 2001). В полном объеме его возраст по Международной шкале соответствует позднему занклию, пьяченскому и гелазскому ярусам и охватывает палеомагнитные ортозоны Гаусс-Матуяма (Гнибиденко, 2006). Сопоставление внутриконтинентальных отложений кулундинского горизонта с ярусами международной шкалы, установленных по рубежам в развитии морских групп фауны, представляет большую проблему.

В Ишимском районе горизонт представлен звенигородской свитой – пески, галечники, алевроиты, глины, окатыши каолинит-гидрослюдистых глин (мощность до 20 м), в Барабинском – чановской – пески серые с прослоями глин мощностью до 20 м, в Кулундинском – кулундинской – пески разнозернистые с прослоями глин, мощность до 30 м. В подошве Яровских слоев, расположенных в нижней части кулундинской свиты, выделены битекейские комплексы моллюсков и остракод и палеомагнитная ортозона Гаусс, их содержащие отложения отнесены к пьяченскому ярусу. В Предалтайском районе к низам горизонта условно (по положению в разрезах) отнесены отложения горькоозерной свиты – глины, пески, гравелиты мощностью до 30 м (Унифицированная региональная ...2001).

Отложения кулундинского горизонта по латерали занимают незначительные площади и сопоставление их с ярусами международной шкалы представляет большую проблему. Особенно плохо представлены отложения гелазского яруса. Большая часть осадков горизонта отнесена к пьяченскому ярусу.

Лучше сохранились отложения эоплейстоцена, возраст которого определен по данным палеомагнитного анализа в объеме 1,8–0,8 млн лет. В Западно-Барабинском и Приобском районах эоплейстоцен представлен кочковским горизонтом с подразделением его на два подгоризонта – нижний и верхний. В Кулундинском, Колывань-Томском районах и Кузнецкой котловине выделяется нерасчлененный кочковский горизонт – озерные, аллювиальные и делювиальные отложения.

Нижний подгоризонт в Восточной Барабе включает каргатскую свиту, представленную аллювиальными песками, реже супесями мощностью до 25 м. На Приобской равнине он представлен нижнекочковской подсвитой – пески, супеси, галечники мощностью до 25 м и барнаульской свитой – аллювиальные пески мощностью до 30 м (Унифицированная региональная ...2000, Головина, Волкова, 2011). В отложениях нижнего эоплейстоцена найдены остатки крупных млекопитающих, принадлежащих роду *Archidiskodon* cf. *meridionalis*, *Equus singularis* – очень крупной и массивной лошади из группы *E. simplicidens* – *stenonis*. Эволюционный уровень развития форм дает основание сопоставлять эту фауну с псекупской и поздневилафранкской Восточной и Западной Европы. Состав фауны указывает на существование различных природных обстановок от лесостепи в условиях влажного и теплого климата до относительного похолодания (перигляциальной степи).

Верхнекочковский подгоризонт в Восточной Барабе представлен озерными и субаэральными отложениями убинской свиты – озерные карбонатные глины и иловатые суглинки мощностью до 20 м, на Приобском возвышенном плато – верхнекочковской подсвитой, представленной озерными глинами и суглинками мощности до 50 м, иногда подразделяющейся на кубанкинские и ерестнинские слои, в Бердском районе – сергеевской свитой (лессово-пролювиальные глины и суглинки с горизонтами ископаемых почв с дресвой и щебнем) со скользящей кровлей в нижнее звено неоплейстоцена – талагайкинский горизонт (Унифицированная региональная ...2000).

Большое значение для оценки структуры ландшафтов и климата имеют палинологические данные. Они позволяют в стратиграфической последовательности проследить состояние биосферы и развитие палеоэкосистем, начиная с позднего плиоцена до плейстоцена. Очень важно выявить рубежи похолодания климата. По данным палинологии уста-

новлено, что в период 5.4–3.4 млн лет назад климат был достаточно теплый и сухой. В ландшафтах господствовала травянисто-кустарничковая растительность из семейства сложноцветных и маревых. Среднегодовая температура была еще на 9–10° выше современной (Волкова, 1998). Из древесной растительности периодически появлялись дуб, липа, орешник. В конце раннего плиоцена климатические условия неоднократно менялись (от аридных до семиаридных), т.е. в указанных отрезках времени похолоданий климата не было.

В позднем плиоцене (3.3–2.3 млн лет назад – кулундинский горизонт, подпуск-лебяжынское время) состав растительности неоднократно менялся. На территории аридной зоны установлено несколько фаз в развитии растительности от степной разнотравно-маревой с участием широколиственных пород до лесостепной. Лесная растительность по-прежнему была представлена умеренно-теплолюбивыми широколиственными растениями. В составе флоры не было хвойных. Лишь в конце позднего плиоцена в составе лесостепных ландшафтов появились элементы арктической флоры. Они принадлежат кустарничковой березке и некоторым видам плаунов. Однако облик ландшафтов еще мало изменился. Только вначале эоплейстоцена (1.8 млн лет назад) наступили резкие изменения в составе растительности. На территории современной степной и лесостепной области Западной Сибири появилась тундровая растительность с зеленомошными болотами и арктическими элементами. По существу возникли новые растительные формации, не имеющие себе аналогов в современных ландшафтах юга Западной Сибири. На территории современной лесостепи получили развитие темнохвойные формации из пихты и ели, болото-тундры с представителями тундровой флоры и болото-степи. Анализ флоры позволил заключить, что наибольшие резкие изменения они имели в конце позднего плиоцена – начале эоплейстоцена (Волкова, 1998). Вероятно, рубеж 1.8 млн лет назад будет более правильным для определения нижней границы четвертичной системы.

В настоящее время по решению МСК России нижняя граница квартера проводится по основанию гелазского яруса на уровне 2.58 млн лет. Однако, объем самого кулундинского горизонта и входящих в него свит окончательно не решен. Подчиняясь решению МСК, Государственная геологическая карта листа N-44-Новосибирск масштаба 1:1 000 000 третьего поколения составляется уже по новым требованиям. Эоплейстоцен подразделяется также на два звена – нижнее и верхнее. Кулундинский горизонт включен в его нижнее звено, а в верхнее – кочковский горизонт с подразделением на два подгоризонта – нижнекочковский и верхнекочковский.



### Список литературы

1. Волкова В.С. Анализ флоры и климатов на рубежах раннего – позднего плиоцена и эоплейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 5. С. 585–597.
2. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск. Изд-во Геос, 2006. С. 246.
3. Данукалова Г.А., Осипова Е.М. Квартер во всем его многообразии. Т. 1., Апатиты, Санкт-Петербург, 2011. С. 153–156.
4. Зыкин В.С., Зыкина В.С. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69, М.: Изд-во ГЕОС., 2009. С. 71–81.
5. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Изд-во СНИИГГИМС, 2000.
6. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Изд-во СНИИГГИМС, 2001.
7. Головина А.Г., Волкова В.С. Квартер во всем его многообразии. Т. 1. Апатиты, Санкт-Петербург, 2011. С. 137–140.
8. Зальцман И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Автореф. дисс. к.г.-м.н. Новосибирский ун-т, 1965.
9. Стратиграфическая схема четвертичной системы СССР, М.: Изд-во ГИН, 1965.

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ ПО ПОВЕРХНОСТИ ДНА ТАГАНРОГСКОГО ЗАЛИВА | DISTRIBUTION OF DEPOSITS TO SURFACES OF THE BOTTOM THE TAGANROG GULF

**О.А. Волокитина, А.А. Шейков**

ГНЦ ФГУП «Южморгеология», Геленджик, Россия  
volokitina@ymg.ru; sheykovaa@ymg.ru

**O.A. Volokitina, A.A. Sheykov**

SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

Таганрогский залив расположен в северо-восточной части Азовского моря и является его крупнейшим и наиболее изолированным заливом. Длина его 140 км, ширина у входа 31 км, площадь 5600 км<sup>2</sup>, глубины до 9 м. Залив отделен от Азовского моря косами Долгой и Белосарайской. Здесь ежегодно выпадают в осадок тонны седиментационного материала поступающего в основном за счёт абразии берегов, твердого стока реки Дон и в меньшей степени за счет эолового переноса.

На основе результатов полученных по отработанным в последние годы ГНЦ «Южморгеология» станциям пробоотбора, составлена литологическая карта поверхности дна акватории залива по классификации «ВНИИОкеангеология» предусматривающей выделение следующих фракций (размер фракций – в  $n-1$  мм): >10,000–1,000 – ракуша и ракушечный детрит; 1,000–0,100 – песок; 0,100–0,010 – алеврит; <0,010 – пелит.

Для построения карты использовался классификационный тетраэдр. По гранулометрическому составу выделены основные литологические типы донных осадков: моногранулярные, бигранулярные и миктиты.

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, представлены песками [П], алевритами [А], пелитами [Пл]. Среди моногранулярных осадков выделяются чистые с содержанием господствующей фракции более 85 %, к ним относятся пески чистые [П<sup>ч</sup>], алевриты чистые [А<sup>ч</sup>], пелиты чистые [Пл<sup>ч</sup>].

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (50–75 %), дополняющей (25–50 %) или сопутствующей (10–25 %) размерными группами фракций. Отложения представлены алевритовыми песками [АП], песчаными алевритами [ПА], глинистыми песками [ПлП], песчаными пелитами [ППл], глинистыми алевритами [ПлА] и алевропелитами [АПл].

Миктиты – осадки, содержащие три взаимно дополняющие размерные группы фракций от 25 до 50 % и/или сопутствующие – от 10 до 25 %.

К ним относятся пелито-алеврито-песчаные миктиты [ПлАП], алеврито-пелито-песчаные миктиты [АПлП], песчано-пелито-алевритовые миктиты [ППлА], алеврито-песчано-пелитовые миктиты [АППл], песчано-алеврито-пелитовые миктиты [ПАПл].

Однородные типы осадков, представленные песками, узким шлейфом простираются вдоль побережья и формируют многочисленные косы (с их морскими продолжениями) и банки; присутствие алевритов, распространенных на всей площади залива, обеспечено преимущественно твердым стоком р. Дон, являющейся основным поставщиком осадочного материала. Алевриты являются тонкозернистыми отложениями, связанными постепенными латеральными переходами с тонкодисперсными илами, и более крупнозернистыми песчаными отложениями; пелиты распространены фрагментарно и отлагаются в наиболее пониженных участках дна, преимущественно в центральной части залива.

Переходные типы осадков, а также миктиты тяготеют к центральной части залива и к западинам в рельефе мористее песчаного шлейфа, сюда поступают, помимо твердого стока, продукты донной и береговой абразии.

Абразионному разрушению подвергается около 70 % берега и 20 % поверхности дна. Попав в зону волнения и вдольбереговых течений, материал начинает перераспределяться по площади, в зависимости от крупности частиц и морфологии дна. От 50 до 80 % объема материала выносится и отлагается в центральной части, где проявляется также и геохимическое осаждение осадка на дно. Перенос материала осуществляется путём волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для песка, второй – для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий – для пелитовых.

По вещественно – генетическому типу осадки преимущественно терригенные. Но выделяются и биогенно-терригенные осадки, такие как: карбонатные терригенно-биогенные (с содержанием ракуши и ракушечного детрита 25–50 %), слабо-

карбонатные терригенные (с содержанием ракуши и ракушечного детрита 10–25 %) и осадки, в которых содержание ракуши и ракушечного детрита меньше 10 %.

Довольно часто в осадках отмечается присутствие ракуши (*Cerastoderma lamarcki*, *Mya arenaria*, *Mytilaster lineatus*, *Bittium reticulatum*, *Chamelia gallina*) и ракушечного детрита, для которого характерно концентрическое распределение зон нарастания биомассы от центра к периферии, а затем её уменьшение к берегу. Зоны массового развития бентосных организмов одновременно являются зонами первичной аккумуляции скелетных останков, которые формируют большинство аккумулятивных форм.

К Таганрогскому заливу примыкают два лимана – Миусский и Ейский. Миусский лиман находится в северной части и заполнен песчаными пелитами. Ейский лиман располагается в юго-западной части, для него характерны однородные и переходные типы осадков. В центральной части Ейского лимана отлагаются пелиты чистые, оконтуривают их переходные осадки – алевропелиты, песчаные пелиты, пелитовые алевролиты, а ближе к прибрежной части вновь появляются осадки первого типа – пески чистые, алевролиты чистые.

Литологическую характеристику донных осадков невозможно охарактеризовать в полной мере, учитывая лишь гранулометрический анализ. Неотъемлемой частью изучения является анализ минералогической составляющей осадков, в данном случае – песчано-алевритовой фракции, поскольку именно с ней связывают потенциальную возможность локализации россыпей рудных минералов.

Таганрогский залив входит в состав пяти терригенно-минералогических провинций Азовского моря и относится к Таганрогской амфибол-эпидот-цирконовой провинции.

Минералогический состав данной провинции, в основном, формируется за счёт наносов р. Дон и продуктов абразии берегов, сложенных в основном лёссовидными суглинками. Преобладают минералы лёгкой фракции, а именно – кварц и полевые шпаты. Максимальное содержание кварца и полевых шпатов отмечается в песчано-алевритовых отложениях северной и восточной частей залива. Содержание тяжёлых минералов в мелкопесчаной и алевритовой фракциях в пределах от 0,001 до 0,400 % и сокращается от побережий и дельты Дона к его центральной и западной частям. Акцессорные минералы (циркон, рутил, ильменит, магнетит), которые также имеют проявления на данной территории, составляют ничтожную часть осадка, но, всё же, представляют интерес как источник редких и рудных элементов. Приурочены они к фракциям мелкозернистого песка и алевролита.

В целом, распределение донных осадков по площади дна выглядит следующим образом: от центральных районов залива к его периферийным участкам наблюдается последовательная смена от более тонких осадков – глинистых илов, залегающих на максимальных глубинах, к осадкам алевролитовой и песчаной размерности. В зонах, где сказывается существенное влияние нескольких источников питания седиментационным материалом и где замедляются процессы механической дифференциации вещества, широко распространён смешанный тип осадков.

В пределах Таганрогского залива отмечены подводные свалки грунта. Осадки свалок представлены преимущественно микритами. Свалки находятся в зоне с активной гидродинамической обстановкой, для которой характерно равномерное распределение осадков по дну с последующим формированием рельефа представленного отложениями перемывного генетического типа.

# МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШЕЛЬФА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА | MORPHOSTRUCTURAL FEATURES OF THE SHELF OF BLACK SEA COAST OF THE CAUCASUS

**Е.А. Волошко, Н.А. Бондаренко**

*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия  
lenavlshk@rambler.ru, nik\_bond@mail.ru*

**E.A. Voloshko, N.A. Bondarenko**

*Kuban State University, Krasnodar, Russia*

Целью данной работы явилось тестирование морфоструктур и генетических типов отложений с использованием морфометрического метода, объектом выступает шельф и континентальный склон Адлерско-Лазаревской и Анапской зон, а предметная область – морфоструктуры, выделенные при геологическом картировании морской части листа К-37-IV Сочи, а также при топографическом картировании морской части листа L-37–26 Анапа. Методически работа базировалась на трудах А.Н. Ласточкина (Структурно-геоморфологические исследования на шельфе, М., 1978), который использовал морфометрический метод для анализа Рижского залива.

В процессе данной работы решались следующие задачи:

- обзор картометрических исследований при морфоструктурном анализе;
- оценка морфологических характеристик рельефа шельфа и континентального склона;
- исследование особенностей морфометрического метода для шельфа и континентального склона, в частности, сравнение полученных результатов для зон шельфа и континентального склона в районах Сочи и Анапы, структурно относящихся к различным областям;
- выявление на основе морфометрического метода морфоструктур разного знака и интенсивности создавших их движений.

Картометрические исследования заключаются в различных преобразованиях исходных батиметрических карт и призваны решать следующие задачи:

- количественная оценка морфологических характеристик и выявление морфологических особенностей рельефа для геоморфологического картирования и морфоструктурного анализа;
- целенаправленное и последовательное выделение или усиление разных составляющих исходных карт с индивидуальной геоморфологической и морфоструктурной интерпретацией этих составляющих;
- проведение преобразований, позволяющих не только выделить, но и четко зафиксировать на

карте различные по морфологии поверхности, формы и элементы форм (отличительные линии, тальвеги подводных долин и т.д.).

Полученные в результате таких преобразований вторичные данные не содержат никакой принципиально новой информации, а лишь изменяют ее форму, за счет чего вносятся некоторые погрешности.

Ласточкин (1978), говоря об известной всем схеме составления карт расчлененности (когда территория разделяется на квадраты и производится суммарная оценка генетически разных поверхностей), отмечает, что квадраты и одними и теми же значениями показателей расчлененности и уклонов могут отражать, например, как крутые нерасчлененные склоны и уступы, так и плоскую поверхность с глубоко врезанной долиной. Ввиду этого, автор предлагает проводить отдельную оценку расчлененности и уклонов рельефа, что и было сделано в данной работе.

Использование морфометрического метода для морфоструктурного анализа шельфа обладает некоторой спецификой. Так, учет неотектонических факторов, которые влияют на расчлененность и уклоны поверхностей, заключается в разделении изучаемой территории на районы с относительно однородными геоморфологическими и геодинамическими условиями. Кроме того, учет времени формирования рельефа производится путем оценки отклонений, относительно их осредненных значений для каждой данной глубины, что позволяет также считать рельефообразующий эффект абразионно-аккумулятивных выравнивающих процессов считать одинаковым в каждом узком диапазоне глубин.

На основании вышеприведенных принципов были произведены следующие операции.

1. По имеющимся батиметрическим картам была произведена количественная оценка расчлененности и уклонов рельефа.

2. Проведение районирования шельфа. Для каждого района был построен график зависимости между показателями уклонов и расчлененности с глубиной.



3. Отклонения от осредняющей кривой оцениваются в виде коэффициентов, которые рассчитывались по следующим формулам:

при  $S_{cp} > S_{ф}$   $K = 1 - S_{ф}/S_{cp}$ ,

а при  $S_{cp} < S_{ф}$   $K = S_{cp}/S_{ф} - 1$ ,

где  $S_{ф}$  – фактическое значение отклонения,  $S_{cp}$  – среднее значение отклонения для данной глубины.

Возрастание коэффициентов от 0 до 1 соответствует увеличению интенсивности тектонических движений, а его знак указывает на его относительную направленность.

Значения коэффициентов переносятся на картографическую основу, затем на ней проводится система изолиний, совокупность которых отражает морфоструктуры разного знака и интенсивность создавших их движений. Итак, при исследовании распространения аномалий была составлена таблица 1.

Как видно из табличных данных, наибольшее количество аномальных областей выделено по значениям коэффициента расчлененности по Сочи, тогда как в районе Анапы и коэффициенты расчлененности, и коэффициенты уклонов не достигают указанных выше значений (свыше 1), однако судить о небольших положительных и отрицательных аномалиях все же можно, исходя из рисовки изолиний коэффициентов.

Подводя итоги, можно сказать, что на основании выделенных в результате морфометрических исследований морфоструктур и интенсивности создавших их движений, можно выделить аномальные и опасные районы, однако эти морфоструктуры не совпадают с теми, которые были выделены при геологическом картировании на листе К-37-IV Сочи.

Таблица 1

Коэффициенты расчлененности и уклонов  
по аномальным областям

Местность	Номер аномальной области, макс. значения коэффициентов								
	I, II -2,2	V, -2,3	III,IV -1,8	VI,VII, IX -1	VIII, XV, 1	X, XIII, XVII -2	XI, 3	XII 2,6	XIV, XVI 2
Сочи уклоны	XVIII -1,2								
Анапа расчлененность	- 0,6 – +0,6								
Анапа уклоны	- 0,6 – +0,6								

#### Список литературы:

1. Ласточкин А.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. М., 1978.

**ОЗЁРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ  
ИССЫК-КУЛЬСКОЙ МЕЖГОРНОЙ  
ВПАДИНЫ НА РУБЕЖЕ ПЛИОЦЕНА  
И ПЛЕЙСТОЦЕНА** | **LAKE SEDIMENTARY  
AND PALEOGEOGRAFY FEATURES  
OF D'ISSIK-KUL HOLLOW  
AT THE PLIOCENE-PLEISTOCENE  
BOUNDARY**

**Т.Н. Воскресенская, О.Н. Лефлат**

*МГУ географический факультет, Москва, Россия, onl38@mail.ru*

**T.N. Voskresenskaya, O.N. Leflat**

*Moscow State University, faculty of geography, Russia.*

Озёрные отложения среди континентальных образований являются наиболее ценным источником информации для реконструкции природных обстановок. В позднем кайнозое озёрные бассейны были характерны для межгорных впадин Тянь-Шаня. Многие из этих озёр занимали обширные площади и существовали в течение длительного времени. Мощности накопившихся озёрных осадков в ряде котловин превышают 2000 м (Нарынская впадина). В большинстве межгорных депрессий озера прекратили своё существование и были спущены главным образом в связи с тектоническими движениями альпийской складчатости. В отличие от них озеро Иссык-куль не только сохранилось, но и трансформировалось в глубоководный водоём. Изучение озёрных осадков позволяет реконструировать историю плиоцен-плейстоценового времени, когда происходили наиболее интенсивные изменения в рельефе и климате на данной территории.

Разрезы озёрных толщ изучены на побережьях восточной и южной частей котловины, которые различны в структурном отношении. На южном побережье, характеризующимся тенденцией к поднятию, расположен стратотипический разрез в абразионном обрыве горы Шарпылдаг (Шульц, 1954). На востоке котловины в Джергаланском прогибе осадки вскрыты глубокой скважиной.

В разрезе Шарпылдаг в обрыве абсолютной высотой 1700 м снизу вверх обнажаются позднеплиоценовые осадки (джуукинская свита) – дислоцированная толща переслаивающихся алевроитов и песчаников пляжевых, прибрежных, мелководных и лагунных фаций. Залегающие в кровле свиты зеленые алевроиты имеют возраст более 1,5 млн лет (МГУ-КТЛ-191) (Куликов и др., 1973).

С размывом и угловым несогласием на этих отложениях залегает плохо сортированная песчано-гравийно-щебнистая с суглинистым заполнителем толща – шарпылдакская свита (позднеплиоцен-раннеплейстоценовые нерасчлѐнные отложения). В нижней части свиты преобладают слабодислоцированные озёрно-пролювиальные, в средней – пролювиальные, в верхней-слаболитифицированные

пролювиальные отложения. В основании верхней толщи на глубине 35,5–36,5 м лежит слой конглобрекций с карбонатным цементом, возраст которого  $680 \pm 78$  тыс. лет (МГУ-ТЛ-39). Образование карбонатной цементации происходило во время перерыва в осадконакоплении. Отложения, залегающие ниже конглобрекций (38 м) имеют возраст  $730 \pm 82$  тыс. лет (МГУ-ТЛ-33), а выше её на глубине 32 м –  $570 \pm 63$  тыс. лет (МГУ-ТЛ-38). Палеомагнитные исследования показали, что зона прямой полярности охватывает верхнюю часть шарпылдакской свиты в интервале 0–36,5 м. Зону обратной полярности занимают верхняя часть джуукинской свиты и шарпылдакская свита в интервале 36,5–105 м.

В растительном покрове днища котловины господствовали степные и полупустынные ландшафты с лебедово-полынными, эфедровыми и злаково-разнотравными ассоциациями. В горах и предгорьях произрастали небольшие массивы сосновых и берёзовых лесов с участием ели, ольхи, широколиственных пород (Алѐшинская и др., 1972).

Наиболее полные разрезы новейших отложений приурочены к Джергаланскому прогибу, расположенному в восточной части Иссык-Кульской котловины в низовьях реки Джергалан. Отложения вскрыты скважиной до глубины 1521 м; развитые на этих глубинах озёрные осадки датируются поздним миоценом на основании определения моллюсков, проведѐнного Г.Г. Мартинсоном (Турбин, 1966). Нами изучены осадки в интервале 95–580 м с применением сопряженного метода: использовались гранулометрический, минералогический, геохимический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы, что позволило подразделить вскрытые скважиной рыхлые отложения на две свиты: джуукинскую (нижняя, позднеплиоценовая –  $N_2^3$ ) и шарпылдакскую (верхняя, нерасчлѐнная –  $N_2^3 - Q_1$ ) и получить реконструкции природных обстановок формирования этих свит.

Джуукинская свита, представленная озёрными фациями, имеет большие мощности и широко распространена в различных частях котловины, что го-

ворит о существовании озёрного водоёма, большего чем современный. Осадконакопление протекало в обстановке замедленного сноса с суши (тонкий состав отложений, наличие прослоев известняков) и менее расчленённого рельефа. Климатические условия были засушливы и не слишком благоприятны для химического выветривания: об этом свидетельствует хорошая сохранность неустойчивых терригенных минералов, преимущественно монтмориллонитовый состав глинистой ассоциации с примесью магнезиальных силикатов. Однако было влажнее, чем теперь: в осадках отмечается обилие аутигенного пирита, возникновение которого стимулируется присутствием органического вещества. Отсутствие солевых аккумуляций в озёрных отложениях в восточной части котловины говорит о том, что вода была пресной, вероятно, среднеминерализованной.

Днище котловины и низкие предгорья были заняты степными ландшафтами (злаки, лебедовые, полыни, эфедра). Горы были покрыты хвойными лесами из ели сосны, с примесью пихты, берёзы, причём леса занимали большие площади, чем теперь. По долинам рек располагались тугайные леса из вяза, ольхи, тополя, ивы, лоха, облепихи, хмеля. Широколиственные породы принимали незначительное участие в растительном покрове, составляя небольшую долю в лесах гор и тугайных зарослях. Пониженные части котловины были заняты болотами, местами с зарослями болотного кипариса. Большая залесённость гор и разнообразный состав лесов, наличие широколиственных пород убедительно доказывают, что климат был теплее и влажнее современного.

*Шарпылдакская свита*, вскрытая в джергаланской скважине, представлена озёрными отложениями с более грубым гранулометрическим составом:

возрастает роль песков и уменьшается содержание глинистых частиц. В минеральном составе высоко содержание неустойчивых минералов прекрасной сохранности. Роль аутигенного минералообразования снижена. Изменчивость минерального и гранулометрического состава позволяет выделить горизонты, отражающие неустойчивый режим, присущий прибрежной части озера с набором озёрных (пляжевых и лагунных) и дельтовых фаций. Геохимические характеристики также показывают изменчивость прибрежного режима: возрастает контрастность в содержании  $\text{CaCO}_3$  и воднорастворимых соединений, в целом состав водной вытяжки говорит о возросшей роли речных вод в формировании озёрных водных масс.

Таким образом, палеогеографические условия формирования джуукинской и шарпылдакской свит были разными. Тектоническая обстановка на рубеже плиоцена и плейстоцена отличалась значительной напряжённостью. Одновременно с ростом гор происходило прогибание котловины. Рельеф суши, прилегающей к акватории озера, стал более контрастным и расчленённым. Площадь, занятая озером, значительно сократилась при увеличении его глубины. Климат стал более континентальным: в горах уменьшились площади, занятые лесами.

Временной рубеж смены джуукинской свиты шарпылдакской приходится на поздний плиоцен. На территории Казахстана и равнин Средней Азии в плиоцене в изменении климата предполагается существование не менее двух фаз: аридизации и увлажнения, сопоставимых с фазами потеплений и похолоданий на Восточно-Европейской равнине (Изменение ...1999). Две свиты, изученные в Иссык-Кульской котловине – джуукинская и шарпылдакская – также отражают этапы ландшафтных перестроек в течение этого интервала.

### Список литературы

1. *Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н., Шумова Г.М.* Вещественный состав и палеогеографические условия формирования шарпылдакской свиты Иссык-Кульской впадины «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». Сб. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. С. 139–146.
2. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
3. *Куликов О.А., Фаустов С.С., Ильичёв В.А.* Палеомагнетизм плиоцен-плейстоценовых отложений Иссык-Кульской котловины Сб. «Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма». Т. 3. Баку, 1973.
4. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 164 с.
5. *Турбин Л.И., Александрова Н.В.* К истории Иссык-Куля по кайнозойским остракодам. Вопросы географии Киргизии. Фрунзе, 1966. С. 75–77.
6. *Шульц С.С.* Третичные отложения Северной Киргизии «Геология СССР», т. 25. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 255 с.

ИХТИОФАУНА И МАЛАКОФАУНА  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО  
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ «БИМА»  
(РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН) | ICHTHYOFAUNA  
AND MALACOFUNA  
OF NEOPLEISTOCENE LOCALITY «BIMA»  
(TATARSTAN REPUBLIC)

Д.Н. Галимова, И.В. Аськеев, С.П. Монахов, О.В. Аськеев, А.О. Аськеев

Институт проблем экологии и недропользования АН РТ, Казань, Республика Татарстан, Россия  
archaeozoologist@yandex.ru

D.N. Galimova, I.V. Askeyev, S.P. Monahov, O.V. Askeyev, A.O. Askeyev

The Institute of Problems in Ecology and Mineral Wealth, Tatarstan Academy of Sciences,  
Kazan, Tatarstan Republic, Russia

Данное местонахождение, его стратиграфия и геологический возраст, а так же палеонтологический материал был ранее описан нами (Аськеев и др., 2011). В настоящей работе приводятся дополнительные исследования и характеристика остатков моллюсков и рыб, полученных в ходе изучения данного местонахождения в 2010–2011 гг. Разрез расположен в подмываемом обрыве левого берега р. Мёша в 2 км севернее н/п Бима. Высота террасы – до 6 м, абсолютная отметка над уровнем моря – 58,7 м. Протяженность обнажения составляет 50 м вдоль берегового обрыва. Материалом для палеонтологического изучения послужили образцы из озерных отложений (лихвинские отложения (кривичская свита)), из которых в результате промывки и прямого отбора извлечены костные остатки и чешуя рыб, остатки моллюсков, остатки растений из слоев 7–9 общим объемом 3 м<sup>3</sup>. Палеоэкологический анализ местонахождения ископаемых остатков рыб и моллюсков выполнен на основе методик из работ R.W. Casteel (1976) и S.W. Alexandrowicz (1987). Для видовой диагностики костных остатков рыб использовалась сравнительная остеологическая коллекция представителей видов рыб Волжского бассейна (коллекция лаборатории биомониторинга ИПЭН АН РТ). Для рыб определялись: возраст и стандартная длина тела (SL, см) по измерениям костей и чешуи. Видовые определения моллюсков сделаны по работам Я.И. Старобогатова и др. (2004), А.Ф. Санько (2007). Исследованное местонахождение фауны четвертичных озерных отложений, характеризуется несколькими уровнями накопления фаунистических остатков. В верхней части отложений встречены малочисленные, разрозненные костные остатки рыб и раковины моллюсков и большое количество остатков водной и околоводной растительности. Ниже по разрезу в средней части встречаются многочисленные остатки рыб, раковины моллюсков, остатков растений значительно меньше. В слое 9, кроме отдельных костных остатков рыб и раковин моллюсков, обнаружен скелет плотвы.

В скелете присутствует чешуйный покров, костные элементы плавников, некоторые костные элементы структурированы между собой, имеется отпечаток организма.

**Моллюски.** Обнаружено 630 определимых остатков раковин и крышечек. Моллюски относятся к 16 видам из 11 родов, принадлежащих двум классам – Gastropoda и Bivalvia. Видовое разнообразие моллюсков (табл. 1) объясняется умеренными климатическими условиями межледникового периода среднего неоплейстоцена. Присутствуют только раковины пресноводных моллюсков. Все моллюски представлены голарктическими видами с широким распространением. Согласно видовому и количественному составу моллюски обитали в озере (старице) с заиленным дном, периодически соединявшейся с рекой и со временем сильно обмелевшей. Исследованная малакофауна относится в большей части к стагнофильной и гидрофильной фауне моллюсков, принадлежащей к старице, имевшей периодические связи с руслом реки и существовавшей в озерных условиях. Абсолютное доминирование по численности *Valvata piscinalis* во всех изученных слоях озерных отложений указывает на богатое развитие водной растительности древнего водоема с глубинами в пределах 1,5–2 м. Этот вид достигает пика численности в озерах и относится к группе озерных видов. В количественном и видовом соотношениях значительно доминировала экологическая группа моллюсков (по Lozek, 1964; Alexandrowicz, 1987): обитатели стабильных (непересыхающих), застойных водоёмов. Фауны подобного типа обычно трудно диагностируются в стратиграфическом отношении. Присутствие в фауне редкого сибирского иммигранта *Valvata sibirica* дает основание для сопоставлений и стратиграфических корреляций рассматриваемой фауны с другими лихвинскими фаунами Европейской части России и соседних регионов (Sanko et al., 2006).

**Рыбы.** На территории Русской равнины неоплейстоценовые пресноводные костистые рыбы не-



Таблица 1

## Малакофауна и ихтиофауна местонахождения «Бима»

Bivalvia	E	Виды:	Слой 7	Слой 8	Слой 9	Слои 7-9		
	11		<i>Sphaerium corneum</i>	1	13	7	21	
11		<i>Parasphaerium nitidum</i>	–	4	27	31		
12		<i>Pisidium sp.</i>	–	3	3	6		
Gastropoda	11		<i>Valvata cristata.</i>	1	4	1	6	
	11		<i>Valvata (Cincinna) piscinalis</i>	5	83	237	325	
	11		<i>Valvata (Cincinna) macrostoma</i>	–	–	11	11	
	10		<i>Valvata (Cincinna) sibirica</i>	–	1	1	2	
	11		<i>Bithynia tentaculata</i>	–	44	86	130	
	11		operculata <i>Bithynia tentaculata</i>	4	8	30	42	
	11		<i>Acroloxus lacustris</i>	–	2	–	2	
	11		<i>Lumnaea palustris</i>	–	–	3	3	
	11		<i>Lumnaea ovata</i>	–	1	3	4	
	10		<i>Planorbis planorbis</i>	–	2	2	4	
	10		<i>Segmentina nitida</i>	–	4	1	5	
	11		<i>Bathymophalus contortus</i>	–	4	2	6	
	10		<i>Anisus vorticulus</i>	3	7	12	22	
	11		<i>Planorbarius corneus</i>	–	8	2	10	
	Bithynia index*			0	0,55	0,286	0,31	
Pisces	Л.	<i>Carassius carassius</i>	кости	1	1	3	5	
			чешуя	2	3	4	9	
	Э.	<i>Leuciscus idus</i>	кости	–	–	1	1	
			чешуя	–	–	–	–	
	Э.	<i>Rutilus rutilus</i>	скелет	–	–	1	1	
			кости	–	–	24	24	
			чешуя	–	–	2	2	
	Э.	<i>Esox lucius</i>	кости	3	5	15	23	
			чешуя	–	–	2	2	
	Э.	<i>Perca fluviatilis</i>	кости	–	9	40	49	
чешуя			–	13	25	38		
Всего видов			моллюски	5	14	15	16	
			рыбы	2	3	5	5	
Всего экз.			мол-ки	рак-ны	10	180	398	588
				кры-ки	4	8	30	42
			рыбы	кости	4	15	83	102
				чешуя	2	16	32	50

\* Bithynia index – отношение количества раковин Bithynia к количеству operculata Bithynia (Alexandrowicz, 1999). E – Экологические группы моллюсков по Alexandrowicz S.W., (1987), Lozek, (1964). Для рыб по местам обитания: Л – лимнофильный, Э – эврипопный.

достаточно изучены (Лебедев, 1960; Маркин, 2003; Аськеев и др., 2011). Коллекция рыб из местонахождения «Бима» содержит: 1 образец скелета, 102 экз. отдельных костных остатков и 50 экз. остатков чешуи, принадлежащих 5 видам рыб из 3 семейств костистых рыб (табл. 1). Кости и чешуя светло-коричневого, темно-коричневого, бурого цвета с разной степенью сохранности. Костные остатки рыб представлены различными элементами скелета с преобладанием костей головы. Определены возраст и размер рыб: обыкновенный карась (*Carrasius carrasius*) – длина (n-4): 4,5; 16,9; 18,7; 19,6, возраст – 3+; 4; язь (*Leuciscus idus*) – длина (n-1): 31, возраст – 6; плотва (*Rutilus rutilus*) – длина (n-6): 4,1; 5,1; 5,2; 7,6; 11,9; 19,1, возраст – 0+; для скелета

восстановленная длина тела – 19 см, 5 лет; обыкновенная щука (*Esox lucius*) – длина (n-9): 8,6; 14,9; 17,4; 18,2; 20,5; 23,4; 28,5; 29,3; 29,7, возраст – 2+; речной окунь (*Perca fluviatilis*) – длина (n-18): 3,1; 3,5; 5,6; 8; 8,1; 12,8; 12,9; 13,1; 13,8; 14,6; 15,2; 15,3; 15,4; 15,7; 16,4; 18,3; 24,9; 30, возраст – 1; 1+; 2; 2+; 3; 3; 3+. Фауна рыб представлена видами, предпочитающими стоячую или медленно текущую воду с хорошо развитой мягкой водной растительностью с участками открытой воды. Тип водоема по численности видов и ихтиомассе определяется как окунево-плотвичный с последующим переходом в щучье-карасиный тип.

**Палеоэкология водоема.** Согласно исследованиям палеоэкологическая обстановка водоема характе-

ризуется: водоем старичного типа – озеро или речная протока, с замедленным течением, с заводьями, чередованием открытых плесов с участками, заросшими мягкой водной растительностью (например, *Traça natans*). Чистая вода, богатая кислородом. Дно глинистое, с заилением, имелись участки дна с песчаными грунтами. Температура воды в летний период в прибрежной части до + 20° – 22°С. В зимний период озеро не промерзало до дна. Максимальная глубина водоема составляла до 2,5–3 м, в среднем 1,5 м. В начале своего существования, согласно составу и размерам малакофауны и ихтиофауны, озеро может быть отнесено к мезотрофному типу. Постепенно водоем начал мелеть, терять связь с рекой, литораль зарастала макрофитами (рогоз, камыш, телорез). Водоем превращался в дистрофный тип с иловыми отложениями, интенсивным разви-

тием растительности, заболачиванием берегов, признаками закисления, невысокой минерализацией, значительным прогревом и низкой насыщенностью кислородом. Наличие в древних озерных отложениях *Valvata sibirica* (слой 8, 9), а так же нахождение в слое 6, расположенного выше слоев озерных отложений, рога лося по морфотипу принадлежащего *Alces brevirostris* (полученный геологический возраст находки – 0,327 млн. лет) (Аськеев и др., 2011), что не противоречит возрасту отложений – середина среднего неоплейстоцена. Для уточнения геологического возраста данного местонахождения необходимо провести ЭПР датирование остатков малакофауны. В заключении стоит отметить, что разрез «Бима» может являться одним из ключевых местонахождений для понимания палеогеографии Волго – Камья в среднем неоплейстоцене.

### Список литературы

1. Аськеев И.В., Аськеев О.В., Монахов С.П., Галимова Д.Н. Палеоихтиологические и палеомалакологические исследования местонахождения «Бима» (Республика Татарстан) // Георесурсы, 2011. № 2 (38). С. 2–9.
2. Лебедев Д.В. Пресноводная четвертичная ихтиофауна Европейской части СССР. Изд-во МГУ, М., 1960. 402 с.
3. Маркин М.С. Ископаемая четвертичная ихтиофауна из местонахождения «Преображенье» (Тамбовская область). Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2003. № 1. С. 163–166.
4. Санько А.Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Беларуси и смежных регионов России, Литвы, Польши (атлас-определитель) / Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси. Минск, 2007. 155 С.
5. Старобогатов Я.И., Богатов В.В., Прозорова Л.А., Саенко Е.М. Моллюски // Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. СПб.: Наука, 2004. Т. 6. С. 9–492.
6. Alexandrowicz S.W. Malacological analysis in Quaternary research. Kwartalnik AGH-Geologia, 1987. V. 13 (1–2). 240 pp.
7. Alexandrowicz S.W. *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) as an indicator of age and deposition environment of Quaternary sediments. Fol. Malacologica, 1999, 7 (2). P. 79–88.
8. Casteel R.W. Fish remains in archaeology and paleo-environmental studies. Studies in Archaeological Science. Academic Press, New York, 1976. 180 pp.
9. Lozek V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpr. Ustr. Ust. Geol., Praha. 1964. 374 pp.
10. Sanko A., Gaigalas A., Velichkevich F., Melešytė M. Malacofauna and seed flora of Butėnai Interglacial in deposits of the Neravai outcrop, South Lithuania. *Geologija*. Vilnius. 2006. No.54. P. 31–41.

# ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА ИСЛАНДИИ | VOLCANO-SEDIMENTARY DEPOSITS OF THE GLACIAL SHELF IN ICELAND

**А.Р. Гептнер**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

*heptner@mail.ru*

**A.R. Geptner**

*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow*

В Исландии в пределах гляциального шельфа и на прилегающей суше в конце плиоцена и в плейстоцене сформировались мощные толщи вулканогенно-осадочных отложений. Эти отложения отличаются рядом характерных особенностей, связанных с извержением вулканов в толще ледникового покрова на побережье или в воде на шельфе. Состав, строение и мощность отложений гляциального шельфа Исландии зависит от того, формируются они в зоне рифтогенеза или на флангах рифтовой системы. Особенности строения и состава шельфовых отложений были выявлены при изучении условий залегания и распространения вулканитов, гиалокластитов, донных морен (тиллитов) и водноледниковых отложений в южной и северной частях рифтовой зоны.

Строение и состав шельфовых отложений Исландии отражают особенности тектонического развития этого района. На севере и юге Исландии там, где современная рифтовая система пересекает шельф, в плиоцене и плейстоцене формировались мощные ритмично построенные вулканогенно-осадочные толщи. Вулканотерригенные осадки здесь переслаиваются с вулканогенными отложениями, в составе которых большую роль играют разнообразные гиалокластиты, тефра, тефроиды, подушечные лавы и субаэральные лавовые покровы.

За пределами активной вулканической зоны отложения шельфа накапливались в основном в процессе разрушения ледниками мощных лавовых толщ наземных извержений (платобазальтов). На востоке и северо-западе Исландии и к западу и юго-западу от острова, там, где ширина шельфа превышает 120 км, на его поверхности отмечены следы интенсивной ледниковой экзарации наземных лавовых толщ, моренные гряды и моренные отложения (Kristjansson, 1979, Jennings et al., 2000).

Специфика вулканогенно-осадочного формирования гляциальных шельфовых отложений особенно ярко проявляется при изучении рыхлых отложений. Вулканические извержения, происходившие в прибрежной обстановке в толще ледниковых покровов, оказывали значительное влия-

ние на формирование состава, условий залегания и текстурно-структурные особенности шельфовых отложений.

Отличия в составе и условиях формирования межледниковых и ледниковых отложений на шельфе связаны с особенностью вулканических извержений, происходивших на суше, в толще ледниковых покровов и в море. В межледниковое время на территории острова, освобождавшейся от ледниковых покровов и на осушенной части шельфа формируются в основном лавовые покровы. Кластогенный материал морских осадков в это время образуется в основном в результате разрушения в зоне абразии скальных обрывов, сложенных лавами. На шельфе накапливаются разнозернистые вулканотерригенные песчаники, галечники, а в прибрежной зоне валунный материал.

Структурно текстурные особенности вулканитов, образующиеся при извержении в толще ледниковых покровов, практически не отличаются от тех, которые формируются на шельфе при извержении в толще воды на небольшой глубине. В том и другом случае наряду с подушечными лавами накапливается огромное количество рыхлых отложений (гиалокластиты и тефры). Существенным отличием подледных извержений от морских является то, что при этом на шельф с селевыми потоками выносятся огромное количество рыхлого вулканокластического материала. В периоды между вулканическими извержениями вулканокластик на шельф поступала с движущимся льдом и с водноледниковыми потоками, переотлагавшими рыхлые вулканические продукты. Свидетелями айсбергового разноса служат галечный и валунный материал, «плавающий» в тонкозернистых осадках.

На юге Исландии в пределах рифтовой зоны на расстоянии десятков километров в разрезах вскрываются переслаивающиеся вулканогенные и осадочные отложения, формировавшиеся на шельфе или на прилегающей суше. Здесь при прослеживании маркирующих горизонтов тиллитов (основных морен) выявлено большое количество эрозионных (троговых) долин, заполненных подушечными лавами и гиалокластитам. В составе

осадочных отложений основную роль играют тиллиты, залегающие на эродированной поверхности подстилающих вулканитов, в виде хорошо прослеживаемых горизонтов. Многочисленные следы ледниковой штриховки на лавах в основании тиллитов и на крупных валунах, заключенных внутри горизонтов тиллитов не оставляют

сомнений в ледниковом происхождении этих отложений. С моренами парагенетически сочетаются линзовидные тела, сложенные в основном переотложенной гиалокластикой, иногда с горизонтальной слоистостью и/или хорошо окатанным валунно-галечным материалом базальтового состава (рис.1).

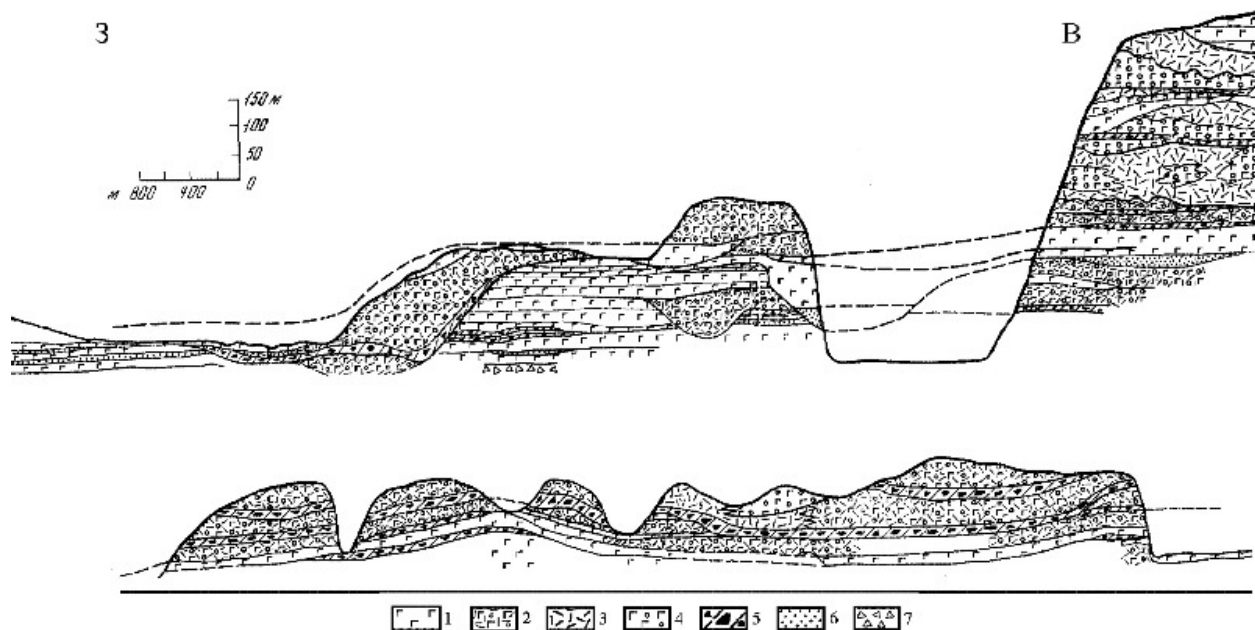


Рис. 1. Соотношение вулканогенных и осадочных (тиллитов) отложений на гляциальном шельфе Южной Исландии.

1 – субаэральные лавовые потоки базальтов; 2 – подушечные лавы и брекчии; 3 – гиалокластиты; 4 – подушечные лавы; 5 – основные морены (тиллиты); 6 – вулканогенно-осадочные отложения; 7 – вулканокласты

#### Список литературы

1. Kristjansson L. The shelf area around Iceland. *Jökull*, 29, 1979. P. 3–6.
2. Jennings, A., Syvitski, J., Gerson, L., Gronvold, K., Geirsdottir, A., Hardardottir, J., Andrews, J., Hagen, S. Chronology and paleoenvironments during the late Weichselian deglaciation of the southwest Iceland shelf. *Boreas*, Oslo, 2000. Vol. 29. P. 167–183.



**АРХЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД  
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПЕЧИ  
БОЛГАРСКОГО ГОРОДИЩА** | **ARCHAEOMAGNETIC INVESTIGATIONS  
TO IDENTIFY THE AGE OF KILN FROM  
BULGAR ANCIENT TOWN**

**Д.М. Гильманова, Л.Р. Косарева, Д.И. Хасанов, С. Спассов, Д.К. Нурғалиев, А.Г. Ситдиков**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия  
Центр физики земли королевского института метеорологии, Брюссель, Бельгия  
di.gilmanova@gmail.com; Lina.Kosareva@ksu.ru*

**D.M. Gilmanova, L.R. Kosareva, D.I. Khassanov, S. Spassov, D.K. Nourgaliev, A.G. Sitdikov**

*Kazan (Volga region) federal university, Kazan, Russia  
Centre de Physique du Globe Institut Royal Météorologique Institut, Bruxelles, Belgique*

В 1970–1980-е гг. на территории Болгарского городища (Республика Татарстан) проводились археологические раскопки выявившие наличие многочисленных археологических объектов различных эпох. Многие из них были датированы различными методами с различной точностью включая радиоуглеродное датирование, датирование по найденным монетам, специфическим орнаментам, составам археологических объектов и т.п. После проведенных исследований многие из объектов были законсервированы. В рамках уникального проекта «Возрождение» направленного на восстановление культурных, духовных, архитектурных и других ценностей древнего города в 2011 г. в ходе геофизических исследований (по результатам площадной высокоточной магнитной съемки) (Отчет ...2011) на территории Болгарского городища была обнаружена законсервированная ранее печь для обжига керамики. Она стала одним из первых объектов археомагнитных исследований.

Последовательное накопление археомагнитных определений параметров древнего геомагнитного поля дает возможность восстановить вековые вариации (SV) элементов земного магнетизма за последние несколько тысяч лет для различных территорий. Результаты и обобщение подобных исследований позволяют использовать археомагнитные данные в качестве инструмента для датирования археологических объектов. В настоящее время эталонные кривые SV получены для территории Франции, Великобритании, Болгарии, Украины, Австрии и некоторых других стран (Kovacheva, 1992; Batt, 1997; Galett et al., 2002; Schnepf, Lanos, 2006 и др).

Для археомагнитных исследований были отобраны два штуфа из донной части глиняной печи для обжига керамики (54.98° N, 49.05° E). Первый штуф был отобран из центральной части печи, второй – ближе к краю. Пространственная ориентация штуфов была проведена с помощью магнитной

буссоли, горного компаса и строительного наклономера. Из отобранных штуфов, на камнерезном станке, были изготовлены кубики с размером ребра 2 см. Всего было изготовлено 59 кубиков. Оставшаяся часть штуфов была использована для магнито-минералогического анализа. Полученные образцы были изучены в лаборатории палеомагнетизма и магнетизма горных пород Казанского (Приволжского) федерального университета и палеомагнитной лаборатории Центра Физики Земли Королевского института метеорологии Бельгии.

Целью исследований являлось определение направления вектора древнего магнитного поля запечатленного в отобранных образцах при последнем прогревании печи до высоких температур. Для этого была проведена чистка образцов переменным магнитным полем. Чистка проводилась на криомагнитометре 2G Enterprises 760–3.0 DC-4K в Бельгии. Часть образцов была подвергнута детальному размагничиванию переменным полем с шагом 5, 10 и 20 мТл от 0 до 140 мТл. Для основной части коллекции магнитная чистка проводилась до 100 мТл с тем же шагом. В результате были получены абсолютные значения магнитных склонения и наклонения, а также остаточной намагниченности.

Для территории Республики Татарстан и смежных областей не существует эталонных кривых SV. Поэтому для археомагнитного датирования были использованы графики, отражающие ход вековых вариаций, полученные ранее для Парижа (Франция 48.85° N, 2.29° E) (Gallet et al., 2002), Киева (Украина 50.4° N, 30.5° E) (Город Болгар ... 1987), Радштадта (Австрия 47.38° N, 13.45° E) (Schnepf, Lanos, 2006), а так же палеомагнитные данные, полученные по голоценовым осадкам о. Асликуль (Россия, Республика Башкортостан, 54.33° N, 54.5° E) (Nurgaliev et al., 1996). Хотя о. Асликуль расположено ближе всего к исследуемому объекту, такие данные требуют особого подхода. Для пересчета значений вектора древнего магнитного поля на

местность эталонных кривых SV использовалась специализированная программа.

Согласно историческим данным, город Болгар возник в 10 веке и просуществовал до середины 14 века. Поэтому датировки, не попавшие в данный временной интервал, исключались. Анализ полученных археомагнитных данных позволяет сделать вывод, что наиболее вероятный возраст печи находится в интервале 1330–1360 гг. Это же подтверждается и археологическими находками – при раскопках вблизи печи были обнаружены монеты, датированные 14 веком нашей эры (1340–1360-е годы) (Город Болгар ... 1987; Янина, 1954).

В Казанском федеральном университете для определения петромагнитных параметров и характеристик образцов печи был проведен магнито-минералогический анализ, включающий в себя коэрцитивную спектрометрию (КС) и дифференциальный терромагнитный анализ (ДТМА).

Анализ коэрцитивных спектров позволяет сделать заключение о наличии магнитомягкой компоненты, связанной с присутствием в образцах магнетита и магнитожесткой – связанной с гематитом.

Морфология диаграмм ДТМА типична для глинистых пород распространенных на территории Татарстана (Kovacheva, 1992) и достаточно однотипна. Однако диаграммы образцов из первого и второго штUFFов различаются. Отличительной чертой первого штUFFа является тот факт, что в процессе лабораторного нагрева до 800°C за счет исходного материала (главным образом гематита и магнетита) формируется тонкодисперсная железоксидная фаза с температурами блокирования до 150°C. Для

второго штUFFа характерно наличие гематита в породе, так как образцы теряют свою намагниченность только при 700 °С. Характерной чертой всех образцов является высокая термическая стабильность во всем диапазоне нагрева. Есть основания предполагать относительно высокотемпературный (>800°C) прогрев этих образцов в прошлом. Это дает уверенность в том, что материал печи «сохранил» направление древнего магнитного поля.

Полученные результаты показывают, что археомагнитный метод датирования является достаточно эффективным инструментом при определении возраста некоторых археологических объектов. Особую важность он имеет в тех случаях, когда применение других методов, в силу различных причин, становится невозможным. Для территории Болгарского городища и Поволжья в целом, проведенные исследования являются новаторскими. Принимая во внимание наличие большого количества археологических объектов на указанных территориях (г. Болгар, г. Биляр, остатки болгарских поселений в Ульяновской области и др.), продолжение работ в данном направлении, в перспективе, позволит значительно расширить временной интервал исследований. А накопление археомагнитных данных по таким объектам станет первым шагом к построению эталонной кривой SV на территории Татарстана.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда «Возрождение» в рамках договора «Модифицированное комплексное изучение археологических объектов по датированию и реконструкции древних городищ Болгар и острова-града Свяжск».

#### Список литературы

1. Город Болгар. Очерки истории и культуры / отв. ред. Федоров-Давыдов Г.А., М.: Наука, 1987, с. 232.
2. Нечаева Т.Б. Основные проблемы археомагнитного датирования. // Проблемы абсолютного датирования в археологии. – М. – Изд-во «Наука», 1972.
3. Отчет «Создание и внедрение новых методов изучения археологических объектов по датированию и реконструкции древних городищ Болгара и Острова-града Свяжск» № договора 41(20–12). Казань, 2011, с. 844.
4. Янина С.А. Джучидские монеты из раскопок и сборов Куйбышевской экспедиции в Булгарах в 1946–1952 гг. / МИА. М., 1954. № 42.
5. Batt С.М. The British archaeomagnetic calibration curve: an objective treatment // *Archaeometry*. 1997. V. 39. P. 153–168.
6. Gallet Y., A. Genevey, M. Le Goff. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2002. V. 131. P. 81–89.
7. Kovacheva M. Updated archaeomagnetic results from Bulgaria: the last 2000 years, *Archaeomagnetic database from Bulgaria: the last 8000 years* // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1992. V. 70, P. 219–223.
8. Nurgaliev D., Borisov A., Heller F., Burov B., Jasonov P., Khasanov D. Ibragimov S. Geomagnetic secular variation through the last 3500 years as recorded by lake Aslikul sediments from eastern Europe (Russia) // *Geophysical Research Letters*, 1996, 23(4): doi: 10.1029/96GL00258. issn: 0094–8276.
9. Schnepf E., Lanos P. A preliminary secular variation reference curve for archaeomagnetic dating in Austria // *Geophys. J. Int.*, 2006. V. 166. I. 1. P. 91–96.

**ПРОЯВЛЕНИЕ ВЫСОКОАМПЛИТУДНОЙ  
НЕОТЕКТОНИКИ В РЕЛЬЕФЕ  
ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО МОРСКОГО ДНА ЗА  
ПЕРИОД 2007–2012 ГГ**

**MANIFESTATION  
OF HIGH-AMPLITUDE NEOTECTONICS  
ON TAMAN PENINSULA  
AND AN ADJACENT SEABED  
DURING 2007–2012**

**Е.А. Глазырин**

ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, Россия  
eaglazyrin@mail.ru

**E.A. Glazyrin**

SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

Площадь Таманского полуострова и прилегающего морского дна Азовского и Черного моря структурно-тектонически соответствует Северо-Таманской зоне поднятий и Керченско-Таманского периклинального прогиба, входящих в систему Предкавказских альпийских (краевых и периклинальных) прогибов и поднятий. Эта территория служит примером ярко выраженных процессов современной эндогенной деформации земной поверхности, что находит прямое отражение в рельефе. Основу деформируемого разреза составляют сравнительно пластичные глинистые отложения палеоген-неогенового возраста.

Основная площадь Таманского полуострова представлена платообразной поверхностью абразионно-денудационного выравнивания, формирование которой связывается с понт-киммерийским и кувальницким периодом воздымания. Возраст значительной части складок позднеплиоценовый-нижнечетвертичный (Блаволин, 1962; Байдов, Дьяконов, 1977).

Практически все линейные антиклинали, а особенно осложняющие их брахиантиклинали, хорошо проявлены в рельефе в виде гряд высотой до 160 м на суше и подводных банок на морском дне. В их ядрах обнажаются породы майкопской серии и среднего миоцена. В береговой зоне антиклинали наиболее активно поражены оползневыми процессами. Это свидетельствует об их продолжающемся интенсивном неотектоническом росте. Примером также служат интенсивные деформации в пределах брахиантиклиналей, вплоть до опрокидывания, культурных слоев на раннепалеолитических местонахождениях плейстоценового возраста (1,6÷0,8 млн. лет) Таманского полуострова (Ранний палеолит..., 2008). Как отражение активной неотектоники с антиклинальными структурами связан грязевой вулканизм, где он приурочен к локальным компрессионным структурам – брахиантиклиналям, реже антиформно деформированным флексурам.

За период 2007–2012 годы службой ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» при выполнении Государственного мониторинга состояния геологической среды на площади Таманского полуострова и прилегающего морского дна зафиксированы различные проявления неотектонической активности, выраженные в высокоамплитудных и высокоскоростных изменениях рельефа.

Наиболее ярким проявлением высокоамплитудной неотектоники служит новейшее тектоническое поднятие морского дна Азовского моря с захватом береговой полосы в районе мыса Каменный, произошедшее в 2011 г. (Попков и др., 2013). Поднятие в сечении имеет выпуклую форму, которая осложнена малоамплитудной (до 2 м) разрывной тектоникой. Эпицентр поднятия проецируется в морскую часть, где его амплитуда оценивается не менее чем в +6 м. Видимая длина вдоль обнажившейся береговой линии составляет 435 м.

Поднятие приурочено к сложно построенной брахиантиклинали м. Каменный, в свою очередь кулисообразно осложняющей одноименную региональную линейную антиклиналь субширотного простирания. На основе геофизических исследований возникновение поднятия рассматривается как стадия зарождения грязевого вулкана.

Поднятие сформировалось за счет пластической деформации глинистого разреза палеоген-неогеновых отложений под воздействием тангенциальных геодинамических напряжений. Главная ось сжатия ( $\sigma_1$ ) – азимут 57°, угол -4°; второстепенная ось сжатия ( $\sigma_2$ ) – азимут 295°, угол -30°; ось растяжения ( $\sigma_3$ ) – азимут 332°, угол 58°. Таким образом, основное направление оси сжатия ( $\sigma_1$ ) при формировании поднятия ориентировано в СВ (антикавказском) направлении с пологим погружением под углом 4°. Выделяемая параллельная система тектонических разломов северо-восточного простирания согласна с направлением выделенной оси главного сжатия и кулисной ориентировкой брахи-

антиклинали м. Каменный. За истекший год здесь произошла разгрузка остаточных тектонических напряжений с формированием отдельных приподнятых блоков с амплитудой до 0,5 м. Обнажившееся морское дно подвергается активной береговой абразии со скоростью до 16 м/год.

Другим широко развитым примером проявления высокоамплитудной неотектоники служит грязевой вулканизм, в том числе подводный. Наиболее известны подводные грязевые вулканы банки Темрюкской и банки Голубицкой (Азовское море).

Подводный грязевой вулкан банки Темрюкской последний раз активно извергался в 2007 году с образованием острова высотой до 1 м. В настоящее время в рельефе морского дна это слабо выраженное и дугообразно изогнутое валообразное поднятие северо-восточного простирания с осевым гребнем. Длина валообразного поднятия с осевым гребнем составляет 2 км, ширина 900 м по изобате 10 м, превышение над дном около 4 м. Осевой гребень поднятия имеет ширину до 75–100 м с превышением до 2 м. На северо-восточном окончании гребня на глубине до 2,8 м на месте размытого острова расположена основная подводная конусная постройка. К северо-востоку (мористее) поднятие тектонически обрывается на изобате 11 м, а к юго-западу (к берегу) постепенно расширяется. На берег Темрюкского залива по простиранию эта структура изобатами трассируется на высоту 40,7 м, что находится между горой Тиздар и станицей Пересыпь. Углы наклона морского дна на основной площади структуры не превышают 1°, лишь в гребневой зоне они могут достигать 5–8°.

Грязевой вулкан банки Голубицкой за прошедший период извергался несколько раз с формированием эфемерных островов за счет быстрого уничтожения волновой абразией.

По данным эхолотирования и сейсмоакустического профилирования на морском дне в районе подводных грязевых вулканов не смотря на активное проявление донной абразии присутствуют частые валообразные поднятия неотектонической природы амплитудой до 1 м, как результат непрекращающейся деформации геологического разреза.

В целом, по данным геофизических исследований грязевулканические аппараты в плане имеют субизометричные, реже линейные формы и состоят, как правило, из нескольких подводных каналов и сопровождаются паразитическими аппаратами. Анализ сейсмоакустических разрезов указывает на периодическую грязевулканическую активность, прерываемую периодами размыва подводных грязевулканических аппаратов. Возобновление грязевулканической деятельности сопровождается ростом (вертикальным компрессионным выжиманием) вмещающих структур, подновлением старых

или/и образованием новых каналов разгрузки. Выраженность грязевых вулканов в рельефе дна является не только следствием поставки грязевулканического материала, но и, в значительной мере, тектонической деформацией существенно глинистого палеоген-неогенового разреза.

В пределах таманского сектора черноморского шельфа выделяются хорошо выраженные в рельефе морского дна брахиантиклинальные структуры в виде подводных банок (банки Аксенова, Вольского, Андреева, Савенко и др.). Такая выраженность в рельефе в зоне действия активной донной абразии свидетельствует о непрекращающемся тектоническом росте данных структур. В ядрах брахиантиклиналей присутствуют субвертикальные участки потери сейсмоакустического сигнала за счет флюидизации разреза и нарушения его сплошности.

В 2012 г. для Таманского полуострова впервые начато исследование деформации земной поверхности по методу дифференциальной интерферометрии на основе радарной спутниковой съемки. В настоящее время получены только первые результаты в виде рассчитанных абсолютных амплитуд и скоростей деформаций, которые основаны на коротком периоде наблюдений (3 месяца). В них присутствует значительная доля высокочастотных и амплитудных помех, вызванных агротехническими и вегетационными изменениями сельхозугодий, антропогенными изменениями.

Тем не менее, уже на этом этапе устанавливается тесная площадная корреляция значений вертикальных смещений земной поверхности с неотектоническими структурами. Практически все площади с максимальными положительными скоростями смещений совпадают с антиклинальными структурами. Особенно это четко проявлено для Северо-Таманской зоны поднятий, где площади положительных скоростей смещений совпадают с растущими антиклиналями, а отрицательных – с синклиналиями понижениями. За столь короткий период наблюдений нашел отражение в амплитуде и скорости деформаций ряд неотектонических особенностей развития территории:

- в районе мыса Каменного хорошо проявился новейший тектонический разлом, выявленный при геолого-геофизическом изучении поднятия мыса Каменного;
- хорошо выделяется классическое для вулканических аппаратов концентрически-зональное и радиально-лучистое строение активного грязевого вулкана горы Горелая. На северо-западном фланге дешифрируется активный разлом, ограничивающий грязевулканическую структуру;
- в районе мыса Пеклы и одноименного грязевого вулкана площадь активного поднятия совпадает



с Кучугурской антиклиналью, осложняющей региональную антиклиналь мыса Каменного;

– хорошо выделяется растущая в рельефе и изогнутая в плане Фонталовская антиклиналь. В районе ее изгиба в рисунке вертикальных скоростей просматривается узкая градиентная полоса северо-западного простирания, указывающая, возможно, на активный разлом.

Дальнейшее исследование деформации земной поверхности по методу дифференциальной интерферометрии позволит рассчитать средние скорости современных деформаций поверхности земной поверхности для всей площади Таманского полуострова.

Таким образом, площадь Таманского полуострова и прилегающего морского дна Азовского и Черного моря характеризуется активными и градиентными неотектоническими деформациями земной поверхности. Скорость деформаций в большинстве своем превышает скорость эрозионно-денудационных и абразионных процессов, что находит свое отражение в особенностях рельефа территории. На этом фоне выделяются весьма скоротечные (скачкообразные) очень интенсивные и высокоамплитудные локальные деформации поперечником в сотни метров и превышающие среднегодовые скорости в несколько порядков.

### Список литературы

1. Байдов Ф.К., Дьяконов А.И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности меловых отложений Таманского полуострова и южной части Азовского моря // Геология нефти и газа, 1977. № 1. С. 25–29.
2. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд. АН СССР, 1962. 192 с.
3. Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А., Попков И.В. Катастрофическое тектоническое событие лета 2011 г. на Таманском полуострове // Доклады Академии Наук, 2013. Т. 448. С. 680–683.
4. Ранний палеолит Евразии: новые открытия: Материалы международной конференции (Краснодар – Темрюк, 1–6 сентября 2008 г.). Ростов-на-Дону, 2008. 208 с.

**МОРСКИЕ КАРТИРОВОЧНЫЕ  
СКВАЖИНЫ КАК КЛЮЧ К ИЗУЧЕНИЮ  
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА  
АЗОВСКОГО МОРЯ** | **SEA KARTIROVOCHNY WELLS  
AS KEY TO STUDYING  
OF THE QUATERNARY PERIOD  
OF THE SEA OF AZOV**

**Е.А. Глазырин, А.А. Шейков**

ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, Россия  
*eaglazyrin@mail.ru, sheykovaa@ymg.ru*

**E.A. Glazyrin, A.A. Sheykov**

SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

Четвертичные отложения Азовского региона изучены (стратиграфия, палеогеография, палеоэкология, геоморфология) главным образом на основе сухопутных и береговых разрезов. В пределах российской акватории Азовского моря четвертичные отложения изучены несравненно хуже в связи с их малой доступностью. В настоящее время речь идет лишь об использовании керна трубок длиной максимум до первых метров. Вместе с тем, исходя из условий формирования и полноты разреза седиментационного бассейна, именно четвертичные отложения акватории Азовского моря могут быть наиболее информативными для изучения истории четвертичного периода юга России.

В 2014 г. Государственный научный центр ФГУГП «Южморгеология» заканчивает геологическую съемку масштаба 1: 200 000 морской части российского сектора Азовского моря, проводимую по государственным контрактам (10/01/13–50; 27/01/13–16; 31/01/13–39; 37/01/13–59; 41/01/13–49) в рамках программы создания Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000 второго поколения (Госгеолкарта-200/2). На настоящий момент апробировано в Научно-Редакционном Совете «Роснедра» и подготовлено к изданию три листа «суша-море» Госгеолкарты-200/2 – L-37-XIV, L-37-XIX, L-37-XX. В процессе выполнения работ по ГСШ-200 и ГДП-200 в российском секторе Азовского моря пробурено 28 морских картировочных скважин глубиной от 6 до 42 м и общим объемом 615,5 погонных метров (рис. 1). Они в различной степени вскрыли четвертичный разрез, представленный отложениями различных генетических типов – морских, лимнических, аллювиальных, континентальных, грязевулканических и др. В возрастном интервале вскрыты новоазовские, древнеазовские, новоэвксинские, карангатские, древнеэвксинские, чаудинские и апшеронские? отложения, а также кора выветривания по известнякам сарматского возраста. Обилие встреченных по керну фаунистически не охарактеризованных

слоев, переотложенных и перемытых отложений вызывает определенные трудности в идентификации и стратификации вскрытого четвертичного разреза. Наиболее часто встречаются неопределимые раздробленные обломки раковин моллюсков, фаунистически не охарактеризованные и переотложенные лессы, пески. Обусловлено это многочисленными трансгрессивно-регрессивными колебаниями в Азовском регионе, что и находит свое отражение в керне морских картировочных скважин.

Скважины заданы с целью максимального пересечения разреза четвертичных отложений. Пробурены они на типовых структурно-геоморфологических участках морского дна и в пределах наиболее информативных интервалов на комплексных геофизических профилях. Использовались данные комплексирования следующих геофизических методов:

- сейсмическое профилирование 2Д высокого разрешения, глубинность исследований до 1000 м, разрешающая способность 5 м (при глубинности до 500 м) и 10–20 м (в интервале глубин от 500 до 2000 м);
- низкочастотное сейсмоакустическое профилирование с глубинностью исследований до 15–250 м, разрешающей способностью 1,5–3 м;
- высокочастотное сейсмоакустическое профилирование с глубинностью исследований 5–15 м, разрешающей способностью 0,25 м;
- многоканальное сейсмопрофилирование методом ВЧ-сейсмоакустики МОВ и МПВ, с глубинностью исследований до 450–700 м, разрешающей способностью 5 м.

Соответственно, полученные скважинами пересечения подкреплены регулярной сетью геофизических профилей, позволивших проводить площадную корреляцию разрезов.

Учитывая научно-практическую ценность полученного кернового материала в настоящее время в ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» проводится постановка на хранение керна этих скважин для

возможности его дальнейшего использования. Для каждой скважины дополнительно составляется паспорт, включающий в себя следующую информацию: сведения о месте заложения и параметрах скважины; полевой журнал геологической документации; итоговый геологический разрез (колонка) по скважине; фотодокументация керна; результаты анализа проб и др. Первичные полевые материалы,

в том числе геофизических работ, сданы на постоянное хранение в Морской филиал ФГУНПП «Росгеолфонд» (Моргеобанк).

Таким образом, мы надеемся, что проводимые мероприятия позволят обеспечить системное использование ценного керна морских картировочных скважин для решения фундаментальных проблем квартера Азовского моря и юга России.



Рис. 1. Схема расположения морских картировочных скважин в Российском секторе Азовского моря

**РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТОВ  
НА РУССКОЙ РАВНИНЕ  
В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ** | **LANDSCAPES DEVELOPMENT  
ON THE RUSSIAN PLAIN  
DURING THE MIDDLE PLEISTOCENE**

**Н.И. Глушанкова**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
ni.glushankova@mail.ru*

**N.I. Glushankova**

*Moscow State University, Moscow, Russia*

В последние десятилетия, в связи с возросшей интенсивностью антропогенной деятельности и возникших при этом изменений отдельных компонентов природной среды, резко возрос интерес не только к современному состоянию биосферы, но и к ее изменениям в прошлом с целью выработки долгосрочного прогноза возможных изменений, сохранения ландшафтного, биологического, в том числе почвенного, разнообразия.

Обобщение материалов многолетнего палеогеографического исследования опорных разрезов плейстоцена ряда восточноевропейских страторегионов позволило выявить сложнейшую динамику изменений природной среды, обусловленную последовательной сменой 9 теплых и относительно теплых эпох (7 межледниковых и 2 интерстадиальных) и 8 разделяющих их холодных (ледниковых или приравненных к ним похолоданий ледникового ранга) эпох; реконструировать 17 палеогеографических этапов в развитии природной среды и не менее 9 существенных перестроек почвенного покрова на протяжении последних 0,78 млн. лет. Наиболее полная и достоверная информация о среднеплейстоценовом педогенезе и природной среде была получена при изучении опорных разрезов, заложенных на междуречных пространствах и древних террасах: в Лихвинском (в бассейне Оки); Михайловке (в бассейне Сейма); Урыве, Коротояке, Коростелево, Моисеево (в бассейне Дона); Чирково (в бассейне Суры); Речное, Татарской Чишме, Тиганах, Коминтерне, Раздольном, Рыбной Слободе и др. (в бассейне Нижней Камы). В них были изучены хорошо сохранившиеся почвы межледниковых эпох, отражающие в строении профиля характерные черты разновозрастного почвообразования и присущие им морфотипические признаки (Агаджанян, Глушанкова, 1989).

Разрез лессово-почвенной серии среднего плейстоцена венчают отложения днепровского возраста, представленные: мореной в бассейнах Десны, Оки; типичными лессами в бассейнах Сейма, Дона; лессовидными суглинками и супесями в бассейне Средней Волги, Нижней Камы. Окская ледниковая

эпоха конца раннего плейстоцена сменилась одним из наиболее значительных потеплений среднего плейстоцена – лихвинским межледниковьем (~455–360 тыс. л.н.), коррелируемым с межледниковьем гольштейн Западной Европы. Большой части межледниковья были свойственны более мягкие климатические условия, чем современные, которые благоприятствовали развитию теплолюбивой растительности. В фазу климатического оптимума межледниковья на территории Русской равнины преобладали лесные ландшафты. От бассейна Верхней Волги до северной границы степей располагалась обширная зона хвойно-широколиственных лесов, с доминированием граба и значительным содержанием пихты (Гричук, 1989). Формирование почвенного покрова, представленного инжавинской ископаемой почвой, лихвинский возраст которой определен наличием в ней микрофауны сингильского комплекса (Маркова, 2004), происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове имели почвы с генетическим профилем, дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу с признаками поверхностного оглеения. Ведущую роль в их формировании играли лессиваж и элювиально-глеевые процессы. Близкими современными аналогами могли быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми и бурыми лессивированными почвами). Южнее 52°с.ш., в почвенном покрове лесостепных ландшафтов преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. Заметную роль в их развитии играли процессы оглинивания *in situ* и аккумуляции углекислых солей. На границе лесостепи и степи в почвенном покрове доминировали почвы, близкие современным черноземам. Южная граница лесостепи в эпоху формирования инжавинской почвы примерно совпала с ее современным положением (Глушанкова, 2008).



Переход от лихвинского межледниковья к днепровской ледниковой эпохе на Русской равнине характеризовался неоднократной сменой похолоданий и потеплений и соответствующих им ландшафтно-климатических условий на протяжении длительного этапа (~340–200 т.л.н.). В наиболее суровые фазы калужского похолодания на территории Верхней Оки и Верхнего Дона господствовали ландшафты перигляциальной тундры, лесотундры, тундро-лесостепей и тундро-степей. Приледниковые районы были ареной расселения бореально-лесных растений, крио- и ксерофитов. В южной части внеледниковой зоны Русской равнины в это время доминировали ландшафты лесостепей и степей (Гричук, 1989; Болиховская, 2004).

Калужское похолодание сменилось второй среднеплейстоценовой межледниковой эпохой (~340–280 т.л.н.), на протяжении которой сформировался почвенный покров, представленный горизонтом полигенетической каменной почвы, содержащий микротериофауну хазарского комплекса (Маркова, 2004). Почвенный покров каменной эпохи характеризуется доминированием лесных текстурно-дифференцированных почв – древних аналогов современных дерново-подзолистых, серых лесных на севере Русской равнины. Основным фон почвенного покрова в ландшафтах центральных и восточных регионов равнины составляли возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, черноземовидных почв луговых степей, выщелоченных черноземов. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинение *in situ* и гумусонакопление. На протяжении всего межледниковья формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, господствующие позиции в которых занимали елово-липово-вязово-дубовые леса. В бассейне Верхнего Дона формирование почвенного покрова происходило в ландшафтах лесостепи с участками липово-грабово-дубовых и березово-сосновых лесов на ранней стадии развития, а на последующей – под разнотравно-злаковыми степями и участками грабово-дубовых лесов, березняков и ольшаников, а в наиболее гумидную лесную фазу – под дубово-грабовыми, сосново-березовыми и ольховыми лесами. Последующее похолодание привело к господству в северных ледниково-перигляциальных ландшафтах Русской равнины перигляциальных тундр, лесотундр и степей. Флора доминировавшей на Верхней Оке перигляциальной лесотундры была близка флоре предшествующего калужского похолодания, отличаясь от него меньшим разнообразием криофитов.

В ландшафтах Нижнего Днестра в эпоху похолодания господствовала безлесная растительность (Болиховская, 2004).

В последнюю эпоху среднеплейстоценового потепления (~260–220 т.л.н.), в почвенном покрове Русской равнины формировались почвы с монолитным, слабодифференцированным профилем, без признаков иллювиирования материала, в различной

степени оглеенные и криотурбированные. По сравнению с более древними среднеплейстоценовыми почвами, они менее четко характеризуются, как в генетическом, так и в климатостратиграфическом плане. Некоторые исследователи выделяют их как самостоятельное образование, придавая им межледниковый ранг (А.А. Величко и др.), а другие трактуют их как межстадиальное образование (В.П. Ударцев, К.Г. Длусский и др.). Пространственная неоднородность почв, генетические особенности которых специфичны, менее отчетливо выражена по сравнению с почвами более древних среднеплейстоценовых эпох. В северных разрезах Волынской возвышенности, Днепровской низменности, Окско-Донской равнины почва сильно нарушена и на этом уровне выделяется оглеенное, криотурбированное образование со слабой сохранностью профиля. Возможно, это связано с активным последующим воздействием на профиль почвы экзогенных процессов в перигляциальной зоне днепровского оледенения. Можно предположить, что возможные современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) роменского этапа находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры (Величко и др., 2004). Четкие морфотипические признаки роменской почвы установлены в почвенном покрове южной половины Русской равнины, где она представлена ярко бурой или красновато-бурой почвенной толщей с карбонатным горизонтом в основании. В ней выявлены микроморфологические признаки процессов оглинения *in situ* без перемещения продуктов почвообразования по профилю. На юго-западе равнины им свойственна значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей, высокая биогенная активность на фоне слабого гумусонакопления. Это сближает их с современными коричневыми почвами субаридных средиземноморских ландшафтов. Бедная по составу хазарская микротериофауна из кротовинного горизонта роменской почвы в разрезе Прилуки и представленная остатками *Citellus* sp., *Lagurus* aff. *transiens*, *Lagurus lagurus*, указывает на существование в долине р. Сулы во время формирования почвенного покрова заключительной эпохи среднеплейстоценового педогенеза открытых ландшафтов (Маркова, 2004). Согласно палинологическим данным, облесенность ландшафтов

центральных и западных регионов Русской равнины в рассматриваемую эпоху была значительной. В оптимальную фазу в бассейне Оки были распространены светлохвойные (из сосны и лиственницы) и темнохвойные леса. В бассейне Дона преобладали грабово-дубовые леса с грабинником, хмелеграбом, дубом пушистым и тамариском во втором и кустарниковом ярусах, ольховые и хвойно-березовые леса, в травяно-кустарничковом покрове которых преобладали разнотравно-злаковые сообщества (Болиховская, 2004).

Днепровская ледниковая эпоха (~220–130 т.л.н.), пришедшая на смену теплым эпохам, является максимальной в среднем плейстоцене. Наиболее ранние криогенные деформации отмечаются в романской почве. Днепровское оледенение оказало дополнительное охлаждающее влияние на климат

приледниковых районов, где в это время доминировали перигляциальные ландшафты. Подобно другим ледниковым эпохам, в эпоху днепровского оледенения максимальное распространение имели тундростепи. Зональные и провинциальные различия были выражены довольно слабо. Приледниковые ландшафты Верхней Волги представляли собой перигляциальные тундры и лесотундры. На Верхней Оке и Верхнем Днепре господствовали тундростепи, протягивающиеся в долину Верхнего Дона, где они комплексировались с тундро-лесостепями. Южнее в экстрагляциальных областях в это время преобладали перигляциальные степи и лесостепи. (Болиховская, 2004).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12–05–00372а).

### Список литературы

1. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена бассейнов Днепра, Дона и Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.
2. Болиховская Н.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 561–582.
3. Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия РАН. Серия геогр, 2004. № 1. С. 7–25.
4. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск, Москва. Изд-во «Маджента», 2008. 348 с.
5. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
6. Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 583–588.

**ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ  
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ В БАССЕЙНЕ  
СРЕДНЕЙ ВОЛГИ**

**CHETVERTICHNAJA STRATIGRAPHIA  
AND THE HISTORY OF DEVELOPMENT  
GLACIER OUTSIDE OF ZONES IN POOL OF  
AVERAGE VOLGA**

**Н.И. Глушанкова<sup>1</sup>, А.К. Агаджанян<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия  
*ni.glushankova@mail.ru*

**N.I. Glushankova<sup>1</sup>, A.K. Agadjanian<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Paleontological Institute RAN, Moscow, Russia

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений, их периодизация, корреляция в целях палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съёмочных и поисковых работах. Проведенное в последнее десятилетие комплексное изучение вновь выявленных опорных разрезов плейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья: на левобережье Волги, в низовьях Оки, Камы (разрезы Тиганы, Заплатино, Павлово, Варез, Бармино, Городец, Рыбная Слобода, Татарская Чишма, Речное, Коминтерн, Раздольный и др.), по Сура (Чирково, Кученяево, Кивать и др.), Свияге (Аттиково, Апастово), Теше (Березовка), Пьяне (Дубенское), Юнге (Еласы), Сундовику (Шахманово, Баранниково и др.), Ветлуге (Красные Баки) и др. позволило собрать, проанализировать и обобщить новый фактический материал и в соответствии с ним рассмотреть особенности геологического строения плейстоценового покрова, провести палеогеографические реконструкции, выполнить поэтапный сравнительный анализ главных компонентов природной среды, сделать выводы по некоторым вопросам стратиграфии, условиям формирования новейших отложений, а также истории палеогеографического развития исследованной территории.

Большой вклад в изучение плейстоценовых отложений Волжско-Камского региона был сделан Г.И. Горецким, А.И. Москвитиним, Е.И. Милановским, Г.Ф. Мирчинком, А.Н. Мазаровичем, Е.В. Шанцером, А.П. Дедковым, Ю.А. Лаврушиным и др. Анализ геологической изученности Среднего Поволжья показывает, что наименее разработанной и до сего времени дискуссионной является стратиграфия и палеогеография субаэральных образований и палеонтологическое обоснование субаквальных отложений. В основу стратиграфо-хронологического

расчленения субаэральных отложений были положены: установленные естественноисторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов плейстоцена. Выявленное своеобразие позволило уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и их комплексы не только в одном разрезе, но и благодаря генетической связи между почвами в древних почвенных покровах, проследить неразрывно на значительные расстояния. Пространственная выдержанность палеопочв, наличие в опорных разрезах лёссово-почвенных серий, составляющих до 80 % их мощности, обнаруживающих черты принципиального генетического сходства в строении средне – верхнеплейстоценовой толщи, разнообразие в проявлении фациальных связей разновозрастных горизонтов лёссовидных суглинков и палеопочв с горизонтами аллювиальных комплексов, ледниковых отложений создали необходимые предпосылки для проведения ближней и дальней корреляции. Это позволило также установить местные (провинциальные) особенности структуры субаэральных отложений средневолжского региона и своеобразие в проявлении почво- и лёссообразования во времени и пространстве.

Ранний плейстоцен в бассейне Средней Волги представлен аллювиальными отложениями, изученными в разрезах Речное, Заплатино, Березовка, Чирково и др. Их датировка установлена по микротериофауне, видовой состав которой отвечает ранней фазе тираспольского фаунистического комплекса (Агаджанян и др., 1989, 2003). Позднетираспольская межледниковая фауна и воронская ископаемая почва мучкапского межледниковья (ИКС 15) обнаружены соответственно в аллювии IV надпойменной террасы рек Барыш

и Камы. Межледниковый почвенный покров, представленный хорошо выраженной почвой, развитой и перекрытой аллювием с остатками мелких млекопитающих тираспольского комплекса, изучен в разрезе Речное. Морфологическое своеобразие тяжелосуглинистого профиля (A1-BCa) и выявленные литолого-геохимические особенности позволяют предположить черноземовидный генезис палеопочвы, прошедшей луговую стадию в своем развитии (Глушанкова, 2008). Холодная эпоха второй половины раннего плейстоцена представлена мореной донского оледенения, имеющей повсеместное распространение в бассейнах Ветлуги, Нижней Оки, Теши. Делювиально-солифлюкционные суглинки окского времени охарактеризованы в разрезе Чирково (бассейн Суры).

По сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных, а также результатов непосредственного прослеживания и хроностратиграфической корреляции выделенных горизонтов, имеющих черты принципиального генетического сходства, в лессово-почвенной серии окско-днепровского интервала в бассейне Средней Волги установлено три хорошо выраженных горизонта ископаемых почв, сопоставляемых с 11, 9, 7 ИКС и относящихся к теплым эпохам среднего плейстоцена. Согласно проведенным исследованиям, в основании среднеплейстоценовой лессовой толщи в разрезях Коминтерн, Раздольный, Чирково, Татарская Чишма и др. выделяется полнопрофильная инжавинская палеопочва лихвинского межледниковья (ИКС 11). По микротериологическим данным установлена ее принадлежность к этапу развития сингильского фаунистического комплекса (Маркова, 2004). Морфологические особенности строения, а также данные гранулометрического и химического состава палеопочвы на ключевом участке Коминтерн свидетельствуют о ведущей роли в ее развитии на ранней стадии процессов элювиально-иллювиальной дифференциации, свойственных широкому спектру современных почв лесного и лесостепного генезиса, а на поздней – интенсивного гумусонакопления (Агаджанян, Глушанкова, 1989, 2003; Глушанкова, 2003).

Залегающая выше по разрезу полигенетическая палеопочва, нарушенная криогенными деформациями, по ряду морфотипических признаков и положению в разрезях Чирково, Коминтерн, Раздольный, Татарская Чишма и др. сопоставляется с почвами постлихвинского – каменского – межледниковья (ИКС 9), ранее изученных авторами в бассейнах Сейма, Оки, Дона. В бассейне Средней Волги она является маркирующим горизонтом среднеплейстоценовой лессово-почвенной серии. Двухфазное формирование педокомплекса происходило в условиях относительно равновесного соотношения тепла

и влаги, высокой биопродуктивности, но в отличие от типичных степных почв при более значительном увлажнении. По своим свойствам и генезису палеопочвы, составлявшие основной фон почвенного покрова на междуречных пространствах в каменское межледниковье, близки брүниземам – почвам прерий суббореального пояса.

На вышележащих перигляциальных осадках, почти полностью переработанных педогенными процессами, залегает палеопочва, в монолитном профиле которой отсутствует четкая дифференциация минеральной массы. В большинстве опорных разрезов (Чирково, Татарская Чишма, Раздольный, Коминтерн и др.) она сближена с каменной палеопочвой. По своим морфотипическим признакам она сопоставляется с роменской почвой (ИКС 7) бассейнов Оки, Сейма, Дона. Основываясь на морфологических и аналитических данных, можно предположить, что в заключительную эпоху среднеплейстоценового педогенеза почвообразование происходило под воздействием процессов огливания, ожелезнения, гумусонакопления. Кровля палеопочвы нарушена криогенными деформациями, связанными с днепровской холодной эпохой (ИКС 6), представленной во внеледниковых разрезах буровато-коричневыми суглинками и супесями.

В позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии, представленной в большинстве изученных опорных разрезов бассейна Средней Волги, выделено три горизонта ископаемых почв, отвечающих разновозрастным, качественно различным построению почвенного покрова, эпохам интенсивного педогенеза. Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей палеопочв, подтвержденных биостратиграфическими данными, установлено их соответствие микулинскому межледниковью (ИКС 5e); крутицкому и брянскому интерстадиалам. В основании позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии залегают почвы микулинского межледниковья и крутицкого интерстадиала, образующие сложнопостроенный педокомплекс, сопоставляемый с мезинским центральных регионов лессовой области Русской равнины. Почвы педокомплекса нарушены криогенными деформациями смоленской фазы криогенеза ранневалдайского возраста. Структура почвенного покрова в микулинское межледниковье характеризовалась сложным сочетанием нескольких почвенных типов. На водораздельных пространствах формировались почвы, которые можно идентифицировать с современными серыми лесными почвами в сочетании с черноземами (типичными, выщелоченными), лугово-черноземными почвами. В древних западинах, в условиях дополнительного увлажнения, почвообразование происходило по элювиально-иллювиальному и элювиально-глеевому типам. Такие почвенные комбинации



характерны, подобно современным, также и для древних лесостепных ландшафтов.

Выявленные морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества, характеризующие почвообразование крутицкого интерстадиала, указывает на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировало гумусонакопление. В строении почвенного покрова наблюдалась гомогенность и монотонность, отражающие гиперзональный характер природной среды этого палеогеографического этапа позднего плейстоцена. Особенностью почв крутицкого интерстадиала является значительная нарушенность их профиля криогенными процессами ранневалдайской фазы криогенеза (смоленская фаза «б»).

Внутри валдайской лессовой толщи, залегающей над мезинским педокомплексом, наиболее четким

стратиграфическим горизонтом, выделенным в разрезах Среднего Поволжья, является ископаемая почва, которая по сходству основных признаков строения и положению в опорных разрезах относится к почвам брянского интерстадиала. В образовании почвенного покрова рассматриваемой эпохи, имеющего близкое к гиперзональному строение, активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрпочвенного выветривания, оглеения, накопления углекислых солей. Сочетание ряда признаков говорит о том, что формирование почв происходило в условиях континентального климата с холодным этапом в конце, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающей провинциальные изменения увлажнения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372а).

#### Список литературы

1. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена бассейнов Днепра, Дона, Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.
2. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природные условия плейстоцена в бассейне Средней Волги // Почвоведение, 2003. № 4. С. 389–397.
3. Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Опорные разрезы плейстоцена в перигляциально-лессовых областях бассейнов рек Нижней Камы и Суры // Известия РГО, 2003. Т. 135. Вып. 6. С. 16–29.
4. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск. Москва: Изд-во «Маджента», 2008. 348 с.
5. Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных экосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 583–598.

РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  
НА ЮГЕ НИЖНЕЙ ВОЛГИ  
В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ  
ПАЛЕОТЕРИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

RECONSTRUCTION  
OF PALEOECOLOGIC CONDITIONS AT  
THE SOUTH OF LOWER VOLGA REGION  
DURING THE MIDDLE  
AND LATE NEOPLEISTOCENE ON BASIS  
OF PALEOTHERIOLOGIC DATA

М.В. Головачев

Астраханский государственный объединенный историко-архитектурный музей-заповедник, Астрахань, Россия  
Golovacheva.7114@mail.ru

M.V. Golovachev

Astrakhan State Joint Historic-Architectural Museum and Reserve, Astrakhan, Russia

Береговые обнажения, вскрывающиеся по правому берегу р. Волга на севере Астраханской области являют собой классический образец естественных стратиграфических срезов, сложенных рыхлыми плейстоценовыми отложениями с наличием характерных палеонтологических объектов.

Чередование морских и континентальных отложений свидетельствует о неоднократных трансгрессиях и регрессиях древнего Каспия на протяжении среднего и позднего неоплейстоцена, что не могло не отражаться как на палеоландшафтных ситуациях, так и на климатических особенностях, в различные континентальные периоды, развивавшихся при разном уровне подпора воды.

Средний неоплейстоцен, начавшийся с миндельрисского межледниковья, характеризуется теплым климатом – деградировали тундры, возрастала облесенность территорий, теплолюбивые растения проникали далеко на север. Развившееся последующее рисское оледенение стало максимальным в плейстоцене. Для вюрмского оледенения характерно максимальное развитие многолетней мерзлоты с исключительно низкими температурами воздуха при незначительном развитии ледниковых покровов, максимальная деградация лесов с развитием тундростепи и иссушение климата, приведшее к широкому распространению эоловых отложений (Величко, 1973, 1990; Лазуков, 1980; Чистяков, 2000).

Из сингильских отложений Нижней Волги определены остатки холодолюбивых растений: кустарниковая берёза, вахта трёхлистная и др. Определены остатки ели, берёзы древовидной, а также луговой, болотной и степной растительности, что свидетельствует о значительном похолодании (Дорофеев, Никитин, 1953).

По фоссильным остаткам из сингильских слоев В.И. Громовым, Л.И. Алексеевой, Э.А. Вангенгейм (1965) выделен сингильский комплекс млекопитающих. Эта ассоциация коррелируется с лихвинским межледниковьем, что не соответствует

палеоботаническим заключениям о холодном климате времени аккумуляции сингильских отложений. Видовой состав сингильского териокомплекса (из разреза у с. Райгород, Волгоградская обл.) представлен *Palaeoloxodon antiquus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Camelus* cf. *knoblochi*, *Megaloceros* sp., *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Eguus* sp. (ex gr. *caballus*), *Elasmotherium sibiricum* (Хромов и др., 2000). При этом, А.А. Хромов такие виды как *Mammuthus chosaricus*, *Camelus knoblochi* и *Saiga tatarica* считает редкими для этой ассоциации животных. В сингильской фауне встречаются так же «*Dicerorhinus*» (= *Stephanorhinus*) *kirchbergensis*, *Cervus elaphus*, быки родов *Bison* и *Bos* (Громова, 1932; Алексеева, 1969). Алексеева (1977, 1990) считает *B. priscus longicornis* не характерным для сингильской фауны. К.К. Флеров предлагает считать *B. priscus longicornis*, выделяемого Громовой, синонимом *B. priscus priscus*. К руководящим формам хазарской фауны В.И. Громов (1935) относил *Mammuthus chosaricus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus* и *Camelus knoblochi*.

Астраханская область географически расположена на территории Прикаспийской низменности, а значит южнее и ниже (относительно уровня мирового океана) Волгоградской области, что не могло не отражаться, как на палеоклиматических особенностях региона, так и на видовом составе ископаемых фаунистических комплексов.

Накопившийся фактический материал последних лет находок фоссильных остатков крупных травоядных млекопитающих с территории Астраханской области показывает наличие больше схожих черт, чем различий между фаунистическими сообществами, происходящими из «сингильских» и вышележащих «хазарских» слоев. Списочный состав крупных травоядных млекопитающих по фоссильным остаткам, происходящим из сингильских глин и хазарского аллювия, представлен одними и теми же видами: *Mammuthus chosaricus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Stephanorhinus kirchbergensis*,

*Megaloceros giganteus*, *Cervus elaphus*, *Camelus knoblochi*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, причем в обоих случаях *Mammuthus chosaricus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica* являются доминирующими видами. Самым массовым материалом являются остатки *Bison priscus*. Различия между ассоциациями проявляются в основном в изменении экологической направленности (спецификации) отдельных видов.

По результатам полевых исследований экспедиции Астраханского музея-заповедника достоверных находок *Palaeoloxodon antiquus* для территории Астраханской области не выявлено. Для *Mammuthus chosaricus* можно выделить раннюю (архаичную) и позднюю (более продвинутую) формы, отличающиеся количеством и частотой зубных пластин и толщиной эмали. Находки зубов ранней формы *M. chosaricus* типичны в сингильских отложениях и никогда не были отмечены нами из хазарского аллювия. В июле 1996 г. близ с. Черный Яр в сингильских глинах был обнаружен почти полный скелет *Mammuthus cf. chosaricus* (Головачев, 2011). Сохранившиеся нижнечелюстные зубы имеют большое количество цемента в межпластинчатых промежутках, характерное для ранней формы и свидетельствующее об увеличенной доле древесного компонента в пищевом рационе. Такое строение зубов способствовало лучшему перетиранию смешанного корма при увеличении в нем содержания кустарниковых форм (Н.В. Гарутт, 1998). Зубы поздней формы *M. chosaricus*, встречающиеся в хазарском аллювии и в вышележащих ательских супесях, имеют большее количество пластин и меньшее количество цемента в межпластинчатом пространстве, что свидетельствует об адаптации к степным условиям и преобладании травянистых кормов в рационе. Из черныярских погребенных почв достоверных находок остатков мамонтоидных слонов нами не зафиксировано.

Ревизия черепов *Bison priscus* из коллекции Астраханского музея-заповедника показала принадлежность остатков двум подвидам: *Bison priscus cf. gigas* и *B. priscus cf. priscus* (по Флеров, 1979). Для *B. priscus cf. gigas* можно выделить раннюю и позднюю формы: ранняя форма отличается выпуклым в поперечном направлении лбом, опущенными основаниями рогов и массивными по всей длине роговыми стержнями; поздняя имеет плоскую лобную поверхность, основания рогов находятся в одной плоскости с лобной, роговые стержни длинные, слабоизогнутые и не провисают по середине вниз, как у ранней формы. Для *B. priscus cf. priscus* так же выделены две формы: ранняя (длиннорогая) и поздняя (короткороговая). Обе формы *B. priscus cf. gigas* являются типичными грассифагами и вели степной образ жизни. Ранняя форма *B. priscus cf.*

*priscus*, судя по расширениям на передне-наружных краях интермаксиллярий и сильно загнутым вверх концам рогов, подымающимся намного выше лобной поверхности, вероятно, имела лесостепную направленность. Для «сингильских» отложений характерны фоссильные остатки черепов ранних форм обоих подвигов. Поздняя форма *B. priscus cf. gigas* отмечена нами только в хазарском аллювии (раскопки 2011 г. близ с. Никольское). Интермаксиллярные кости у поздней формы *B. priscus cf. priscus* на передне-наружном крае расширений не имеют либо выражены очень слабо, что говорит о преобладании в рационе древесно-веточных кормов.

Вероятно, в начале среднего неоплейстоцена на территории юга Нижнего Поволжья обитали исключительно длиннорогие формы *Bison priscus*, что возможно было следствием развития более благоприятных климатических условий. К середине среднего неоплейстоцена появляется тенденция к сокращению как длины рогов, так, предположительно, и общих габаритов. Возможно, это связано со снижением продуктивности травянистых растений степи и лесостепи и увеличением доли растительности кустарничкового типа, что могло быть спровоцировано начавшимся процессом опустынивания.

Анализ условий захоронения остатков скелета *Camelus* sp. из толщи ательских лессовидных супесей (раскопки 2012 г. близ с. Черный Яр) показал наличие радиального сдвига вниз по склону костей и их фрагментов после гибели животного до момента полного погребения, при этом скелет длительное время находился на дневной поверхности (на костях видны следы выщелачивания и выветривания). Аналогичную картину мы можем наблюдать при высыпании костей из борта современного бархана. Это захоронение косвенно подтверждает факт развития эоловых образований на территории древнего Прикаспия в позднем неоплейстоцене.

Носороги в данном разрезе представлены тремя видами: *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Elasmotherium sibiricum* и *Coelodonta antiquitatis*. Находки костей *S. kirchbergensis* повсеместно редки и в основном приурочены к «сингильским» отложениям или низам хазарского аллювия. Из носорогов чаще остальных встречаются остатки *Elasmotherium sibiricum*, вплоть до поздненеоплейстоценовых отложений.

Полевые исследования последних лет на территории Черныярского и Енотаевского районов Астраханской области показывают, что большая часть нестратифицированных фоссильных, судя по степени фоссилизации, плотности и цвету костных остатков (по аналогии с инситуемыми находками), а также условиям их местонахождения и положения в прибрежной полосе, вероятнее всего происходит

из сингильских отложений. В этих отложениях встречены целые «кладбища животных». В июле 2012 г. близ с. Черный Яр из сингильских глин было вымыто скопление костных остатков, принадлежащих разным видам крупных млекопитающих. Среди них определены остатки двух разновозрастных *Mammuthus cf. chosaricus*, *Elasmotherium sibiricum*, двух взрослых и одного молодого *Eguus* sp., *Megaloceros giganteus*, *Cervus ex gr. elaphus*, трех *Bison priscus*, *Saiga tatarica*. Такие же скопления в сингильских отложениях неоднократно отмечались и в Енотаевском районе близ с. Никольское. Находки остатков *Mammuthus chosaricus* (ранний тип), *Camelus knoblochi* и *Saiga tatarica* из «сингильских» отложений многочисленны, при этом остатки *Saiga tatarica*, видимо, характерны для всех костеносных слоев данного разреза.

Как видно из вышесказанного для обеих рассматриваемых фаунистических ассоциаций характерно наличие одних и тех же экологически направленных групп крупных травоядных млекопитающих: лесные виды (*Cervus elaphus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*), лесостепные (*Mammuthus chosaricus* (ранний тип),

*B. priscus priscus*), степные (*Mammuthus chosaricus* (поздний тип), *Bison priscus gigas*, *Camelus knoblochi*, *Saiga tatarica*), обитатели заболоченных биотопов (*Elasmotherium sibiricum*, *Megaloceros giganteus*). Видовой состав фаун при этом так же не меняется – руководящие формы, судя по находкам, те же: *Mammuthus chosaricus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus* и *Camelus knoblochi*. При этом зубы *Mammuthus chosaricus* претерпевают значительные изменения, связанные с уменьшением доли древесного компонента в пищевом рационе и переходом на травянистые корма. Увеличенная частота встречаемости фоссильных остатков *Eguus* sp. в «постсингильских» отложениях также свидетельствует о процессе остепнения территорий юга Нижнего Поволжья в этот период.

В связи с этим, вероятно, сингильско-хазарский фаунистический комплекс следует считать единым, но при этом выделить раннюю (сингильскую) и позднюю (хазарскую) стадии развития этого комплекса на основании увеличения доли видов крупных травоядных млекопитающих степной экологической направленности.

#### Список литературы

1. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы М.: Наука, 1977. – 300 с.
2. Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). М.: Наука. 1990. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 455. 109 с.
3. Величко А.А. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. – М.: Наука. – 1990. – 102с.
4. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М., 1973. 256 с.
5. Головачёв М.В. О находке скелета хазарского мамонта в Черноярском районе Астраханской области в июле 1996 г. // Биологические музеи: роль и место в научно-образовательном пространстве: материалы докладов Международной научно-практической конференции, 19–20 июня 2011 г., г. Махачкала. – Махачкала: ДГУ, 2011. – С. 9–11.
6. Громов В.И. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М., 1935. Т. 4. Вып. 2. С. 309–324.
7. Громова В.И. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М., 1932. Т. 2. С. 69–184.
8. Дорофеев П.И., Никитин П.А. Четвертичная флора района гор. Новохоперска // Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 17, М., 1958.
9. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. Восточно-Европейская платформенная равнина. М., 1980. – 270 с.
10. Флеров К.К.. Систематика и эволюция / Зубр. – М.: Наука, 1979. – С. 9–127.
11. Хромов А.А., Архангельский М.С., Иванов А.В. Местонахождения крупных четвертичных млекопитающих Саратовского Поволжья. – Саратов: Изд-во «Научная книга», 2000.- 156 с.
12. Чистяков А.А., Макаров В.И., Макаров Н.В. Четвертичная геология. – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.



ЛИТОЛОГО-БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЦИМЛЯНСКОГО  
ВОДОХРАНИЛИЩА

LITOLOGO-BIOGEOCHEMICAL  
PECULIARITIES OF THE BOTTOM  
SEDIMENTS OF THE TSIMLYANSKOE  
RESERVOIR

**Н.В. Голубова**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия*  
golubova@sfedu.ru

**N.V. Golubova**

*Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia*

Источниками формирования донных отложений в Цимлянском водохранилище являются река Дон, боковые притоки, продукты абразии берегов и эоловые наносы. Около 27 % седиментационного материала поступает в водоем с твердым стоком Дона. Вклад продуктов береговой абразии значительно превышает твердый сток Дона и достигает 66 %. Боковые притоки и эоловые наносы соответственно составляют 5 % и 2 %.

Многообразие источников поступления вещества в водоем, неодинаковый вклад в седиментогенез на различных участках водохранилища, а также специфичность гидродинамических условий определяют разнообразие донных отложений.

На площади бассейна седиментации выделены следующие типы донных отложений: песок, алеврит крупный, алеврит мелкий, алеврито-глинистый ил и глинистый ил. Максимальное развитие получили пески, мелко-алевритовые и алеврито-глинистые илы, минимальное – крупноалевритовые и глинистые отложения. Кроме того, среди выделенных типов в каждом из плесов водохранилища присутствуют значительные участки затопленных почв, представленных алеврито-глинистым материалом.

Среди минералов в составе тяжелой фракции донных отложений отмечены: ильменит, циркон, рутил, дистен, ставролит, гранат, эпидот, силиманит, лейкоксен, слюда, гидроокислы железа, пирит, марказит, турмалин, кальцит, редкие зерна анатаза, гематита, мусковита, апатита, монацита, сидерита, доломита, кальцита, амфиболов, фосфатов. Для легкой фракции характерны: кварц, полевые шпаты, кальцит, арагонит, обломки глинистых и кремнистых пород, углефицированный растительный детрит, пластиночки мусковита. В донных отложениях присутствуют ископаемые спикулы губок, панцири диатомей и скелеты радиолярий, сложенные водяно-прозрачным опалом и молочно-белым непрозрачным халцедоном. Они могут служить индикатором потоков рассеивания и дифференциации осадочного вещества по

акватории Цимлянского водохранилища. Кроме того, в донных осадках содержатся ракушняковые банки, состоящие, в основном, из створок раковин дрейссены, унио, монодакны и других моллюсков, сложенных арагонитом и кальцитом. Глинистое вещество в донных отложениях представлено монтмориллонит-гидроослюдистой ассоциацией (гидроослюды 46–56 %, монтмориллонита 39–51 %) с примесью каолинита (3–5 %).

Донные отложения – одно из звеньев экосистемы, в котором возможна аккумуляция тяжелых металлов. В осадках определялось содержание железа, марганца, никеля, кобальта, меди, цинка, свинца, кадмия, стронция, титана. При рассмотрении поведения металлов в осадках установлено, что они содержат марганец, никель, кобальт, медь и цинк, стронций, титан в количествах, превышающих субкларковые значения. Причем максимальные концентрации металлов приурочены как к грубо – так и тонкозернистым отложениям. Геохимическая дифференциация осадочного вещества в водных бассейнах рассматривалась в тесной связи с дифференциацией гранулометрической (Страхов, 1954). При этом отмечалось, что концентрация железа, цинка, меди, никеля, кобальта и других элементов возрастает в ряду пески-алевриты-глинистые осадки. Это в значительной мере облегчало реконструкцию геохимических обстановок современных и древних бассейнов седиментации. В условиях Цимлянского водохранилища наблюдаются некоторые отклонения, где для всех типов донных отложений характерна низкая сортировка. Указанная особенность осадков обуславливает своеобразное выравнивание их сорбционной активности и как следствие «размазывание» геохимических аномалий.

Установлено, что значительные содержания тяжелых металлов приурочены к участкам бассейна седиментации, где фиксируются повышенные концентрации органического углерода. За последние годы отмечается рост содержания С орг. в донных отложениях водохранилища, особенно это харак-

терно для тонких фракций. В алевроито-глинистых и глинистых отложениях органический углерод содержится в количестве 2,2–2,6 %, хотя среднее накопление Сорг. в осадках водохранилища не превышает 0,94 %. Подтверждением вышесказанному являются результаты корреляционного анализа, позволяющие установить положительную связь между содержанием Сорг. в донных отложениях и накоплением тяжелых металлов в них (для железа  $r = 0,57$ , марганца  $r = 0,59$ , меди  $r = 0,57$ , свинца  $r = 0,43$ , кобальта  $r = 0,50$ , никеля  $r = 0,52$ , цинка  $r = 0,28$ ; вероятность связи на уровне 95 %).

В условиях Цимлянского водохранилища фитопланктон является основным продуцентом, обладающим высокой биопродуктивностью. Он характеризуется значительным видовым разнообразием, однако в количественном отношении преобладают

сине-зеленые водоросли, которые вызывают интенсивное «цветение» воды в летний период.

Таким образом, осложняющим фактором в формировании «классической» геохимической зональности выступает фитопланктон, характеризующийся значительными биомассами, высокой продукционной и биогеохимической активностью. Захваченные им в прижизненном состоянии элементы относительно быстро переводятся в донные отложения при отмирании гидробионтов, формируя положительные геохимические аномалии вне зависимости от гранулометрии осадков. Поэтому, обычными представляются, например, кобальтовые, никелевые, цинковые аномалии в поле распространения песков. Так возникают ореолы рассеивания элементов на значительном удалении от источников их техногенного поступления.

#### Список литературы

1. *Страхов Н.М.* Образование осадков в современных водоемах. – М., 1954. – Т. 1. – 212 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА  
И КИСЛОРОДА ПЕДОГЕННЫХ  
КАРБОНАТНЫХ КУТАН КАК ИСТОЧНИК  
ИНФОРМАЦИИ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ  
ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА  
ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

THE CARBON AND OXYGEN ISOTOPIC  
COMPOSITION OF PEDOGENIC  
CARBONATE COATINGS AS SOURCE  
OF INFORMATION ABOUT LATE  
PLEISTOCENE AND HOLOCENE  
ENVIRONMENTAL CHANGES  
AT SOUTH PRIBAYKALIE REGION

**В.А. Голубцов**

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия  
tea\_88@inbox.ru*

**V.A. Golubtsov**

*V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

Палеопочвы образуют важный блок геологической летописи разрезов четвертичных отложений. В большинстве случаев хронологическое разрешение почвенной записи ограничено одним циклом педогенеза (т.е. временным промежутком между двумя ближайшими циклами осадконакопления для погребенных почв и временем, прошедшим с начала формирования для экспонированных почв). Для повышения временного разрешения педологические исследования должны использовать стратифицированные продукты педогенеза, какими, во многих случаях, являются педогенные карбонатные натёки, также называемые кутанами.

Карбонатные кутаны на щебнисто-галечниковом материале изучены в разрезе, находящемся в южной части Иркутской области, в пределах Иркутско-Черемховской равнины на левом берегу р. Белой, притоке р. Ангара (N 52°52.500', E 103°28.206'). Проанализирован изотопный состав С и О внутренних и внешних слоев кутан, их морфология на различных уровнях структурной организации, минералогический состав и др. Проведен анализ изотопного состава С органического вещества почв и палеопочв, представленных в разрезе. Результаты изотопных анализов представлены по отношению к стандарту PDB.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества (ОВ) современной почвы и палеопочв, представленных в профиле, варьируют в пределах от  $-24,11\text{‰}$  до  $-22,13\text{‰}$ . Это дает основание полагать, что ОВ почв сформировано в условиях  $\text{C}_3$ -растительности без примесей  $\text{C}_4$ -растений. Положительные отклонения от среднего значения и тренд возрастания значений  $\delta^{13}\text{C}$  с глубиной объясняются постепенным удалением  $\text{CO}_2$ , обогащенного  $^{12}\text{C}$ , во время аэробного микробного разложения ОВ почвы. Это подтверждается негативной корреляцией значений  $\delta^{13}\text{C}$  и соотношения С:N, отсутствием эпизодов быстрого погребения палеопочв, которые могли бы

сократить микробное разложение ОВ, уменьшив его обеднение  $^{12}\text{C}$ .

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  внутренних слоев карбонатных натёков, в среднем, составляют  $-4\text{‰}$ . Внешние слои демонстрируют более негативные значения ( $-5,1\text{‰}$ ). Serling и др. (1989) показали, что изотопный состав сегрегированных форм педогенных карбонатов на  $14\text{--}16\text{‰}$  более положителен, чем состав органического С почв, в которых они формируются. Данное различие авторы связали с формированием карбонатов в изотопном равновесии с почвенным  $\text{CO}_2$ . Таким образом, в нашем случае значения  $\delta^{13}\text{C}$  педогенных карбонатов должны составлять в среднем от  $-9,3\text{‰}$  до  $-7,3\text{‰}$ . Это существенно более негативные значения по сравнению с фактически представленными. Несоответствие значений  $\delta^{13}\text{C}$  педогенных кутан значениям органического вещества почвы можно объяснить с нескольких позиций:

1) примесь литогенных карбонатов, имеющих значительно более тяжелый изотопный состав С (Catoni et al., 2012). Данный вариант маловероятен, т.к. морфологический анализ не выявил наличия фрагментов указанных пород в профиле. Кроме того, XRD-анализ слоев кутан показал, что они сложены чистым кальцитом, без примесей доломита и других карбонатных минералов. Это предполагает педогенное происхождение натёков;

2) специфические фотосинтетические реакции  $\text{C}_3$ -растительности. Возрастание значений  $\delta^{13}\text{C}$  в тканях  $\text{C}_3$ -растений может быть обусловлено неблагоприятными экологическими условиями, такими как водный стресс, понижение границы низких температур, снижение «кронового эффекта» (Tieszen, 1991);

3) формирование карбонатов в результате повышения концентрации растворов из-за промораживания почвенной толщи до глубины их формирования. Данный механизм предполагает

формирование карбонатов в условиях практически нулевой интенсивности почвенного дыхания и, соответственно, существенное влияние атмосферного  $\text{CO}_2$  на их изотопный состав.

Профильное распределения изотопного состава С кутан, находящихся на глубинах 70–124 см, демонстрирует плавное возрастание значений  $\delta^{13}\text{C}$  по мере уменьшения глубины. Cerling, 1984 и Quade et al., 1989 связывают это явление с возрастанием концентрации атмосферного  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе по мере приближения к поверхности почвы. Авторами показано, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  педогенных карбонатов, сформированных при высоких скоростях почвенного дыхания практически неизменны уже начиная с глубины 10–20 см, в то время как значения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов, сформированных при малых скоростях, демонстрируют вариации на глубинах 50 см и более. В нашем случае данные вариации четко прослеживаются на глубинах ниже 70 см. В сочетании с общим обогащением изотопного состава кутан  $^{13}\text{C}$ , это дает основание предполагать существенное влияние атмосферного  $\text{CO}_2$  на их изотопный состав из-за низкой скорости почвенного дыхания. Последнее, в свою очередь, может быть обусловлено разреженностью растительного покрова, связанного с неблагоприятными для произрастания растительности экологическими условиями. Это хорошо согласуется с вариантами 2 и 3, приведенными выше, поэтому мы склонны рассматривать их как наиболее вероятные в данной ситуации.

Рассматриваемые карбонатные кутаны имеют в своем строении по 2 четко выраженных смежных слоя, между которыми наблюдаются принципиальные отличия в морфологическом строении и характеристиках вещественного состава. Эти различия и весьма резкий контакт между слоями свидетельствуют о том, что они отражают фазы роста кутан в значительно изменившихся условиях почвообразования. Одним из подтверждений сказанному является заметное облегчение изотопного состава С от внутренних (более старых) слоев к внешним (более молодым). Подобное смещение, по нашему мнению, отражает увеличение плотности растительного покрова вследствие улучшения экологических условий для произрастания растительности. Опираясь на экспериментальные данные (Bottinga, 1969), свидетельствующие о том, что при повышении температуры фракционирование изотопов углерода смещается в отрицательную сторону, мы полагаем, что основным фактором, повлиявшим на более интенсивное произрастание растительности, послужило повышение среднегодовых температур на данной территории.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  педогенных карбонатов контролируются многими связанными между собой эко-

логическими параметрами, но, в целом, основное влияние на изотопный состав О педогенных карбонатов оказывает изотопный состав О почвенной воды. Это обусловлено тем, что количество О в почвенном  $\text{CO}_2$  несущественно по сравнению с его количеством в почвенной воде (Liu et al., 1996). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  почвенной воды контролируются значениями  $\delta^{18}\text{O}$  локальных атмосферных осадков (Quade et al., 1989).

Интерпретация значений  $\delta^{18}\text{O}$  педогенных карбонатов осложняется тем, что свой отпечаток накладывают на них процессы фракционирования изотопов О в самой почве, которые могут происходить из-за: 1) эвапотранспирации; 2) испарения; 3) растворения и пересадения самих карбонатов (Pendall et al., 1994). В нашем случае мы можем до определенной степени игнорировать процессы фракционирования изотопов в почве по следующим причинам: 1) исходя из данных по изотопному составу С органического вещества почв и педогенных карбонатных кутан эвапотранспирация не могла иметь существенного влияния; 2) характер профильного распределения изотопного состава О не показывает признаков испарительного обогащения карбонатов тяжелым  $^{18}\text{O}$ ; 3) карбонатные кутаны, как и другие формы карбонатных новообразований, могут быть подвержены процессам растворения и пересадения, что приводит к флуктуациям в их изотопном составе. Но, являясь стратифицированными продуктами педогенеза, они имеют большее временное разрешение и гораздо меньшую вероятность наложения поздней палеоклиматической информации на более раннюю, в сравнении с другими формами карбонатных аккумуляций.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  педогенных карбонатных натеков демонстрируют увеличение с увеличением глубины. Во внутренних слоях кутан значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-16,33\text{‰}$  до  $-10,16\text{‰}$ . Внешние слои вышележащих образований демонстрируют утяжеление изотопного состава кислорода ( $-13,58\text{‰}$  до  $-10,95\text{‰}$ ). Изотопный состав О внешних слоев нижележащих кутан практически не изменяется по отношению к внутренним. В целом, изотопный состав О карбонатных кутан заметно облегчен. Учитывая степень континентальности района исследования и его нахождение в умеренных широтах, это вполне характерное явление. Для вышележащих новообразований увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в более молодых слоях свидетельствует о постепенном обогащении локальных атмосферных осадков  $^{18}\text{O}$ . В данной ситуации это могло быть вызвано постепенным возрастанием среднегодовых температур и/или уменьшением количества осадков на исследуемой территории. Опираясь на данные субмикроморфологического анализа натеков и данные по изотопному составу С, можно заключить, что



основной вклад в изменение изотопного состава О кутан внесло возрастание температур на данной территории при не столь выраженных изменениях в количестве осадков.

Таким образом, изотопный состав углерода и кислорода карбонатных кутан в сочетании с морфологическими и минералогическими данными свидетельствуют о достаточно резком скачке тем-

ператур на исследуемой территории, небольших изменениях в характере увлажнения и, возможно, о количественных изменениях фитоценозов. Такие данные важны при реконструкции трансформации ландшафтов во времени и в сочетании с другими источниками информации позволят выработать и верифицировать достоверный сценарий эволюции природной среды на исследуемой территории.

#### Список литературы

1. *Bottinga Y.*, 1969. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 49–62.
2. *Catoni M., Falson G., Bonifacio E.*, 2012. Assessing the origin of carbonates in a complex soil with a suite of analytical methods. *Geoderma* 175–176, 47–57.
3. *Cerling T.E.*, 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 229–240.
4. *Cerling T., Quade J., Wang Y., Bowman J.R.*, 1989. Carbon isotopes in soils and paleosoils as ecology and paleoecology indicators. *Nature* 341, 138–139.
5. *Liu B., Phillips F., Campbell A.*, 1996. Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124: 233–246.
6. *Pendall E.G., Harden J.W., Trumbore S.E., Chadwick O.A.*, 1994. Isotopic approach to soil carbonate dynamics and implications for paleoclimatic interpretations. *Quat. Res.* 42, 60–71.
7. *Tieszen L.L.*, 1991. Natural variations in the carbon isotope values of plants: implications for archaeology, ecology and paleoecology. *Journal of Archaeological Science* 18, 227–248.
8. *Quade J., Cerling T.E. and Bowman J.R.*, 1989. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 464–475.

**СУБФОССИЛЬНЫЕ ОСТАТКИ  
SPERMOPHILUS (SCIURIDAE, RODENTIA):  
РЕЛИКТЫ ТУНДРО-СТЕПНОЙ ФАУНЫ  
В ГОЛОЦЕНЕ (КАНЕВ, УКРАИНА)**

**SUBFOSSIL SPERMOPHILUS REMAINS  
(SCIURIDAE, RODENTIA): THE HOLOCENE  
RELICTS OF TUNDRA-STEPPE FAUNA  
(KANEV, UKRAINE)**

**Л.В. Горобец, Л.В. Попова**

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, геологический ф-т, Киев, Украина  
popovalv@mail.ru

**L.V. Gorobets, L.V. Popova**

National Taras Shevchenko University of Kyiv, Geological faculty, Kyiv, Ukraine

Каневские горы тянутся вдоль Днепра от с. Трактемиров до с. Пекари Черкасской обл., и сложены интенсивно дислоцированными породами от средней юры до доднепровских отложений среднего плейстоцена включительно. Они заключают в себе одну из наиболее любопытных страниц четвертичной истории Украины и широко известны (например, посещались в 2001 г. участниками конференции INQUA-SEQS «Средний и верхний плейстоцен Среднего Приднепровья»). Досадный, хотя и объяснимый, пробел составляет отсутствие микротериологической характеристики. Территория Каневских дислокаций – это высокий коренной берег, и здесь в плане поисков микротериофауны достаточные перспективы представляет только аллювий IV террасы Днепра, который тоже дислоцирован и поэтому трудно-предсказуем (например, обнаруживается под чешуями юрских и меловых отложений). При этом повышение базиса эрозии вследствие постройки каскада водохранилищ ведет к тому, что обнаженность территории с каждым годом ухудшается. Многие описанные в литературе выходы аллювия на сегодняшний день уже недоступны. Поэтому особенного внимания заслуживает Костянецкий карьер, расположенный в устье одноименного оврага на северной окраине Канева. Там над кварц-глауконитовыми песками и песчаниками бучакского региоюра эоцена обнажается мощная толща кварцевых песков, видимо, аллювиального генезиса.

Попытки получить из этих песков микротериофауну не увенчались успехом: единственным их результатом было несколько неопределимых фрагментов зубов полевок. Однако в 2012 г. Костянецкий карьер явился местом совершенно неожиданных находок, которые позволяют уточнить темпы вымирания тундро-степной фауны на Украине. В лессовидных суглинках, перекрывающих аллювиальные пески, нами были найдены субфоссильные остатки сусликов: две нижних челюсти и три черепа, причем одна нижняя че-

люсть и один череп, несомненно, принадлежат *Spermophilus superciliosus*, вымершему представителю подрода *Colobotis*, крупных пустынно-степных сусликов. Остальные остатки принадлежат *Spermophilus odessanus*. Кроме черепов, обнаружены также остатки посткраниального скелета. Тип сохранности остатков близок к типичному для кротовинных тафоценозов, но имеются и отличия. Поверхность костей подверглась агрессивному воздействию почвенных растворов; скелеты далеко не полные (например, обе найденные нижнечелюстные ветви не принадлежат обнаруженным тут же черепам). Наконец, в защищенной стенке обнажения не просматриваются очертания кротовин. Все это нельзя объяснить иначе, как медленным перемещением всего слоя с кротовинами вниз по склону. Очень похожая ситуация наблюдалась в верхнем костеносном слое разреза Котровка (Попова, 2006). Делювиальные склоновые процессы растворили органическую составляющую заполнения кротовин и несколько разобшили остатки.

Костеносный слой представляет оптимальные условия для рытья нор: снизу вверх здесь под современной почвой залегает супесок рыжеватожелтый, который постепенно переходит в плохосортированные, неясногоризонтальнослоистые пески того же цвета. Слабопроницаемый для воды супесок сохранял сухой нижнюю песчаную часть слоя, в которой располагались гнездовые камеры. Ниже залегают лессовидные суглинки типичного облика, мощностью до 2 м, в которых костные остатки не обнаружены, и наконец, толща аллювия мощностью около 5 м, с размытом залегающая на бучакских песках.

Само обнажение, из которого извлекались кости, представляет собой совсем небольшой остаток, срезанный с одной стороны стенкой карьера, а с другой – широким и коротким отвершкой Костянецкого оврага. Овраг пересекает структуры дислокаций вкрест простирания, и отвершек, очевидно, заложен в пологом сложенном аллювием

крыле антиклинальной складки, ядро которой – диапир юрских глин выше по оврагу. То есть, изначально колония сусликов располагалась на южном склоне возвышенности, сложенной песками, перекрытыми и защищенными от размыва делювиальными, а частично, видимо, и моренными суглинками, которые обнажаются под делювием в противоположном борту упомянутого отвершка. Сохранившийся останец представляет собой только южную периферию колонии сусликов, основная же ее часть срезана отвершком. Учитывая, что в это лесостепная область, благоприятных для заселения мест было немного, и неудивительно, что суслики заселяли это выгодное место неоднократно – сначала это были *Spermophilus superciliosus*, позднее *Spermophilus odessanus*, которые обитали на территории Каневщины еще в середине XX века.

Размерные показатели и вся морфология черепа с несомненностью свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых остатков к подроду *Colobotis* (вздутый профиль черепа, приподнятые края надглазничных отростков, расширение роострума в его передней трети). Череп и челюсть из Костянецкого карьера вообще несколько ближе к *S. fulvus*, чем к *S. major*, в то же время череп *S. fulvus* не только крупнее, но и массивнее, задняя вырезка нижней челюсти у него мельче. Кроме того, *S. fulvus* никогда не был распространен в Приднепровье, а *S. superciliosus* в позднем плейстоцене и даже в голоцене был вполне обычен (Громов и др., 1965). Единственная особенность, по которой остатки *S. superciliosus* из Костянецкого карьера несколько отклоняются от диагноза подрода – это довольно значительная степень развития гипоконида  $P_4$ . Но и этот признак не вы-

ходит из известных пределов изменчивости *S. superciliosus* (например, в выборке позднелайстоценовых *S. superciliosus* из Новгород-Северского местонахождения некоторые экземпляры имеют не менее развитый гипоконид  $P_4$ ). Другие особенности строения жевательной поверхности – развитие метастилида на всех зубах нижнего зубного ряда, мезостиль на обоих наличных  $M^2$ , парастиль на одном из них. Похожую ситуацию с субфоссиальными голоценовыми слепушонками описал в свое время И.Г. Пидопличко (1954). У этих слепушонок в удивительной степени возросла частота мимомисной складки.

Итак, *S. superciliosus*, характерный представитель тундростепной фауны позднего плейстоцена, не только существовал на территории Приднепровья в голоцене, как предполагал Громов с соавт. (1965) на основании остатков из современного руслового аллювия Днепра, но обитал здесь вплоть до относительно недавнего, видимо, исторического времени (кости выглядят почти совсем не фоссилизированными, а при обработке перекисью водорода дают бурную реакцию).

Видимо, подобные реликтовые изоляты тундро-степной фауны в голоцене были не так уж редки. Их изучение представляет интерес для выяснения механизмов наследования признаков, которые считаются высоко таксономически значимыми показателями эволюционного уровня фауны. В случае описываемых здесь субфоссиальных *S. superciliosus*, как и в случае субфоссиальных слепушонок с мимомисной складкой, изменчивость признаков жевательной поверхности зубов в таких реликтовых популяциях выглядит как выщепление рецессивов в условиях изолированной маленькой популяции.



Рис. 1. Череп и нижняя челюсть *Spermophilus superciliosus* Костянецкого карьера

Таблица 1

Размерные показатели верхнего и нижнего зубного ряда *Spermophilus superciliosus* Костянецкого карьера в сравнении с пределами изменчивости современных и ископаемых представителей подродов *Colobotis* и *Citellis* (все сравнительные данные приведены по Громову с соавт., 1965)

	Colobotis				Citellis
	<i>S. fulvus</i>	<i>S. superciliosus</i>	<i>S. major</i>	<i>S. superciliosus</i> (Костянец)	<i>S. suslicus</i>
Альвеолярная длина P <sup>3</sup> -M <sup>3</sup>	12,9-15,1	12,3-13,2	11,7-12,2	12,94	8,25-9,75
Коронарная длина P <sub>4</sub> -M <sub>3</sub>	11,7-14,6	11,3-13,1	10,5-12,6	10,96	7,8-8,8

### Список литературы

1. Громов И.М., Бибиков Д.И., Калабухов Н.И., Мейер М.Н. Наземные беличьи (Marmotinae). – М.; Л., 1965. – 325 с. – (Фауна СССР. Т. 3. Млекопитающие. Вып. 2).
2. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 3. История четвертичной фауны европейской части СССР. – Киев: Изд-во АН УССР, 1954. – 220 с
3. Попова Л.В. Котовка, позднплейстоцен-голоценовое местонахождение позвоночных // Динамика современных экосистем в голоцене: Материалы Российской научной конференции (2–3 февраля 2006 г.). – М., 2006. – 188–191.



# РАННЕГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОЛИНЫ Р. КУЗРЕКИ | THE EARLY HOLOCENE DEPOSITS OF THE KUZREKA RIVER VALLEY

И.М. Греков<sup>1</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>2</sup>, В.В. Колька<sup>3</sup>

<sup>1</sup>РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, IvanMihGrekov@gmail.com

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru

<sup>3</sup>Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия, kolka@geoksc.apatity.ru

I.M. Grekov<sup>1</sup>, N.E. Zaretskaya<sup>2</sup>, V.V. Kolka<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Herzen State Pedagogical University, St.Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

Кузрека – река на Кольском полуострове, протекающая в субмеридиональном направлении на территории Кандалакшского берега. Берёт начало в озере Кужозеро (85.7 м н.у.м.) и впадает в Кандалакшский залив Белого моря.

В нижнем течении р. Кузреки дно её долины по обоим берегам занято террасой высотой 14.4 м. Терраса имеет выровненную, практически плоскую поверхность и сложена светлыми, мелко- и средне-зернистыми горизонтальнослоистыми песками.

Работами 2012 года в разрезе террасы вскрыты следующие осадки (сверху вниз):

0.05–1.70 м – песок буровато-коричневый, мелкозернистый, неслоистый, в нижней части прослой с горизонтальной слоистостью.

1.70–13.5 м – песок, светло серых оттенков, мелкозернистый, неслоистый; встречаются линзы хорошо отмытого, средне- и грубо-зернистого светло серого песка; в верхней части встречаются прослой песка со следами оржавления и единичной мелкой галькой.

13.5–14.4 м – суглинок голубовато-серый, быстро темнеющий на срезе, с характерным сероводородным запахом, с раковинами моллюсков.

Ранее этот разрез изучался С.А. Стрелковым (Кошечкин и др., 1973). В нижнем горизонте голубовато-серых суглинков был определен видовой состав моллюсков: *Hiatella arctica* L. (в массе), *Littorina littorea* L., *Natica clausa* Br. et Sow., *Macoma calcarea* Chemn., *Mytilus* sp., *Astarte compressa* L., *A. borealis* Chemn.

Данные споро-пыльцевого и диатомового анализов разреза в 1.5 км выше устья Кузреки представлены коллективом авторов (Кошечкин и др., 1973).

В суглинистой части разреза (интервал 13.5–14.4 м нашего разреза) выявлено преобладание пыльцы древесных пород (50–73 %), меньше спор (8–45 %) и пыльцы кустарничков и трав (4–17 %). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (30–58 %) и в большом количестве береза (*Betula tortuosa* и *B. Pubescens* и карликовой

березки (2–5 %)). Отмечено присутствие пыльцы ели (2–8 %) и ольхи (4–11 %). Обнаружена пыльца широколиственных пород (*Tilia*, *Corylus*). Выше по разрезу (интервал 1.70–13.5 м нашего разреза) споры и пыльца обнаружены лишь в виде отдельных зерен.

С глубины 5.0 м был взят образец, в спорово-пыльцевом спектре которого пыльца древесных и трав находится в равных количествах (45 %), а 10 % составляют споры. На глубине 2.0–4.0 м пыльца выделена в виде единичных экземпляров.

В верхней части разреза (интервал 0.05–1.70 м авторского разреза), превалирует пыльца древесных пород (50–80 %), пыльца травянистых составляет 6–25 % и спор – 20–25 %. Среди древесных пород господствует пыльца березы (32–53 %) и сосны (23–55 %), встречается пыльца ольхи (4–17 %), ели (0–4 %), карликовой березки (0–1 %). Пыльцу кустарничков и трав представляют пыльца вересковых, реже встречается пыльца злаков, разнотравья, маревых, и полыни.

Так же образцы из этого разреза были опробованы на диатомовый анализ. В комплексе нижней части разреза (интервал 10.5–14.4 м авторского разреза в т.ч. верхней части суглинков) доминирует сублиторальная группа диатомей (64 вида из 80). Представители океанического и неретического планктона встречены только в нижней части толщи.

Выше 8 м (интервал 1.70–13.5 м авторского разреза) встречаемость диатомей резко падает. Процент умеренно тепловодных форм незначителен и они не выделяются из общей массы северо-бореальных видов. Холодноводные (арктические и аркто-бореальные) виды встречаются, но тоже единично. Группа пресноводных диатомей значительна, но все они встречаются случайно по разрезу и с оценкой «единично».

На основании приведенных споро-пыльцевых спектров и диатомового анализа Б.И. Кошечкиным были сделаны выводы, что формирование суглинков происходило в атлантическое время, а верхней

части разреза к суббореальному периоду голоцена (Кошечкин и др., 1973). Следует особенно отметить, что авторы сделали выводы, основываясь только на палеоботанических методах изучения разреза.

В 2012 году для определения возраста был отобран образец суглинка из основания вышеописанного разреза с глубины в интервале 13.5–13.8 м. В лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН был проведен радиоуглеродный анализ, получена дата  $9550 \pm 150$  (ГИН-14783), указывающая на раннеголоценовую седиментацию верхней части суглинистой толщи.

Новые стратиграфические и изотопно-геохронологические данные позволяют по-новому рассмотреть палеогеографию раннего голоцена долины Кузреки. Судя по данным диатомового анализа, процесс осадконакопления можно разделить на два этапа – активной жизни диатомовых водорослей и последующий спад их биоразнообразия и активности. По преобладанию сублиторальных и умеренно-теплолюбивых видов в подошве разреза можно предположить, что в пребореальное время данный район располагался на отмели, либо в зоне сублиторали солоноватоводного бассейна Кандалакшского залива, однако некоторые виды моллюсков предпочитают глубоководный образ жизни. Ракушечный тафоценоз состоит из видов, характеризующихся весьма широким экологическим диапазоном (Наумов, 2006), что говорит, скорее, о переотложении ракуши.

По данным споро-пыльцевого анализа, и на суше в пребореале в данном районе Прибеломорья

существовали относительно благоприятные условия. Большой процент пыльцы сосны, ели и трех видов березы свидетельствует о большой площади покрытия территории Кандалакшского побережья лесными массивами, в т.ч. и с редкими представителями широколиственных пород (Кошечкин и др., 1973).

Песчаная толща, слагающая основную часть террасы, формировалась в среднем голоцене, а вреза реки и формирование поверхности террасы происходило в позднем голоцене и относится ко времени суббореальной регрессии (Колька и др., 2013). Аналогичные по высоте и морфологии песчаные террасы встречаются по всей территории Кольского полуострова и относятся ко времени суббореальной регрессии Белого моря, как и предполагалось ранее (Лаврова, 1960).

В изучении позднеледниковых и раннеголоценовых отложений Белого моря, несмотря на многолетний опыт исследований, все ещё остаются нерешенными вопросы, касающиеся уточнения возраста четвертичных отложений и корреляции событий, происходивших в субарктике за последние 15000 лет. Комплексное применение палеогеографических методов позволяет реконструировать картину формирования террас Беломорского побережья Кольского полуострова. Отложения долины реки Кузреки дают новые данные о палеогеографии Кандалакшского берега и реконструкции природных экосистем на коренном этапе формирования северной части бореальной зоны на территории восточной части Балтийского щита.

#### Список литературы

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия АН. Серия географическая, 2013. № 1 С. 73–88.
2. Кошечкин Б.И., Каган Л.Я., Кудлаева А.Л., Малясова Е.С., Первунинская Н.А. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Ленинград: Наука, 1973. С. 87–133.
3. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова / М.А. Лаврова. – М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. С. 233.
4. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря; опыт эколого-фаунистического анализа. С-Пб, 2006. 351 с.

# ВЛИЯНИЕ СТАДИЙНОСТИ ВАЛДАЙСКОГО ЛИТОПЕДОГЕНЕЗА НА ФОРМИРОВАНИЕ ГОЛОЦЕНОВОГО ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

# THE INFLUENCE OF THE PHASIC DEVELOPMENT OF VALDAI LITHOPEDOGENESIS AT HOLOCENE SOIL COVER FORMATION

Л.А. Гугалинская

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино  
Пушчинский государственный естественнонаучный институт  
gugali@rambler.ru*

L.A. Gugalinskaya

*Institute of physicochemical and biological problems of soil science of the RAS, Pushchino  
Pushchino State natural-scientific institute*

Известно, что на территории Восточно-Европейской равнины в валдайский ледниковый этап происходили многократные и разнонаправленные смены природных условий. В системе сложной климаторитмики валдайского ледникового этапа в настоящее время обычно выделяют три ранневалдайских, три средневалдайских, три поздневалдайских межстадиала и десять холодных стадий (Болиховская, Молодьков, 2008). При этом во время криоксеротических валдайских интервалов большую часть территории Восточно-Европейской равнины (за исключением Предкавказья) занимали в основном перигляциальные степи и лесостепи, в криогигротические стадии на большей части территории Восточно-Европейской равнины были развиты перигляциальные тундры, лесотундры, тундро-степи и тундро-лесостепи. Наши исследования показывают, что очень многие из валдайских палеогеографических событий оказали влияние на голоценовый почвенный покров.

Анализ почвенного покрова разных природных зон центра Восточно-Европейской равнины (средняя тайга, широколиственный лес, луговая степь) показал, что исследованные дерново-подзолистые и серые лесные почвы, а также черноземы типичные характеризуются значительной изменчивостью строения как профилей почв, так и структуры почвенного покрова. Влиянием изменчивости только биоклиматических факторов это разнообразие почвенных характеристик объяснить не удастся. Выяснилось, что такую почвенную изменчивость определяет меняющееся стратиграфическое строение покровных лессовидных суглинков иногда на очень небольших (от 20 до 200 м) расстояниях. Заметное влияние на изменчивость почв оказывают также особенности самих стратиграфических горизонтов.

*Меняющееся стратиграфическое строение покровных лессовидных суглинков. Обычно изученные почвообразующие породы накапливались в за-*

ключительную стадию поздневалдайского времени, поскольку подстилаются пушинской погребенной почвой (18 800 ± 1200 лет, ГИН-4025). Однако, в современном почвенном покрове (чернозем типичный, заказник Каменная степь, Воронежская область) существуют участки, где почвенные профили подстилаются средневалдайскими погребенными почвами (таловской 36 200 ± 1700 лет, 3815-ИГАН; почвой более 45 тыс. лет, 2662-ИГАН), выше которых на глубине 135–160 см, практически в качестве одного из иллювиальных генетических горизонтов голоценовой почвы, залегает пушинская погребенная почва (17 850 ± 650 лет, 3817-ИГАН).

Одной из наиболее значимых особенностей исследованных покровных лессовидных суглинков является их *полилитогенность*. Суглинки состоят из самостоятельных литогенных слоев обычной мощностью от 20 до 50–60 см. Эти средне- и поздневалдайские слои накапливались в наиболее холодные периоды мегаинтерстадиала и стадиала, затем отложенный материал подвергался педогенной проработке, которая вновь заканчивалась криогенной стадией почвообразования с отчетливыми признаками развития криогенных горизонтов. В результате литогенные слои превращались в инициальные погребенные почвы или элементарные почвенные образования (ЭПО). В профилях черноземов встречаются как полнопрофильные ЭПО, так и комбинации из частей ЭПО. ЭПО отличаются друг от друга или чуть более заметной буровой окраской, или наличием карбонатных новообразований, иной оструктуренностью мелкозема или явной неконформностью геометрии своих верхних границ форме современной дневной поверхности, что парагенетическим почвенным горизонтам не свойственно, или разделением на несколько самостоятельных горизонтов с альтернативными свойствами (например, на горизонты, образования железомарганцевых и карбонатных новообразований).

Состоящие из ЭПО многослойные образования (*педоциклиты* – если накладываются друг на друга полнопрофильные ЭПО и *педолитоциклиты* – если накладываются эродированные ЭПО, лишенные своих гумусовых горизонтов) представляют собой толщи, уже прошедшие почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, унаследует и (или) трансформирует некоторые из признаков реликтового перигляциального почвообразования. Выявлена семичленная стратиграфическая последовательность поздневалдайских ЭПО до глубины залегания пущинской погребенной почвы. Эта стратиграфическая последовательность является морфолитопедогенной основой (или литологическим профилем) для формирования почвенных профилей голоценовых почв и создает центральный образ почв. Отсутствие или недостаточная выраженность каких-либо ЭПО в конкретном почвенном разрезе меняет строение рассматриваемого профиля почвы (Гугалинская, Алифанов, 2005, 2000).

*Особенности стратиграфических горизонтов.* Самой яркой особенностью, оказавшей наибольшее влияние на почвообразование, являются крупные клиновидные грунтовые структуры (ККГС), имеющие фиксированный стратиграфический уровень. Эти структуры, известные в литературе под названиями «ледяные клинья», «клиновидные псевдоморфозы», «карманы», «земляные клинья» или «жилы», являются результатом действия процессов активного криодиагенеза. У криолитологов разработаны положения об условиях происхождения и развития ККГС. Было обнаружено также, что существующие в почвах центра Восточно-Европейской равнины ККГС имеют пространственную организацию в форме полигонов и формируют целый морфологический комплекс микронеровностей современного рельефа, названный реликтовой криогенной морфоскульптурой (Величко, 1973). Было установлено, что широкое распространение реликтового криогенного микрорельефа на Восточно-Европейской равнине предопределено развитием полигональных трещинных систем с повторно-жильным льдом или грунтовых. Исследования в центре Восточно-Европейской равнины от южно-таежных до степных ландшафтов позволили вскрыть тесную связь современной сложности почвенного покрова с реликтовым криогенным микрорельефом, развить концепцию В.А. Ковды о прохождении голоценовых почв стадии гидроморфизма, выявив палеокриогидроморфность стадий развития почвообразующих пород голоценовых почв в позднеледниковье (Алифанов, Гугалинская, 1993; Алифанов, 1995).

Например, в ареале дерново-подзолистых почв средней тайги на обширных слабо приподнятых

плоских водораздельных поверхностях московская морена погребена мощным (более 3 м) чехлом поздневалдайских тяжелосуглинистых толщ, внутри которых примерно 15–16 тыс. лет назад (в ярославский криогенный этап по А.А. Величко) по системе полигональных трещин сформировался погребенный полигонально-блочный микрорельеф, ярко проявляющийся на современной дневной поверхности. Этот микрорельеф представляет собой чередование бугров-блоков округлой формы диаметром 60–90 м с относительной высотой 2–2,5 м и разделяющих и оконтуривающих их межблочных понижений, в местах сочленения нескольких таких понижений превращающихся в межблочные западины. Реликтовый полигонально-блочный микрорельеф значительно отразился на строении современного почвенного покрова, дифференцировав его на уровне типа почв, то есть практически на самом высоком таксономическом уровне. Контрастность строения почвенного покрова наблюдается и в ареале серых лесных почв в зоне широколиственных лесов. Однако здесь все блоки редуцированы по сравнению с блоками в ареале дерново-подзолистых почв, их склоны более выполажены, переход к межблочным понижениям постепенный, что снизило уровень дифференциации почвенного покрова до подтипа почв (Алифанов, 1995).

В ареале черноземов типичных в степной зоне (заказник Каменная степь) ККГС мы не обнаружили, хотя реликтовый полигонально-блочный микрорельеф на дневной поверхности также выражен достаточно отчетливо. Микрорельеф представляет собой сочетание блоков-повышений округлой, вытянуто-продолговатой (овальной) и почти правильной (круглой) формой. Центры блоков располагаются практически на одинаковом друг от друга расстоянии 15–20 м. Размеры блоков составляют примерно 10–20 м, относительные превышения блоков над межблочьями составляет 15–30 см. Существовавшая в ярославский криогенный этап дневная поверхность растрескивалась примерно на глубину 1–1,5 м. Трещины в настоящее время имеют форму языковато-клиновидных структур. Такие структуры наблюдаются по всем стенкам разрезов-траншей. Однако на стенках разрезов существуют места сгущения этих трещин, в которых языки-клинья достигают своих максимальных размеров. И именно к этим сгущениям более мощных языков-клиньев приурочены межблочные понижения, формирующие полигонально-блочный микрорельеф. Например, в стенке траншеи длиной 16 м сгущение располагалось на протяжении 6-ти метров, над которым на дневной поверхности было расположено межблочное понижение. (Алифанов, Гугалинская, 2006).



Таким образом, история формирования современных суглинистых почв центра Восточно-Европейской равнины (дерново-подзолистых, серых лесных, черноземов) оказывается значительно сложнее и длительнее, чем это предполагается в традиционной модели их генезиса. Большое влияние на процесс формирования профилей почв оказали их почвообразующие породы, которые начали формироваться снизу послойно задолго до голоцена. При этом каждый вновь отложенный в средне- или поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием. Затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или элементарного почвенного образования (ЭПО) погрелся новым материалом, который вновь про-

рабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования сформировались педогенно стратифицированные толщи – педоциклиты и педолитоциклиты, представляющие собой композиции из ЭПО. Именно эти сложные природные тела являются почвообразующей породой и определяют строение профилей современных почв. Голоценовое почвообразование, накладываясь на педоциклиты и педолитоциклиты, наследует, стирает, трансформирует или дорабатывает отдельные свойства ЭПО, в результате чего формируются полилитогенные, полигенетические и гетерохронные профили современных почв.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№11-04-01083)

### Список литературы

1. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино. ПНЦ РАН. 1995. 318 с.
2. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Почвоведение, 1993. № 7. С. 65–75.
3. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и современные черноземы // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 45–70.
4. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М.: МГУ, 2008. С. 45–63.
5. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
6. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 66. М.: ГЕОС, 2005. С. 33–42.
7. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение, 2000. № 1. С. 102–113.

**ПЕРВЫЕ Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИМ ОСАДКАМ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА** | **THE FIRST SR-ISOTOPE STRATIGRAPHIC DATA FROM YENISSEY NORTH LATE CENOZOIC SEDIMENTS**

**Е.А. Гусев<sup>1</sup>, А.Б. Кузнецов<sup>2</sup>, Е.И. Полякова<sup>3</sup>, А.В. Крылов<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>ФГУП «ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>4</sup>ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, Россия

**E.A. Gusev<sup>1</sup>, A.B. Kuznetsov<sup>2</sup>, E.I. Polyakova<sup>3</sup>, A.V. Krylov<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>M.V.Lomonosov Moscow State University, the Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Polargeo, Saint-Petersburg, Russia

Изотопный состав стронция морских карбонатных раковин может быть успешно использован для решения стратиграфических задач. Изучение стабильных изотопов С и О в древних карбонатных раковинах дает информацию об изотопном составе воды древних бассейнов. На основе этих данных возможна реконструкция солености и температуры воды палеобассейнов. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  неперекристаллизованных морских раковин позволяет определять их возраст с помощью метода стронциевой изотопной хемотратиграфии SIS (Кузнецов и др., 2012). Здесь впервые представлены возможности метода SIS для датирования морских карбонатных раковин позднекайнозойских отложений Усть-Енисейского района Западной Сибири.

По северу Западной Сибири сложилось две точки зрения на возраст рыхлого осадочного чехла. Большая часть исследователей придерживается взглядов о четвертичном возрасте осадков, несогласно перекрывающих мел-палеогеновые толщи низменности (Сакс, 1953; Троицкий, 1979; и др.). В то же время, есть мнение о плиоцен-эоплейстоцен-четвертичном возрасте рыхлого чехла (Загорская и др., 1965; Слободин и Суздальский, 1969; Суздальский, 1976; Волкова, 1999 и др.). Неогеновый возраст нижней части толщи неоднократно оспаривался (Гудина, 1969; Троицкий, 1979; Гладенков и Петров, 1990, и др.).

Ранее возраст отложений Усть-Енисейского района определялся методами: радиоуглеродным ( $^{14}\text{C}$ ), уран-ториевым ( $^{237}\text{Th-U}$ ), оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции зерен полевых шпатов (ИК-ОСЛ), а также электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) (Гусев и др., 2011; Гусев, Молодьков, 2012). С помощью перечисленных методов был обоснован возраст осадков как средний неоплейсто-

цен (МИС 6–МИС 7) – поздний неоплейстоцен (МИС 5–МИС 3) – голоцен.

В настоящей работе нами изучен изотопный состав Sr в инситуных карбонатных раковинах морских моллюсков *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Cyrtodaria jenissae* (Sachs), *Glycimeris* sp., *Astarte invocata* (Merklin et Petrov), *Portlandia arctica* (Gray), *Arctica islandica* (Linnaeus), *Serripes groenlandicus* (Mohr), *Macoma* sp., *Mytilus edule* (Linnaeus), *Buccinum groenlandicum* (Morch), *Astarte pseudoactis* (Merklin et Petrov). Помимо инситуных раковин, нами исследовались раковины, содержащиеся в конкрециях неправильной формы.

Измеренные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в большинстве раковин варьируют в пределах от 0.70917 до 0.70901, а в одной раковине это отношение достигает 0.70746. Анализ стабильных изотопов показал, что многие карбонатные раковины попадают в область нормально-соленых океанических бассейнов.

Вычисленный по методу SIS возраст для раковин из обнажений Воронцово, Кареповск и мыс Каргинский равен 70–180 тыс. лет (рис. 1) и практически совпадает с определениями, полученными для этих разрезов методами ИК-ОСЛ и U-Th (Гусев и др., 2011). Инситуные раковины из разреза Ладыгин Яр показали более древний возраст (350–570 тыс. лет), чем полученный для этого разреза методами ИК-ОСЛ, ЭПР и U-Th (70–80 тыс. лет; Гусев и Молодьков, 2012). Интересным является определение, полученное по раковине *Portlandia arctica* (Gray), отобранной из основания мощного разреза ленточных алевритов с карбонатными конкрециями (мыс Дорофеевский, левый берег Енисея) – 1,47 млн лет (рис. 1). Такое значение совпадает с эоплейстоценовым возрастом ленточно-слоистых алевритов у мыса Лескина (Каплянская и др., 1986), находящегося в 150 км к северо-западу от мыса Дорофеевского.

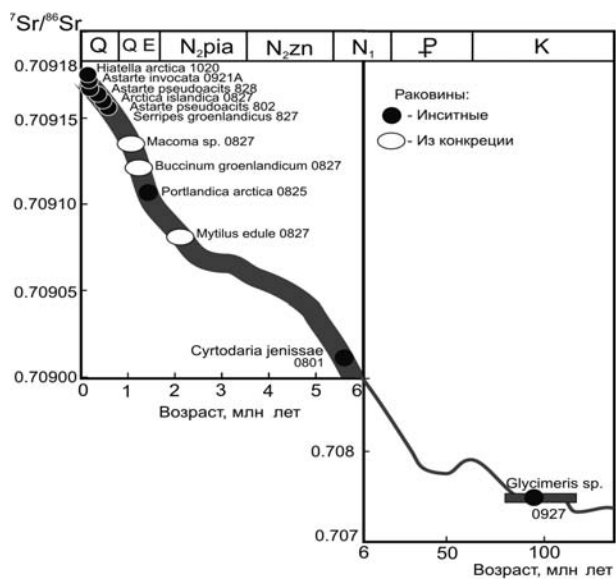


Рис. 1. Прямая SIS-корреляция карбонатных раковин из верхнекайнозойских отложений Усть-Енисейского района

Самый древний возраст получен для обломков толстостенных раковин *Glycimeris* sp. из смятых в складки и пронизанных жилами кальцита суглинков, обнажающихся в основании берегового клифа к северу от урочища Ладыгин Яр. Согласно методу SIS кристаллизация раковины происходила в меловое время, а наиболее вероятный интервал для этого – 80–140 млн лет назад (рис. 1). В 1960-х годах из этих суглинков калий-аргоновым методом был определен возраст глауконита, который составил 81 млн лет (Фирсов и Сухорукова, 1968). Возможно, эта часть разреза имеет позднемеловый возраст.

Интересный результат получен по разрезу Воронцово, находящемуся на правом берегу Енисея у его устья. Здесь в средней части разреза обнажаются мелкооскольчатые суглинки, содержащие следующий комплекс моллюсков: *Cyrtodaria jenisseae*, *Astarte arctica*, *A. jenisseae*, *A. montagui*, *A. placenta*, *Chlamys islandica*, *Cryptonatica groenlandica*, *Hiatella arctica*, *Lepeta caeca*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Siliqua alta*. Наиболее многочисленны раковины циртодарий. К сожалению, сохранность их плохая, моллюски с раскрытыми и сомкнутыми створками при отборе из осадка рассыпаются. По данным В.Н. Сакса (1953), *Cyrtodaria jenisseae* не встречается в отложениях моложе казанцевских, т.е. является

вымершей формой. Морфологически этот моллюск наиболее близок к *Cyrtodaria angusta* (Nyst et Westendorp), распространенному в отложениях занклского-гелазского ярусов Западной Европы и Исландии. Возраст раковины *Cyrtodaria jenisseae*, установленный методом SIS, близок к 5,6 млн лет. Таким образом, впервые Sr-изотопным методом подтверждено присутствие неогеновых отложений в разрезе (поселок Воронцово) рыхлого осадочно-го чехла севера Западной Сибири.

Важная находка сделана в обнажении у Сопочной Карги. В фаунистически охарактеризованных казанцевских песках и алевролитах в составе комплекса диатомовых водорослей найден вид *Neodenticula kamtschatica*, являющийся индекс-видом зональной диатомовой шкалы Северной Пацифики, стратиграфический диапазон распространения которого в высоких широтах Северной Пацифики ограничен поздним миоценом – ранним плиоценом (7,2–2,6 млн назад). В Норвежско-Гренландском бассейне этот вид встречается лишь в плиоценовых осадках. Скорее всего, створка этого вида переотложена из осадков более древнего морского бассейна.

В казанцевских отложениях Ладыгина Яра встречено большое количество конкреций неправильной формы. Конкреции содержат фауну, сходную с таковой из вмещающих отложений. О.В. Суздальский (1976) по ряду структурных признаков считал такие конкреции инситными образованиями. И.Д. Данилов и О.Б. Парунин (1982) определили близкий радиоуглеродный возраст раковин из разреза и из конкреций. Наше изотопное исследование раковин, отобранных из конкреций, показало, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них заметно ниже, чем в инситных раковинах, взятых в этих же отложениях (в среднем 0.70911 против 0.70916). Это предполагает, что инситные раковины моложе раковин из конкреций на 0,5–2,0 млн лет (рис. 1). Таким образом, конкреции вместе с содержащимися в них раковинами моллюсков переотложены из эоплейстоценовых морских осадков.

Полученные первые хемотратиграфические данные по изотопам стронция, кислорода и углерода, содержащимся в раковинах позднекайнозойских моллюсков енисейского севера, позволили датировать вмещающие отложения. Подтвержден неогеновый и эоплейстоценовый возраст нижних горизонтов рыхлых осадков севера Западной Сибири.

#### Список литературы

1. Волкова В.С. Палинотратиграфия четвертичных отложений полуостровов Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1119–1134.
2. Гладенков Ю.Б., Петров О.М. Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя севера СССР // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. С. 5–12.
3. Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М.: Наука, 1969. 80 с.

4. Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011. № 2(88). С. 36–44.
5. Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710.
6. Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 402–404.
7. Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. Морские неоген(?)–четвертичные отложения низовьев реки Енисея // Труды НИИГА. Том 144, М. «Недра». 1965. 92 с.
8. Каплянская Ф.А., Никольская М.В., Тарноградский В.Д. Доледниковые морские отложения на севере Западной Сибири (Лескинская толща). В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., 1986. С. 100–109.
9. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
10. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.; М., Водтрансиздат, 1953, 627 с.
11. Слободин В.Я., Суздальский О.В. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Западной Сибири // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969. С. 115–130.
12. Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. М.: Наука, 1976. 112 с.
13. Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 293 с.
14. Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. О «четвертичном» глауконите мелового возраста в низовье Енисея // Доклады АН СССР. 1968. Том 183, № 4, с. 914–917.



СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА  
И АКЧАГЫЛА МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ  
КАРАЯР-МУСТАФИНО И НАХОДКИ  
МОЛЛЮСКОВ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

STRATIGRAPHICAL SUBDIVISION OF THE  
EOPLEISTOCENE AND AKTSCHAGYLIAN  
DEPOSITS OF THE KARAYAR-MUSTAFINO  
SITE AND MOLLUSCS FINDINGS  
(SOUTHERN FORE-URALS)

Г.А. Данукалова, Е.М. Осипова  
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия  
danukalova@ufaras.ru, myrte@mail.ru

G.A. Danukalova, E.M. Osipova  
Institute of Geology, USC RAS, Ufa, Russia

Местонахождение находится в карьере между деревнями Караяр и Мустафино (53°15'30.85"С, 55°33'24.90"В) на междуречье рек Кундряк и Ашкадар (бассейн р. Белая) (Стерлибашевский район Республики Башкортостан, Южное Предуралье). Абсолютная отметка бровки карьера 195 м, урез воды в р. Ашкадар ниже д. Мустафино – 160,9 м.

Местонахождение представляет интерес в связи с общим изменением объема четвертичной системы и присоединением к кварту гелазия, эквивалентного на территории Южного Предуралья верхнеакчагыльскому региоподъярису в объеме зилим-васильевской, аккумуляевской и воеводской свит. Геологическую и гидрогеологическую съемку территории масштаба 1:200000 проводили И.М. Сеницын, Г.И. Сеницына (1966 г.) и Н.Н. Толстунова (1965 г.). Детально отложения в карьере описаны и опробованы В.Л. Яхимович, Г.А. Данукаловой и А.Г. Яковлевым в 1982–1983 гг. Палеомагнитные исследования были проведены Ф.И. Сулеймановой, моллюски изучены Г.А. Данукаловой и Е.М. Осиповой. Из верхней части отложений слоя 15 найден зуб *M<sub>3</sub> Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva (определен В.Е. Громовым и Е.В. Урбанас). Исследования позволили стратифицировать отложения в карьере и установить, что вскрытые осадки сформировались в позднем акчагыле (гелазий) и эоплейстоцене. Материалы исследований публикуются впервые. Стратиграфическая разбивка дана согласно унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Южноуральского региона (Данукалова, 2010). Сверху вниз в западной стенке карьера обнажаются следующие породы (рис. 1):

Голоцен – Q<sub>4</sub>

субаэральные отложения – pd

1. Почва черноземная мелкокомково-землистой структуры, пронизанная корнями травянистых растений (мощн. 0,5 м). Перерыв.

Плейстоцен / Эоплейстоцен / Верхнее звено / Кармасанский надгоризонт

Благоварский горизонт – E<sub>2</sub><sup>2</sup>

Озерные отложения – l

2. Суглинок красновато-бурый с трещинами, заполненными почвой слоя 1. Трещины тонкие, в плане рисунок сложный, густой (мощн. 0,5–0,6 м).

3. Суглинок красновато-бурый, пронизан полуоформленными белыми конкрециями карбоната, встречаются затеки и вкрапления гидроокиси марганца (мощн. 1,3 м).

4. Суглинок красновато-бурый, алевритистый, плотный, крупноскольчатый, встречаются дендриты окиси марганца. Нижняя граница слоя карманообразная, с микросбросами (мощн. 0,4 м).

Домбаровский горизонт – E<sub>2</sub><sup>1</sup>

Аллювиальные – a

5. Песок желтовато-зеленый, мелкозернистый полимиктовый с рассеянной галькой различного состава (мощн. 0,25–0,4 м). Размыв.

Нижнее звено / Давлекановский надгоризонт

Хлебодаровский горизонт – E<sub>1</sub><sup>4</sup>

Озерные отложения – l

6. Суглинок розовато-коричневый с линзой ярко охристо-желтого песка. В песке наблюдаются тонкие прослой (0,05 см) черного цвета (марганец) (мощн. 0,1 м).

Аккумуляевская свита – a<sub>2</sub>ak

Лиманные, аллювиальные отложения – lm, a

lm 16. Переслаивание алеврита розовато-коричневого, суглинка, песка серого неотсортированного и мелкого галечника (мощн. 0,6 м).

Удрякский горизонт – E<sub>1</sub><sup>3</sup>

Аллювиальные отложения – a

a(pt) 7. Песок черный, омарганцованный (мощн. 0,03–0,1 м).

a(rf) 8. Гравий в буром полимиктовом неотсортированном песке с мелкой галькой (мощн. 0,1–0,2 м). Размыв.

Демский надгоризонт

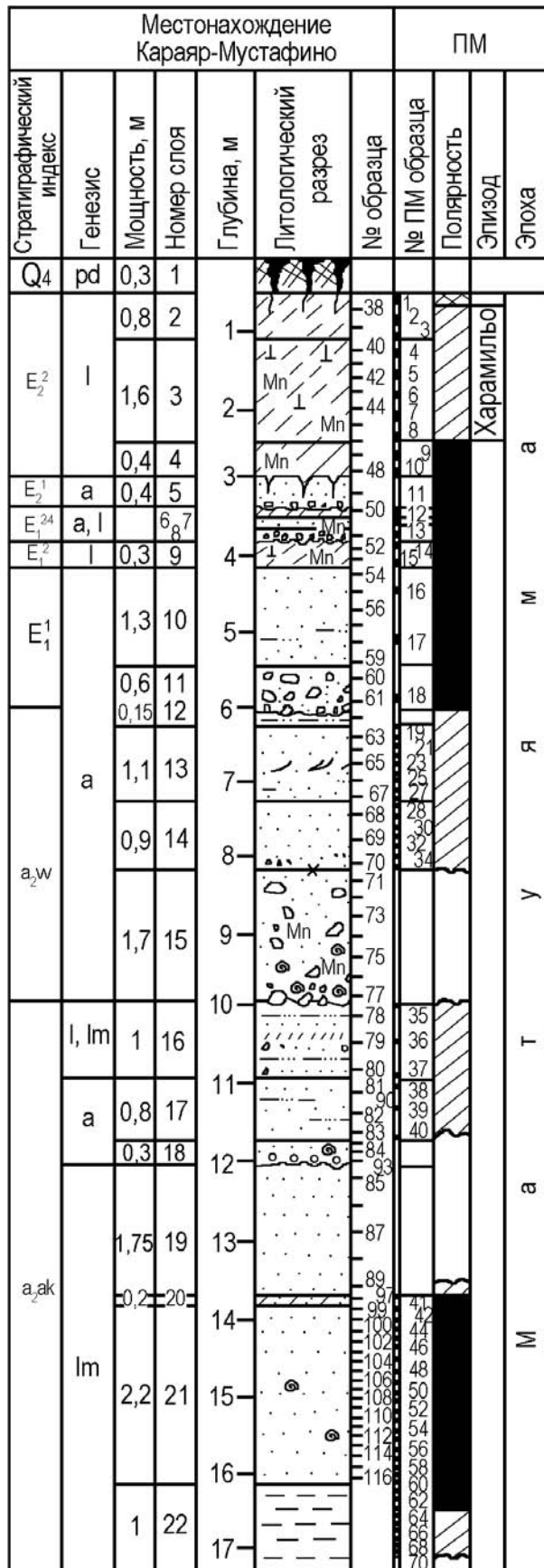


Рис. 1. Местонахождение Караяр-Мустафино

**Раевский горизонт- E<sub>1</sub><sup>2</sup>**

**Озерные отложения - l**

9. Суглинок розовато-коричневый крупноскольчатой структуры с вкраплениями окислов марганца и редкой точечной вкрапленностью карбоната (мощн. 0,3 м).

**Тюлянский горизонт- E<sub>1</sub><sup>1</sup>**

**Аллювиальные отложения - a**

a(pt) 10. Песок желтовато-зеленый, прослоями желтовато-бурый или зеленоватый, мелкозернистый полимиктовый отсортированный, тонко косослоистый. В нижней части слоя встречаются линзовидные прослои (3-5 см) песка розового алевритистого. Ниже этих прослоек песок крупнозернистый (20 см) (мощн. 1,3 м).

a(rf) 11. Галечник из мелкой окатанной и полуокатанной гальки полипетрографического состава в основном цветной кремневой, с бурым неотсортированным песком в виде заполнителя. Песок в нижней части слоя черный, омарганцованный (мощн. 0,6 м). Размыв.

Акчагыльский региоярус, верхний подъярус

Воеводская свита - a<sub>2</sub>vv

Аллювиальные, озерные отложения - a, l

l 12. Глина (суглинок?) розовато-коричневая алевритистая, сохранилась в «кармане» (мощн. 0,12-0,15 м).

a(pt) 13. Песок желтовато-бурый, зеленоватый, мелкозернистый однородный с тонкой почти горизонтальной слоистостью. В нижней части слоя (30 см) наблюдаются тонкие прослойки розовато-коричневого алеврита слабоглинистые (105 см). Они не выдержаны по мощности и извилисты. Над ними в песке встречаются небольшие косослоистые пачки. Находки мелких костей (неопределимы) (мощн. 1,1 м).

a(pt) 14. Песок буровато-серый, слегка зеленоватый, полимиктовый, крупнозернистый с тонкими редкими прослоями (2-7 см) мелкого гравиио-галечника. Встречаются мелкие гастроподы (мощн. 0,9 м).

a(rf) 15. Галечник из мелкой окатанной и полуокатанной гальки полипетрографического состава в основном цветной кремневой (диаметром 0,5-2 см, реже - 5 см), заполнителем служит буровато-серый, зеленоватый, разнозернистый неотсортированный песок, в котором наблюдаются черные омарганцованные прослойки в 5-7 см. Встречаются крупные раковины *Viviparus*, а также *Lithoglyphus* (мощн. 1,7 м). Размыв. a(pt) 17. Песок желтовато-зеленый мелкозернистый, с прослоями (до 0,1 м) алеврита розовато-коричневого глинистого (мощн. 0,6 м).

a(rf) 18. Галечник охристо-бурый из гальки кремня, кварца и др. пород средних размеров окатанной и угловатокатанной. Крупность галек

увеличивается вниз по слою. Наблюдаются три прослоя омарганцевания (мощн. 0,45 м). Размыв.

*lm* 19. Супесь охристого цвета (мощн. 0,07 м).

*lm* 20. Алеврит розовато-бурый. Граница с нижним слоем неясная, переход постепенный (мощн. 0,1 м).

*lm* 21. Песок серовато-бурый, розоватый в алевритистых прослоях, мелко- и тонкозернистый, с отдельными гальками кремней. Песок косослоистый, с неровными участками ожелезнения, с мелкими тонкостенными раковинами пресноводных моллюсков. В нижней части слоя песок увлажненный (мощн. 2,4 м). Размыв.

*lm* 22. Глина коричневая плотная, прослоями ожелезненная, встречаются растительные остатки, тонкостенные раковины пресноводных моллюсков. Глина по всему слою увлажненная. Вскрытая мощность 1 м. Дно карьера.

#### Находки моллюсков в отложениях акчагыла

Слой 15 (низ слоя): *Succinea* sp. (1 juv.), *Pupilla muscorum* (L.) (18), *Vallonia costata* (Müll.) (58), *Vallonia* sp. (27 обл.), ?*Clausiliidae* (1 обл.), *Lymnaea cf. pereger* (Müll.) (5), *Planorbis planorbis* (L.) (8),

*Anisus spirorbis* (L.) (12), *Gyraulus cf. gredleri* Gredler (3), *Gyraulus* sp. (1), *Bithynia* sp. (2 juv.), Оперкулюм (*Bithynia* sp.) (3), *Valvata piscinalis* (Müll.) (1 обл.), *Valvata naticina* Menke (14), *Lithoglyphus decipiens* Brus. (60), *Viviparus achatinoides* Desh. (105), *Viviparus* sp. (6), *Clessiniola julaevi* Ppv. (142), *Aktschagyliia* sp. (1 обл.), *Corbicula fluminalis* Müll. (27), *Unio* sp. (6 обл.), *Sphaerium rivicola* Lam. (4), *Pisidium amnicum* (Müll.) (14), *Pisidium cf. supinum* A. Schm. (4).

Слой 18: *Vallonia costata* (Müll.) (2), *Stagnicola palustris* (L.) (1 обл.), *Anisus spirorbis* (L.) (1), *Valvata naticina* Menke (5), *Lithoglyphus naticoides* Ferus. (2+1 juv.), *Viviparus* sp. (1 juv.), *Pisidium cf. subtruncatum* Malm. (1).

Слой 21 (верх слоя): *Vallonia costata* (Müll.) (161), *Pupilla muscorum* (L.) (4), *Columella edentula* Drap. (4), *Vertigo substriata* Jeff. (2), *Pseudotrichia* sp. (1 обл.), *Lymnaea stagnalis* (L.) (26), *Lymnaea ovata* Drap. (13), *Galba truncatulla* Müll. (16), *Planorbis planorbis* (L.) (7 juv. +17 обл.), *Anisus spirorbis* (L.) (12), *Planorbis barbus* (L.) (1), *Gyraulus cf. gredleri* Gredler (19), *Valvata* sp. (4), *Viviparus* sp. (25 juv.), *Clessiniola julaevi* G. Ppv. (51), *Sphaerium rivicola* Lam. (12+3 juv.), *Pisidium amnicum* (Müll.) (3+24 juv.).

#### Список литературы

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартала Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18. № 3. С. 1–18.

**НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ  
РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ГОРНОГО АЛТАЯ НА ОСНОВЕ  
МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА  
ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА** | **DEM-BASED  
NEOTECTONIC ZONING  
OF NORTH-WEST  
GORNYY ALTAI**

**Е.В. Деев<sup>1</sup>, Д.А. Чупина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

**E.V. Deev<sup>1</sup>, D.A. Chupina<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia

Морфометрический анализ рельефа используется в геологических исследованиях уже более полувека. В России это научное направление приобрело популярность при поиске тектонических структур для прогноза нефтегазоносности (Философов, 1960). На рубеже XX и XXI веков интерес к морфометрическому анализу рельефа снова возрос в связи с бурным развитием персональных компьютеров и геоинформационных технологий. Современный этап геоморфологических исследований характеризуется активным использованием ГИС-технологий для районирования территорий, а также для картографирования форм и типов рельефа. В Новосибирском ГИС-центре цифровые модели рельефа (ЦМР) анализируются для решения широкого спектра геологических задач (Глушкова и др., 2011), в том числе и для неотектонического районирования. В качестве основы обычно либо берется ЦМР открытого доступа SRTM, либо строится ЦМР по векторной цифровой топооснове разрешенных к использованию масштабов. При региональных геоморфологических исследованиях, в особенности для северных широт, где у SRTM имеются лакуны из-за неполноты радарной космической съемки, достаточно эффективной основой для построения ЦМР является векторная топографическая карта России миллионного масштаба производства Роскартографии. Авторами для неотектонического анализа северо-западной части Горного Алтая использовалась ЦМР SRTM, изначальное разрешение которой составляло 90×60 м. В дальнейшем шаг сетки ЦМР был приведен к размеру 60×60 м. Для обзорного этапа исследований территории ЦМР была генерализована с использованием функции Generalization модуля Spatial Analyst к размеру 180×180 м.

Неотектонический анализ на основе морфометрии земной поверхности является частным случаем морфотектонического анализа, под которым понимается изучение упорядоченности геологической структуры территории, выраженной

в рельефе. Общая идея этих исследований, проводящихся на Горном Алтае, заключается в поиске закономерностей пространственной организации рельефа, выявлении повторяющихся типов ориентированных структур, выделении морфотипов («морфоструктур») и градиентных структур (Деев и др., 2003; Мартысевич и др., 2006). Программным обеспечением исследований является пакет ArgGis, позволяющий строить сеточные модели и проводить с ними различные операции. В работе используются морфометрические показатели, являющиеся достаточно традиционными для морфометрического анализа земной поверхности: глубина и густота эрозионного расчленения, средние высоты и тренды поверхности, средние углы падения склонов, их градиенты и др. (Глушкова и др., 2011).

Большое значение при морфометрических исследованиях определенного масштаба имеет адекватное определение шага сетки и радиуса скользящего окна, в котором считаются характеристики. На рисунке 1 показаны некоторые морфометрические показатели (рис. 1; А, Б, В), рассчитанные для обзорного уровня исследований с шагом сетки 180 м и в радиусе скользящего окна 5 км. Тут же для сравнения приведены контуры геологических тел (рис. 1 Г), подчеркивающие структурный мотив тектонического строения территории. Густоту расчленения рельефа отражает плотность ребер, которая высчитывается на основе построения сетки второй производной от ЦМР. Для второй производной подбирается интервал значений, отражающий перегибы рельефа, которые соответствуют линиям тальвегов и водоразделов. По выделенным ребрам строится плотностная схема в скользящем окне. В нашем случае (рис. 1А) показатель нормирован на максимум, который приведен к 100 % и разбит на 5 равных интервалов. Если приводить к такой нормировке все показатели, то это дает возможным их сопряженный анализ в многомерном пространстве признаков средствами факторного и кластерного анализа.



Глубину расчленения рельефа отражает среднее отклонение высот от тренда. В данном случае общий тренд рассчитывался как среднее значение высот в скользящем окне радиусом 10 км, после чего тренд вычитался из ЦМР, и разница усреднялась в окне радиусом 5 км. На рисунке 1Б этот показатель не нормирован, а приводится в метрах и показывает отрицательные (цвет от белого до светло-серого) и положительные (цвет от темно-серого до черного) отклонения от тренда. На рисунке 1В показано среднее значение углов, нормированное на максимум и разбитое на 5 равных интервалов. На обзорном уровне исследований отчетливо прослеживается связь пространственного распределения морфометрических показателей (рис. 1: А, Б, В) с ориентировкой геологических структур территории (рис. 1: Г). Таким образом, при анализе морфометрических схем горных территорий, соответствующих мелкому функциональному масштабу, наиболее яркой проявляется обусловленность рельефа общим тектоническим строением и в частности докайнозойским структурным планом.

Разнообразные морфометрические показатели расчлененности рельефа при разном функциональном масштабе отражают разные геологические особенности: литологический состав комплексов пород (определяет различную уязвимость для эрозионно-денудационных процессов); докайнозойский структурный план (определяет морфоскульптуру блоков на среднем уровне и морфоструктуру на крупномасштабном); блочную делимость неотектонического этапа деформаций. Для того чтобы вычленить неотектонические особенности геологического строения территории, необходимо предварительно вычленить литологический и «древнеструктурный» (докайнозойский) факторы влияния на интенсивность расчленения земной поверхности. На крупномасштабном уровне существенное значение имеет

также анализ денудационной и аккумулятивной деятельности экзогенных процессов разного генезиса (ледниковый, аллювиальный, пролювиальный и др.) При среднемасштабном неотектоническом районировании территорий достаточно эффективным оказывается использование морфометрического анализа для составления схем блочной делимости на основе реконструкции усредненного высотного положения древних поверхностей выравнивания. На региональном уровне кайнозойский структурный план отражается на монокомпонентных и синтетических (комплексных) морфометрических сетках в виде морфотектонических ареалов и морфотектонических поясов (Деев и др., 2003). Они различаются плановой конфигурацией, а также структурной упорядоченностью, образующих их элементов следующего порядка: в составе ареалов – ареально-блоковые и поясово-блоковые системы; в составе поясов – поясово-зональные системы блоков и реликты ареально-блоковых систем («массивы»).

Закономерности общего позднекайнозойского тектонического устройства территории выявляются в следующей технологической последовательности: 1) типизация региональных неоднородностей рельефа на основе покомпонентного и поликомпонентного (комплексного) количественного морфометрического анализа; 2) обоснование классификационных легенд для типизации морфотектонических районов и подрайонов в связи с историко-геологической спецификой развития территории; 3) построение схем морфотектонического районирования разного масштаба. Следует подчеркнуть, что на крупномасштабном уровне исследований морфометрические показатели позволяют эффективно и объективно обосновывать схемы блочной делимости, а для среднего и мелкого масштаба проводить геоморфологическое районирование.

### Список литературы

1. Глушкова Н.В., Лямина В.А., Зольников И.Д., Добрецов Н.Н., Афанасьев В.П., Самданов Д.А., Болдырев И.И., Семенова С.А. Использование ЦМР для решения задач четвертичной геологии и геоморфологии Сибири // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты: СПб, 2011.- Т. 1 (А-К).- С. 131–134.
2. Деев Е.В., Зиновьев С.В., Чиков Б.М., Новиков И.С., Вишневецкая Е.А., Высоцкий Е.М. Соотношение эпигерцинского и позднекайнозойского структурных планов западной части Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. С. 69–72.
3. Мартысевич У.В., Деев Е.В., Бурчк Е.А. Использование средств ГИС и ДЗ для морфотектонического анализа и выделения крупных сейсмогравитационных структур (на примере Юго-Восточной части Горного Алтая) // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 2006. С. 155–159.
4. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. 1960. 69 с.

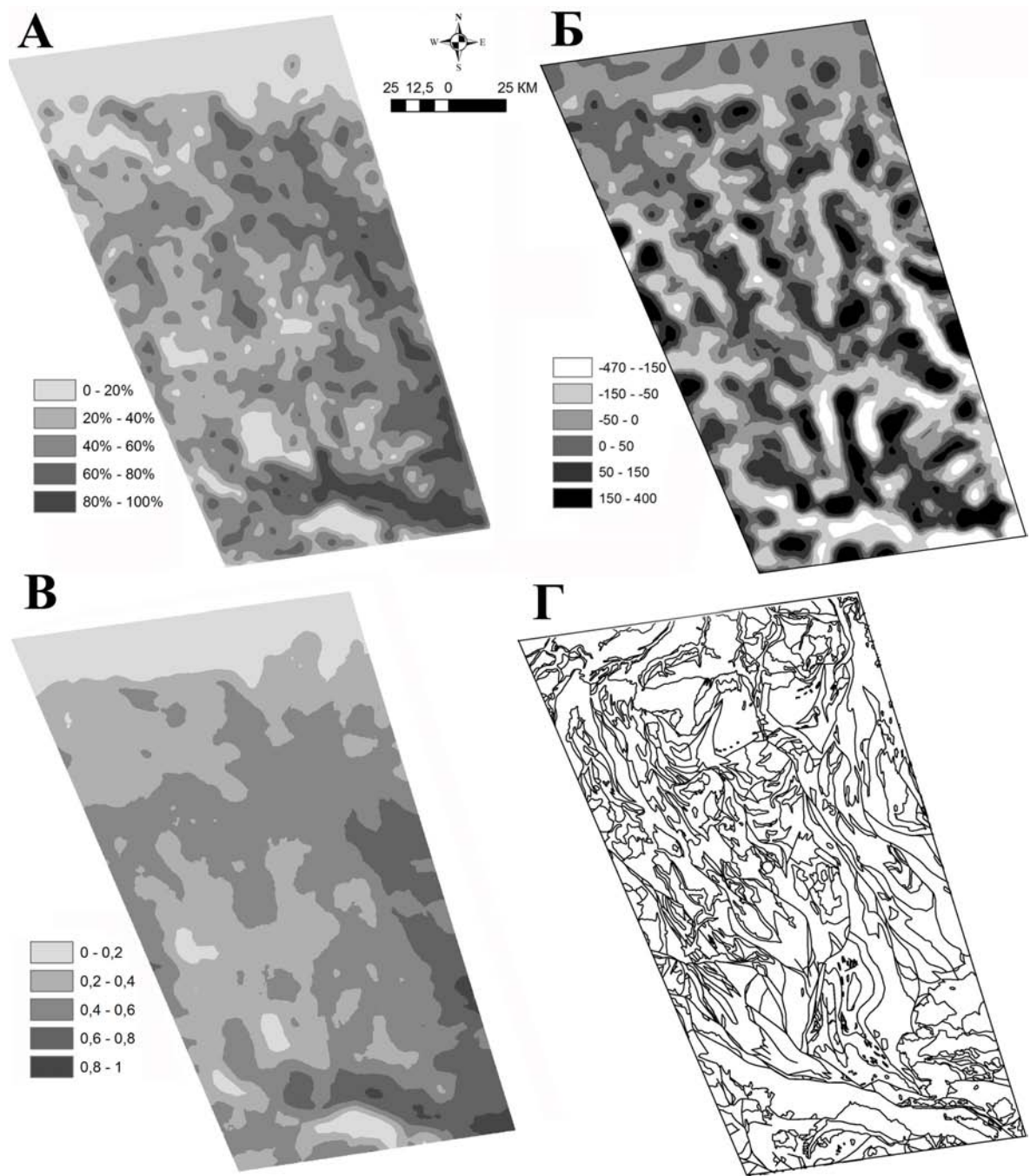


Рис. 1 – Морфометрические характеристики изучаемой территории:

А – плотность ребер рельефа; Б – среднее отклонения высот от трендовой поверхности;  
В – средние углы падения склонов; Г – границы геологических тел, с карты масштаба 1: 500 000

**ПАЛЕОПОЧВЫ, КЛИМАТ И ЧЕЛОВЕК  
ВОЛГО-УРАЛЬСКИХ СТЕПЕЙ  
В РАННЕЖЕЛЕЗНОМ ВЕКЕ** | **PALEOSOILS, CLIMATE  
AND MAN OF VOLGA-URAL STEPPES  
DURING EARLY IRON EPOCH**

**В.А. Демкин, Т.С. Демкина, С.Н. Удальцов, М.В. Ельцов**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
demkin@issp.serpukhov.su*

**V.A. Demkin, T.S. Demkina, S.N. Udaltsov, M.V. Eltsov**

*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia*

В последние годы достигнутый уровень методических и теоретических разработок в области археологического почвоведения дает возможность существенно повысить детальность и обоснованность природно-климатических реконструкций, базирующихся на исследованиях палеопочв разновозрастных археологических памятников (курганов) (Демкин, Скрипкин и др., 2012). Выявленные нами закономерности изменчивости морфологических, химических, магнитных свойств, биологической активности и эволюции палеопочв дают основания считать, что в степях юга России на протяжении исторического времени ведущим фактором почвообразования являлся климат. Вековая динамика степени его увлажненности определяла направленность, скорость и масштабы преобразований почвенных свойств, оказывала существенное влияние на интенсивность и направленность элементарных почвенных процессов, на пространственно-временную организацию почвенного покрова. Как известно, достоверность и детальность природных реконструкций, в том числе климатических, определяется прежде всего палеообъектами ретроспективных исследований, которые должны отвечать определенным требованиям. Таковыми, на наш взгляд, являются: положение *in situ*; интегральное отражение природных условий; достаточно точная, экспрессная и малозатратная датировка; хорошая сохранность исходных характеристик; пространственно-временная репрезентативность; тесная хронологическая последовательность; приуроченность к различным ландшафтно-геоморфологическим районам; кратковременный (дни, недели) переход в состояние консервации (погребения); легкость обнаружения и вскрытия; возможность комплексных междисциплинарных исследований с использованием различных полевых и лабораторных методов. Очевидно, что перечисленным требованиям в полном объеме отвечают палеопочвы разновозрастных археологических памятников – курганов.

Изучение многочисленных подкурганых педонорядов в сухих и пустынных степях юга России

позволило нам определить комплекс характерных признаков и свойств палеопочв, отражающих состояние и вековую динамику степени увлажненности климата за историческое время (Демкин и др., 2010). К их числу относятся глубина залегания в почвенном профиле аккумуляций карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, их средневзвешенное содержание в слоях 0–50, 0–100(200) и 0–200 см соответственно; формы новообразований карбонатов; морфологические и физико-химические признаки степени выраженности солонцового процесса; наличие/отсутствие в иллювиальном гор. В1 новообразований оксидов марганца; окраска и мощность гумусового слоя (гор. А1+В1); содержание и состав гумуса, структура гумусовых веществ; величина магнитной восприимчивости в гор. А1; состав и структура почвенного покрова. Кроме того, нами установлены почвенно-микробиологические параметры, позволяющие судить об аридизации или гумидизации климата в разные исторические эпохи (Демкина и др., 2010).

Основой для реконструкции климатических условий послужили материалы палеопочвенных исследований около 200 курганов савромато-сарматской эпохи в составе почти 40 могильников, приуроченных, как правило, к автоморфным ландшафтам речных и балочных водоразделов, надпойменным террасам рек, останцовым «столовым» поверхностям, равнинным участкам Приволжской и Ергенинской возвышенностей, Прикаспийской низменности, Подуральского плато в пределах сухо- и пустынно-степной почвенно-географических зон.

Во всех исследованных природных районах сухо- и пустынно-степной зон в конце VI–V вв. до н.э. климатические условия были сравнительно влажными. В конце V – 1-й пол. IV вв. до н.э. началась аридизация климата, достигшая апогея во 2-й пол. IV–III вв. до н.э., о чем свидетельствуют материалы по южноуральскому региону. 2-я пол. II–I вв. до н.э. характеризовались сменой засушливых климатических условий влажными, причем имеются основания считать 2-ю пол. I в. до н.э. как достаточ-



но гумидную эпоху, имевшую продолжение и в I в. н.э. Полученные данные о морфолого-химических и микробиологических свойствах среднесарматских подкурганых палеопочв сухих степей Северных Ергеней дают возможность судить о внутривековой изменчивости увлажненности климата в I – 1-й пол. II вв. н.э. В палеопочвах нескольких курганов этого хроноинтервала обнаружено повышенное содержание хлоридов в верхних горизонтах, несколько иная эколого-трофическая структура микробных сообществ, меньшая численность и биомасса микроорганизмов по сравнению с другими исследованными подкурганными палеопочвами (Демкин, Клепиков и др., 2012). Следовательно, на финальный период среднесарматского времени (конец I – 1-я пол. II вв. н.э.) приходилась смена сравнительно гумидных условий почвообразования засушливыми. Теперь остановимся на развитии климатической ситуации в волго-уральских степях в позднесарматское время во 2-й пол. II – 1-й пол. III вв. н.э. Многочисленный фактический материал однозначно свидетельствует об аридизации климата в эту эпоху. Последующий этап развития позднесарматской культуры (2-я пол. III–IV вв. н.э.) представлен сравнительно небольшим числом объектов. Однако морфолого-химические и микробиологические характеристики подкурганых палеопочв достаточно выразительно свидетельствуют о начале очередной гумидизации климата во 2-й пол. III в. н.э., которая весьма ярко проявилась в IV в. н.э. как в Нижнем Поволжье, так и на Южном Урале. Таким образом, полученные данные дают основания считать, что вековая динамика увлажненности климата в савромато-сарматское время в нижневолжских и южноуральских степях была однотипной и синхронной. Она характеризовалась закономерным чередованием гумидных и аридных периодов. Их продолжительность составляла: савроматский гумидный – не менее 150 лет; раннесарматский аридный – 300 лет; ранне-среднесарматский гумидный – 200 лет; позднесарматский аридный – 150 лет; позднесарматский гумидный – более 100 лет.

Рассмотрим особенности расселения и миграции кочевников раннежелезного века волго-уральских степей в свете сопряженного анализа топографии погребальных памятников (курганов), региональных и местных особенностей состояния и вековой изменчивости природно-климатических условий. Прежде необходимо отметить, что в исследуемом регионе аридизация климата, как правило, сопровождалась ростом степени его континентальности, выражавшейся прежде всего в снижении зимних температур и усилении суровости зим (Демкин, 1997; Рысков, Демкин, 1997). Кроме того, в засушливые эпохи ухудшалось качество почвенно-растительного покрова (увеличение засоленности

почв, развитие солонцового процесса, снижение активности почвенных микробных сообществ, уменьшение продуктивности травяной растительности и др.), изменялся гидрологический режим малых рек, ручьев, водоемов. Напротив, в гумидные климатические периоды интенсифицировались процессы выщелачивания и рассолонцевания почв, повышалась их биологическая активность, зимы становились сравнительно мягкими с частыми оттепелями, понижались летние температуры, повышалась обводненность гидрографической сети. Периодическая смена рассмотренных ландшафтных и метеорологических условий несомненно сказывалась на жизни савромато-сарматских племен, регулируя маршруты и сроки их сезонных перекочевков, влияла на особенности расселения, региональные и глобальные миграции.

Благоприятная палеоэкологическая обстановка в VI–V вв. до н.э. обеспечивала комфортные условия жизнедеятельности савроматских племен во всем исследованном регионе, включая глубинные ныне полупустынные районы Волго-Уральского междуречья. Это подтверждается наличием памятников данной культуры на территории Бессточной равнины, Джаныбекского останца и др. Как известно, сложение раннесарматской (прохоровской) культуры происходило в южноуральских степях, где сосредоточен основной массив курганых захоронений населения данной эпохи. Аридизация климата на фоне усиления его континентальности в IV–III вв. до н.э. явилась одной из причин его миграции в Нижнее Поволжье, где, как считает В.М.Клепиков, мигранты из Приуралья уже в начале IV в. до н.э. заняли все основные палеоэкологические ниши на левобережье Волги, «постоянно «подпитываясь» с востока на протяжении всего IV и III вв. до н.э.» (Клепиков, 2007). Одним из палеоэкологических «оазисов» являлась территория шириной 10–20 км, окружающая оз. Эльтон (Эльтонская равнина) (Демкин, 1997). Как в настоящее время, так и в прошлом, в частности, в раннесарматскую эпоху, Эльтонская равнина представляет собой островной ареал сухостепных ландшафтов с каштановыми почвами в пустынно-степной (или полупустынной) зоне со светло-каштановыми почвами. И не случайно именно здесь сосредоточено большое число погребальных археологических памятников, начиная с эпохи ранней бронзы и заканчивая золотоордынским временем. Появление среднесарматской культуры в волго-уральских степях пришлось на благоприятную в экологическом отношении эпоху. Пока не представляется возможным с естественнонаучных позиций установить причины достаточно высокой численности среднесарматского населения в Нижнего Поволжья и практически отсутствие памятников этого времени в южноуральских сте-



пях. Вероятно, в данном случае природный фактор занимал далеко не ведущее место. Тем более, что уже при аридизации климата во II–III вв. н.э. вся территория волго-уральских степей активно осваивается носителями позднесарматской культуры. Но далее происходит еще одно удивительное событие с позиций взаимоотношения кочевого населения и природной среды. В условиях гумидизации климата и заметного улучшения палеоэкологической ситуации в течение IV в. н.э. позднесарматская культура в волго-уральских степях практически прекращает свое существование. В евразийских степях начинается новый культурно-исторический период – эпоха Великого переселения народов.

Изложенные рассуждения приводят нас к мысли, что связь природных и этнокультурных процессов в развитии степных кочевых обществ далеко не всегда могла быть прямой. Вероятно, в определенные исторические периоды сложившееся соотношение природных и социальных факторов, влияющих на материальную и духовную культуру, миграции и расселение древнего населения, приводило к различным последствиям, определяющим формирование, развитие и исчезновение степных этносов раннежелезного века.

Исследования проводились при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований Президиум РАН.

### Список литературы

1. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
2. Демкин В.А., Борисов А.В., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Золотарева Б.Н., Каширская Н.Н., Удальцов С.Н., Ельцов М.В. Волго-Донские степи в древности и средневековье (по материалам почвенно-археологических исследований). Пушино: SYNCHROBOOK, 2010. 120 с.
3. Демкин В.А., Клепиков В.М., Удальцов С.Н., Демкина Т.С., Ельцов М.В. Новые аспекты естественнонаучных исследований курганов сухих степей Нижнего Поволжья // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2012. № 1 (16). С. 121–135.
4. Демкин В.А., Скрипкин А.С., Ельцов М.В., Золотарева Б.Н., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Удальцов С.Н., Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н. Природная среда волго-уральских степей в савромато-сарматскую эпоху (VI в. до н.э. – IV в. н.э.). Пушино: ИФХиБПП РАН, 2012. 216 с.
5. Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Стретович И.В., Демкин В.А. Микробиологические исследования палеопочв археологических памятников степной зоны // Почвоведение. 2010. № 2. С. 213–220.
6. Клепиков В.М. Формирование раннесарматской культуры в Нижнем Поволжье // Региональные особенности раннесарматской культуры. Вып. 2. Волгоград: ВолГУ, 2007. С. 37–58.
7. Рысков Я.Г., Демкин В.А. Развитие почв и природной среды степей Южного Урала в голоцене. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 165 с.

# ГОЛОЦЕНОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛАГУН АДРИАТИЧЕСКОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

# HOLOCENE EVOLUTION OF LAGOONS OF THE ADRIATIC AND AZOV SEAS

А.М. Денисенко, Т.В. Любимова

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия  
TV-Luy@yandex.ru

A.M. Denisenko, T.V. Luybimova

Kuban State University, Krasnodar, Russia

Актуальность познания закономерностей эволюции внутриконтинентальных морей, являющихся частью Мирового океана, определяется как недостаточной освещенностью ряда проблем, так и необходимостью использования всех имеющихся данных для хозяйственного освоения морских акваторий.

Процесс формирования лагунного типа берега хорошо освещен в отечественной литературе (Зенкович, 1962; Панов, 1965; Крашенинников, 1971; Хрусталева, 1980 и др.). При этом для побережья Азовского моря до сих пор имеются разночтения в классификации устьевых водных объектов. Традиционно все естественные водоемы, находящиеся в дельте Кубани называют лиманами, вне зависимости от их положения в ней, происхождения, характера водного питания, связи с морем и особенностей режима. Между тем, на некорректность такого положения указывали Н.Я. Данилевский (1869), Г.Ф. Крашенинников (1971), В.Н. Михайлов и др. (2010). Вероятно, указанные разночтения объясняются тем, что современная гидрографическая сеть дельты Кубани имеет достаточно сложный характер, а также тем, что лагуны и по форме и по характеру осадков часто очень близки к лиманам. Генетически лиманы близки к эстуариям, но отделены от моря пересыпью или косой и расположены перпендикулярно линии побережья. Если речные протоки, в устье которых возникли лиманы, меняют свое положение, отличить лиманы от лагун становится трудно. Некоторым косвенным указанием на тот или иной комплекс служит характер нижележащих пород: лагунный комплекс подстилается морскими осадками, а лиманный речным аллювием.

Наиболее известным примером лагунного типа берега служит побережье Адриатического моря. Так Венецианская лагуна является здесь одной из самых крупных, ее площадь около 550 км<sup>2</sup>. Около 8 % площади занимает суша, территория г. Венеция и множества маленьких островов (более 100), еще 11 % территории – это участки глубокой воды или каналов, оставшиеся 80 % представляют накопления мелкопесчанистых и илистых наносов или соляные болота. Лагуна подвержена значительным из-

менениям в уровне воды, особенно зимой и весной, когда из-за проблемы *acqua alta* (высокой воды) происходит затопление большей части Венеции. Отложения, подстилающие Венецианскую лагуну, представляют собой неконсолидированный материал четвертичного возраста мощностью около 800 м, под которыми залегают еще менее плотные осадки, датированные плейстоценом. Четвертичные отложения примерно на 50 % состоят из песков, на 35 % – из алевроитов и на 15 % – из алевроитовых глин. Глубина в лагуне в среднем 1,2 м. В основных судоходных каналах глубина до 12,0 м при среднем значении 5 м.

В данной работе, в качестве примера водоема лагунного типа Азовского побережья – мелкого водоема, отделённого от моря узкой полосой намытого песка (пересыпью) и вытянутого вдоль берега – рассматривается Ахтанизовский прибрежный водоем. Он расположен в северной части Таманского полуострова, соединен с морем Пересыпским гирлом и входит в Ахтанизовскую систему лиманов, которая состоит из трех лиманов: Ахтанизовского, Старо-Титаровского и Курчанского. Еще в середине XIX в. это был единый водоем. Но впоследствии изменение русла р. Кубань, наносы Переволоки и Казачьего Ерика разделили его на части, сместив сушей берег Ахтанизовского лимана от русла реки на 17 км. Площадь лимана составляет 82,8 км<sup>2</sup>, средняя глубина 1,3 м, наибольшая глубина 1,6 м. В настоящее время Ахтанизовская система лиманов питается непосредственно водами р. Кубань по естественному водотоку – Казачьему Ерику. Ахтанизовский лиман расположен довольно близко от моря (1,7 км) и даже при небольших подъемах уровня моря морские воды проникают через широкое Пересыпское гирло, осолоняя лиман и, увеличивая соленость иногда до 8 ‰. Примерно шестая часть стока Кубани поступает в лиман, что способствует интенсивному накоплению ила на дне водоема (Михайлов, Магрицкий, 2010). Отложения Ахтанизовского лимана представлены переслоенными глинами и песками преимущественно серых и серо-сизых расцветок, содержащих раковины пресноводных и солоноватых моллюсков.

В своем развитии рельеф прибрежной полосы обоих морей в цепи средиземноморских водоемов прошел через несколько последовательных этапов, характеризовавшихся изменениями уровня моря, а также неотектоническими движениями прибрежных участков. Наиболее существенным в данном случае становится оценка событий послеледниковой трансгрессии, сформировавшей современные очертания береговых линий.

Около 10 тыс. л. н. Азовское море стало формироваться как самостоятельный морской бассейн. Голоценовая трансгрессия Азово-Черноморского бассейна была обусловлена поступлением через Босфор средиземноморских вод. По своей структуре нынешняя дельта Кубани является типичной дельтой выполнения обширного мелководного морского залива эстуарного типа, где в черед трансгрессий и регрессий периоды стабильного положения уровня моря способствовали формированию береговых баров и отшнуровыванию лагун. Прирусловые ряды водотоков разбили некогда сплошной морской залив на сложную сеть замкнутых мелководных водоёмов-лиманов, одни из которых оказались вблизи моря (лагуны), другие – вдали от него (пойменные лиманы).

В Средиземном море послеледниковое гляциоэвстатическое повышение уровня Мирового океана привело к трансгрессии, способствовавшей поступлению большого объема североатлантических вод. Наиболее значительным следствием этой трансгрессии явилось затопление прибрежных равнин в дельте рек По и Адидже, которые превратились в ингрессионные заливы или приустьевые бухты, где преобладающим типом устьевых систем оказался долинный залив (риас, эстуарий, лиман), или как в нашем случае устьевая лагуна.

Основные выводы можно свести к следующим положениям:

1. Образование берегов лагунного типа Адриатического и Азовского побережья в целом протекало одинаково под воздействием тектонических движений и эвстатических колебаний Мирового океана свойственных голоценовому этапу развития.

2. Морфологически водоемы имеют вытянутую параллельно берегу форму и располагаются практически на одной широте – 45° 20' 4".

3. В ходе осадконакопления в обоих лагунах откладывались преимущественно алевро-глинистые осадки, с отсутствием глауконита и фосфатных минералов. Отложения обоих водоемов подстилаются сложным комплексом мелководных морских фаций.

4. Современная эволюция Венецианской лагуны и Ахтанизовской протекает в основном под непосредственным воздействием климатических условий, присущих тому району, где они формируются. Так имеется существенная разница в солёности водоемов, которая определяется тем, что Венецианская лагуна питается морской водой за счет приливно-отливных течений, а питание Ахтанизовской лагуны происходит преимущественно пресной водой реки и ерика в условиях отсутствия подобного приливно-отливного явления. Другим отличием можно назвать разницу в климатических условиях осадкообразования в Венецианской и Ахтанизовской лагунах – субтропический и умеренный, переходный от морского к континентальному, соответственно.

5. В рельефе дна Азовского моря отмечаются системы подводных возвышенностей, вытянутые параллельно вдоль восточного и западного побережий. Глубины над ними уменьшаются от 8–9 до 3–5 м. Следовательно, в случае обмеления возможно усложнение береговой линии за счет появления здесь новых островов и заливов.

6. Аналогичные процессы отмечаются и в Адриатическом море. По мнению группы ученых из США, Италии, Хорватии и Великобритании, новая гряда островов в ближайшее время может возникнуть у побережья Хорватии в Адриатическом море. Геологи отмечают, что здесь идет формирование самых молодых островов на планете. Их образование происходит из-за медленных, но устойчивых тектонических движений, которые и сокращают расстояние между Хорватией и Италией.

Таким образом, голоценовая эволюция лагун Адриатического и Азовского морей, а именно Венецианской и Ахтанизовской, подчиняется общим законам географической зональности и рельефообразования.

### Список литературы

1. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
2. *Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. М.: Изд-во Высшая школа, 1971. 368 с.
3. *Мамыкина В.А., Хрусталева Ю.П.* Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону: Изд.-во РГУ, 1980. 176 с.
4. *Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А.* Гидрология дельты и устьевое взморье Кубани. М.: Изд-во ГЕОС, 2010. 728 с.
5. *Панов Д.Г.* История развития Азовского моря в голоцене// *Океанология.* 1965. Вып. 4.

# СООТНОШЕНИЕ СКОТОВОДСТВА И ОХОТЫ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕЛОВЕКА | THE RATIO OF CATTLE-BREEDING AND HUNTING AT THE EARLY STAGES OF HUMAN EVOLUTION

**Е.В. Добровольская**

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия  
evdobrovolskaya@mail.ru*

**E. V. Dobrovolskaya**

*A. N. Severtsov of Ecology and Evolution RAS, Moscow, Russia*

Археологические памятники Фанагория и Мысхако I, располагающиеся на полуостровах Таманский и Абрау, являются частью энеолитической, античной, а потом и возникшей на ее месте раннесредневековой хазарской культуры. Они своеобразны своим положением, размерами и населением. Азиатский Боспор занимал две рядом расположенные, но сильно отличающиеся друг от друга по природным условиям территории. Первая из них – это архипелаг невысоких островов между Черным (Понт Евксинский) и Азовским (Меотида) морями: это та основа, на которой формировался современный Таманский полуостров. Вторая территория охватывала гористую северную часть черноморского побережья Кавказа на участке от Анапы (Горгиппия времен Боспорского государства) до Геленджика (Торик). Первые упоминания о том, что азиатские владения Боспора складывались из двух несхожих по своему облику земель, находим у античных авторов. Так, Страбон делил эту территорию на азиатскую часть Боспора и Синдскую область (Страбон, 1994).

Поселение Мысхако I находится на берегу Черного моря в пос. Мысхако, входящем в административные границы г. Новороссийска. Поселение занимает обширный пологий холм, ограниченный с запада широкой ложбиной с руслом ливневого водотока, с востока – небольшой бухточкой, а с юга обращенным к морю скальным обрывом высотой до 9–12 м над уровнем моря. В 1990–1991 гг. Северо-Кавказской экспедицией ИА РАН под руководством А.Н. Гея и Е.И. Савченко на памятнике проведены раскопки на площади 1510 м<sup>2</sup>. Результатом стали достаточно полные и детальные данные о существовавшем тут античном поселении I-го века н. э. и открытых в нижней части культурного слоя культуры жемчужно-накольчатой керамики, датированного концом V – 1-й четвертью IV тыс. до н. э. В меньших объемах раскопки были продолжены в 2000–2002 гг. Полученная значительная по объему остеологическая коллекция Мысхако (11708 экземпляров костей и их фрагментов) представляет безусловный интерес для изучения фауны того времени и форм хозяйст-

вания населения, обитавшего здесь в энеолите – раннем бронзовом веке и в античное время (Гей, Добровольская, 2009).

Раскопки в Фанагории с 1994 года проводятся археологической экспедицией Института Археологии РАН под руководством д.и.н. В.Д. Кузнецова. Археологический памятник Фанагория располагается на юго-восточном берегу Таманского залива около поселка Сенной Темрюкского района Краснодарского края, где были обнаружены пять культурных напластований, относящихся к раннесредневековому, римскому, эллинистическому, классическому времени и периоду поздней архаики – ранней классики. Исследования осуществлялись в центральной части городища – раскоп «Верхний город» (более 2500 м<sup>2</sup>). На современный момент это наиболее изученный в археозоологическом направлении античный памятник России.

Практически во всех исследованных греческих, скифских и синдских городах наблюдается, при переходе от ранних периодов к более поздним, закономерная замена мелкого рогатого скота крупным. У этого процесса может быть несколько интерпретаций. Во-первых, увеличение количества крупного рогатого скота в эллинистических и римских слоях может являться показателем увеличения доли земледелия в сельском хозяйстве (Блаватский, 1953). А так как основной рабочей силой были волю, с помощью которых распахивали и засеивали землю, понятен рост доли этих животных в стаде. К тому же, когда лошадь стали использовать не для еды, а в качестве тягловой силы, то количество ее остатков в поселениях снизилось. И это могло послужить причиной роста доли крупного рогатого скота. Во-вторых, тот же самый процесс Каспаров (2004, 2007) ассоциирует с изменением уровня жизни населения. Увеличение темпов потребления говядины, которая является более деликатесным продуктом, по сравнению с бараниной и козлятиной, из-за более высоких затрат на ее производство, может быть связано с повышением благосостояния населения.

Обращают на себя внимание количественная представительность серий большинства определен-



ных видов, достаточно разнообразный состав как домашней, так и дикой фауны, присутствие за редкими исключениями (серна, волк, еж) практически всех определенных видов во всех выборках, а также отсутствие резких диспропорций между их процентными показателями в энеолитической, античной и раннесредневековой выборках. Фиксируемые изменения имеют вид тенденций и не позволяют говорить о кардинальных различиях в распределении.

В группе диких животных большинство видов демонстрирует тяготение к раннему, энеолитическому слою, что достаточно хорошо прослеживается на примере доли диких видов. В энеогене доля этих животных составляет 38,4 % (Мысхако), в античности только 19,7 % (Мысхако I) и 1,6 % (Фанагория), а в раннесредневековье всего 1,6 % (Фанагория) от определимых фрагментов. Для того чтобы лучше увидеть происходящие изменения мы решили посчитать соотношения между видами, которые нам кажутся наиболее интересными.

Соотношения доли тех или иных животных заметно меняются во времени. Если в энеолите доли КРС и дельфина одинаковы, то в античные времена это соотношение серьезно меняется – костей дельфина встречается в 5 раз меньше, а по сравнению с костями МРС – уже на порядок меньше. И такая закономерность прослеживается по всем основным группам домашних животных. На наш взгляд все выше сказанное свидетельствует о том, что в энеогене роль охоты была несравненно выше, чем в античные времена. Это косвенно подтверждает достаточно высокая доля костей собаки. Такая же тенденция наблюдается и по находкам раковин моллюсков. Из этого можно сделать вывод, что в энеогене, конечно же, существовало местное скотоводство, но охота и собирательство играли еще достаточно важную роль в жизни населения Мысхако. В античное время (с приходом нового населения), видимо, слегка поменялся и видовой спектр охотничьих видов. По-видимому, в античные времена охота на дельфинов отсутствовала, в отличие от более ранних времен. Об этом говорит тот факт, что 73 % костей дельфинов со следами кухонной разделки были обнаружены в слое энеогена, 19 % – в смешанном и 8 % в античном слоях Мысхако). Это можно дополнить фактом обнаружения в энеолитическом слое костей дельфинов 4 видов (белобочка, афалина, морская свинья и обыкновенная гринда), а в античном только 3-х. Энеолитический спектр охотничьих видов млекопитающих содержит на 2 вида больше. Были составлены ряды, в которых представлены охотничьи виды зверей по убыванию находок:

ЭНЕОГЕН (Мысхако I):

Благородный олень – кабан – косуля – лисица – волк – заяц – дикая кошка – серна – зубр, леопард

АНТИЧНОСТЬ (Мысхако I):

Лисица – волк – дикая кошка – заяц – олень, косуля – кабан – серна – леопард

АНТИЧНОСТЬ (Фанагория):

Заяц – лисица – волк – дикая кошка – кабан – косуля – благородный олень (Добровольская, 2010)

В античное время на двух достаточно удаленных друг от друга памятниках мы наблюдаем одинаковую тенденцию – первые места занимают пушные звери, и лишь затем следуют звери, мясо которых употреблялось в пищу. Даже раннесредневековые данные (при всей их немногочисленности) дают похожую картину.

В раннесредневековое хазарское время (Фанагория) из костей диких животных обнаружено всего 1 плечо волка (*Canis lupus*) и 12 различных фрагментов скелета зайцев-русаков (*Lepus europeus*). Удивительным фактом является полное отсутствие остеологических фрагментов диких копытных. Так же хотелось бы обратить внимание на почти постоянное присутствие в слоях костей птиц и рыб. Птицы представлены 6 видами – это 3 вида диких уток рода *Anas*, домашняя курица *Gallus gallus domesticus*, большая поганка *Podiceps cristatus* и чайка рода *Larus* (Добровольская, 2010).

Как можно заметить при такой интерпретации полученных данных, стада домашнего скота в разное время имели совершенно разные составы. В энеогене по численности на первом месте была свинья, затем мелкий рогатый скот, затем лошадь и на последнем месте крупный рогатый скот. В античное время наблюдается принципиально другая картина – первое место уверенно держит крупный рогатый скот, на втором по-прежнему мелкий, затем свинья, на последнем месте лошадь. В мясном рационе жителей раннего средневековья, обитавших в Фанагории, преобладала говядина, на втором месте по потреблению мяса находился мелкий рогатый скот, свинина, видимо, тоже потреблялась, но не в сравнимо меньшем количестве.

Отсюда можно сделать некоторые выводы:

- В энеолите, видимо, в районе Мысхако земледелие было развито крайне слабо. Можно предположить, что основу питания энеолитического населения составляла мясная пища, как разводимая, так и добываемая на суше и на море.
- В античности сельское хозяйство уже было развито гораздо больше (и Мысхако I и Фанагория), необходимости в охоте, как способе добычи пищи, не существовало. Это можно подтвердить и составом стада, и небольшой долей моллюсков, и меньшей долей охотничьих видов.
- В раннесредневековое время это положение остается в силе, меняется только соотношение скота в стаде.

### Список литературы

1. Блаватский В.Д. Земледелие в Античных государствах северного Причерноморья // Причерноморье в античную эпоху, 1953. Вып. 5. С. 127–143.
2. А. Гей, Е. Добровольская. Osteологические материалы поселения Мысхако I из раскопок 1990, 1991 и 2001 гг. // Адаптация культур палеолита-энеолита к изменениям природной среды на Северо-Западном Кавказе, 2009. С. 72–83.
3. Добровольская Е.В. Археозоологические исследования в Фанагории хазарского времени//Проблемы истории, философии, культуры, 2010. № 1 (27). С. 439–444.
4. Добровольская Е.В. Охота и рыболовство в жизни населения Фанагории и Мысхако I // X Боспорские чтения, 2010. С. 117–120.
5. Страбон. География // 1994. С. 468.

# РАЗЛИЧИЯ НАХОЖДЕНИЯ СКОПЛЕНИЙ ГИДРАТОВ ГАЗА НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФАХ АРКТИКИ

# THE DIFFERENCE BETWEEN GAS HYDRATE ACCUMULATION ON ARCTIC GLACIAL AND PERIGLACIAL SHELVES

**В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия  
drouchits@ginras.ru*

**V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova**

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

В последние годы повысился интерес к нетрадиционным ресурсам углеводородов. К ним можно отнести гидраты природных газов. С четвертичным периодом имеют прямую связь континентальные газогидраты. Их происхождение обусловлено развитием криолитозоны, формирование которой на арктических шельфах России начинается в позднем кайнозое. Газы угленосных толщ, расположенных на территории современных шельфов Арктики, при наличии криолитозоны переходят в клатратную форму. Знание закономерностей изменения природных обстановок в квартере позволяет оценить возможности формирования, сохранения и деградации этих эндемичных для этого времени образований.

Региональные структурные, геологические и палеогеографические особенности обусловили различия в генезисе и эволюции кристаллогидратов на этой громадной территории. В арктической зоне Евразии известны залежи газогидратов (месторождения севера Западной Сибири), а также зафиксированы их многочисленные проявления в Восточной Сибири и на Чукотке (Якушев и др., 2003). Обнаружены скопления клатратов газа на шельфе и побережье моря Бофорта. Сравнительный анализ истории геологического развития в четвертичное время Западной Сибири, моря Бофорта и окраинных морей российской Арктики позволяет прогнозировать наличие гидратов газа и на арктических шельфах России.

Следует остановиться на общих закономерностях, свойственных континентальным гидратам газа. Анализ геологических разрезов, содержащих гидраты газов, позволяет заметить, что они, как правило, накапливаются в дельтовых, авандельтовых и прибрежно-морских песчаниках, алевролитах, конгломератах и угольных толщах. Газогидраты имеют широкий стратиграфический диапазон (начиная от четвертичных отложений и далее к более древним осадкам) нахождения в осадочной толще, который, контролируется присутствием и мощностью многолетнемерзлых пород. Зона стабильности гидратов газа, обусловленная как геологическими,

так и термобарическими параметрами, обладающая необходимыми и достаточными условиями для существования природного газа в клатратной форме, располагается на глубинах 130–2000 м на арктической континентальной окраине (Collet, Kruuskaa, 1999). Существует также понятие зоны метастабильности гидратов газа, внутри которой они не могут образовываться, но существуют в законсервированном состоянии при условии наличия льда в разрезе. Залежи гидратов газа связаны с нефтегазовыми месторождениями. Мелкие скопления и проявления образуются при наличии всех вышеперечисленных характеристик, но для них достаточно присутствия только биогенного газа. Они разлаются при изменении природных условий, но могут и формироваться в настоящее время вместе с криолитозоной (Садчикова, Друщиц, 2010).

С помощью моделирования установлено, что проявления клатратов газа не сохраняются в районах подводных долин, продолжающих на шельфе крупные реки (палеодолины Оби, Енисея, Лены, Яны, Индигирки), в местах затопленных крупных озер, рифтах. В то же время наблюдается отсутствие сквозных таликов, за счет которых могли бы разрушаться гидраты газа, в районах распространения палеодолин относительно некрупных рек: Хатанга, Оленек, Хрома, Омолой (Романовский и др., 2003, 2009).

Российское арктическое пространство можно разделить на западную и восточную части. В первой формировались мощные ледниковые покровы. Вторая характеризовалась развитием обширной криолитозоны. Выделяется также центральная часть (Печорское море и южная часть Карского моря), где сочетаются как ледниковые, так и мощные многолетнемерзлые толщи (Лаврушин, Алексеев, 1999). В течение четвертичного периода они развивались по разным сценариям. В результате этого они имеют существенные различия относительно характера распространения клатратной формы природного газа.

С позиций газогидратообразования гляциальные и перигляциальные шельфы имеют существен-

ные различия. Перигляциальные шельфы – результат сложения процессов рельефо- и осадкообразования на фоне трансгрессивно-регрессивных циклов. В конечном итоге осадочный чехол представлен чередованием морских и континентальных отложений, которые находятся в зоне вечной мерзлоты. Естественно она эволюционирует параллельно с трансгрессивно-регрессивными циклами. Следует обратить внимание на то, что периоды холодных сухих природных обстановок неоплейстоцена в некоторых случаях разделяются временем представляющим собой интерстадиал. В этот этап развития криолитозоны осадки, содержащие гидраты газа, видимо не только не протаивали, но и происходила их агрегация. Видимо, значительные мощности многолетнемерзлых пород позволяют сохраняться в зоне стабильности гидратов газа в некоторых районах на протяжении всего квартала. Выделяются районы, перспективные на нефть и газ, при совпадении которых с распространением субмаринной криолитозоны весьма вероятно образование залежей гидратов газа. Развита также и угольная толща, с ними также ассоциируются проявления кристаллогидратов. Кроме того, перигляциальные шельфы характеризуются специфическим строением четвертичных континентальных осадков. Они представлены аллювиальными, дельтовыми, озерными и болотными образованиями, содержащими значительное количество биогенного газа. Эти осадки покрываются морскими отложениями и водной толщей. Термобарические характеристики среды осадконакопления способствуют формированию рассеянных проявлений клатратной формы метана (Друщиц, Садчикова, 2009; Садчикова, Друщиц, 2010; Друщиц и др., 2011).

Современная структура шельфа Западной Арктики сложилась в результате действия ледниковых процессов в позднем неоплейстоцене (Костин, Тарасов, 2012; Эпштейн, 2012). В результате их действия были эродированы и переотложены осадки среднего неоплейстоцена и микулинского межледниковья. При наличии криолитозоны гидраты газа должны были сохраниться в областях нефтегазовых месторождений.

Значительные изменения в сохранении скопления гидратов газа вносили межледниковые стадии. Несомненно, значительная роль в деградации проявлений и мелких скоплений кристаллогидратов принадлежит микулинскому межледниковью. Проникновение теплых атлантических в Западную Арктику, как и сейчас, способствовало исчезновению многолетнемерзлых пород и деградации зоны стабильности гидратов газа.

Однако, шельф Баренцева и западная часть Карского морей имеет сложный рельеф, характерной чертой которого является наличие глубоких

впадин. В этих впадинах существуют условия для образования кристаллогидратов. Эти скопления клатратов газа не связаны с криолитозоной, их происхождение обусловлено термобарическими условиями природной среды. На основании сейсмических исследований в депрессии, глубиной 400 м, в юго-западной части Баренцева моря, был выявлен псевдодонный рефлектор. Эта депрессия заложилась в раннем кайнозое и подвергалась эрозии и опусканию в неогене и последующей ледниковой экзарации с параллельным понижением температуры в четвертичное время. Гидраты газа начали формироваться в раннем неоплейстоцене и закончили в позднем. Они не разрушаются при современном повышении температуры за счет увеличения давления, вызванного подъемом уровня моря (Laberg et al., 1998). По аналогии с этими данными можно предположить возможность аккумуляции клатратов газа и в других глубоких впадинах на шельфе Баренцева моря и Карского моря (впадины центральной части Баренцева моря, Восточно-Новоземельский желоб).

Центральная часть арктических шельфов России имеет сложную историю. Южная часть Карского моря оказалась вне действия ледников. Прибрежные низменности Западной Сибири образовывали с прилегающим шельфом единую поверхность и были заняты перигляциальными ландшафтами. Территория Печорского моря и прилегающей к нему суши покрывалась в поздневалдайское время ледником и подпрудными озерами (Лавров, Потапенко, 2005). В ледниковье на шельфе сформировался покров морены, который, видимо был перекрыт относительно мощными (от 10–15 м до 25–30 м) лимногляциальными отложениями. В период дегляциации в зоне Печорского мелководья образовалась обширная аллювиально-болотная равнина, а на северо-восток от нее тянется полоса дельтовых накоплений, возможно раннеголоценового возраста. Голоцен отмечен формированием неоднородным по мощности покровом морских и, в меньшей степени, аллювиально-дельтовых и авандельтовых осадков (Эпштейн, 2012).

С помощью сейсмоакустики установлена явная газонасыщенность позднечетвертичных осадков на мелководье Печорского моря и в южной части Карского. Здесь же зафиксированы выходы газа в водную толщу. В пределах газонасыщенных грунтов с помощью бурения обнаружены многолетнемерзлые породы. Такие осадки имеют место до глубин 50–70 м (Рокос и др. 2001). Видимо, газонасыщенность поверхностных осадков может объясняться как выходами свободного газа, так и газа, образованного за счет деградации биогенных клатратных скоплений в процессе деградации криолитозоны.



### Список литературы

1. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. – С. 173–190.
2. Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С. Гидраты газа на шельфе и суше Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода. 2011. № 71. С. 124–134.
3. Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2012. – С. 107–130.
4. Лавров А.С., Потапенко Д.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. Аэрогеология. Москва. 2005. 222 с.
5. Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н. Арктические районы // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет (кайнозой от палеоцена до голоцена). Ред. А.А. Величко – М.: ГЕОС. 1999. С. 21–42.
6. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А. Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. 2001. С. 40–51.
7. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2003. № 4. С. 51–56.
8. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др., Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Из-во Моск. Ун-та, 2009. С. 292–319.
9. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Палеогеография проявлений каустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 147–160.
10. Эпштейн О.Г. Позднеплейстоценово-голоценовый цикл осадконакопления на гляциальных шельфах // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2012. Т. 87, вып. 3. С. 3–19.
11. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский хим. ж., 2003, т. XLVII, № 3. С. 80–90.
12. Laberg J.S., Anderssen K., Knutsen S-M. Inferred gas hydrate on the Barents Sea shelf – a model for its formation and a volume estimate // Geo-Marine Letters. 1998 V. 18. P. 26–33
13. Collett T.S., Kruuskraa V.A. Hydrates contain vast store of world gas resources // Oil and Gas Journal. 1999. May 11. V. 96, № 19. P. 90–96.

ПОБЕРЕЖЬЕ МИКРОКОНТИНЕНТА | COAST OF MICROCONTINENT  
ЮЖНАЯ ГЕОРГИЯ В ПОЗДНЕМ | SOUTH GEORGIA DURING  
ГОЛОЦЕНЕ | THE LATE HOLOCENE

Н.Н. Дунаев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия  
dunaev@ocean.ru

N.N. Dunaev

P. P. Shirshov Institut of oceanology of RAS, Moscow, Russia

«...лагодаря трудностям  
дальних исследований,  
улучшается знание  
ближних местностей»

В. И. Вернадский, 22.11.1921

Побережье острова Южная Георгия, стабильного по направленности новейших движений микроконтинента, расположенного в области с незначительными (не более 0,5 м) морскими приливами, представляет большой интерес в изучении проблемы колебаний морского уровня в позднем неоплейстоцене – голоцене. В условиях субполярного морского климата только северное побережье доступно для исследований в короткий летний сезон. Приурезовая зона суши отличается здесь сильной расчлененностью. Она либо плавно повышается до высоты около 20 м, сменяясь через небольшое расстояние более высоким и дифференцированным рельефом, либо (что чаще) представлена крутыми склонами, сопрягающимися с морем обрывами высотой до 50–75 м. В предгорьях широко представлен тундровый ландшафт, а на побережье прослеживаются океанические луга, на которых доминирует осока.

В геологическом разрезе острова преобладают интенсивно дислоцированные алевролиты, аргиллиты, песчаники Pz-Kz. В позднем неоплейстоцене он подвергался ледниковой экспансии разного масштаба, однако в ряду морен сохранились только наиболее молодые. В числе их относительно крупных генераций выделяют три с возрастом  $12.2 \pm 1.1$  ka BP,  $3.6 \pm 1.1$  ka BP, 1.1 ka BP (Bentley et al., 2007). По данным других исследователей в последний ледниковый период на острове существовали рефугиумы, где некоторые площади были совсем свободны ото льда, а на других дегляциация происходила в интервале 15,7–9,5 тыс. л.н. (Van der Putten, Verbruggen, 2005).

Наиболее изученный район острова относится к окрестностям залива Камберленд на северо-восточном побережье, который в кутовой части разделен полуостровом Тэтчер. Последний, простираясь приблизительно на 10 км с севера на юг и на 5–12 км с востока на запад, характеризуется низ-

когорным (max. абс. отн. 677 м) рельефом, многочисленными временными маловодными потоками, небольшими каровыми, внутриморенными и ограниченными очагами постоянного льда озерами, преобладанием тундрового ландшафта земной поверхности и океаническими лугами в условиях низменных участков морского побережья. Коренные отложения фрагментарно перекрыты характерными для данных географических широт отложениями четверичного возраста, среди которых наиболее распространены ледниковые и склоновые фации. По наблюдениям автора в локальных вогнутостях берега сформированы небольшие галечные пляжи, а в более крупных берег представлен низкой (2–2,5 м) аккумулятивной террасой шириной до нескольких десятков метров. Бывший уступ размыва в ее тыловой части выположен денудационными процессами и зарос густой травянистой растительностью, типичной для местных океанических лугов. В сторону моря травяной покров распространяется на площадку террасы и из сплошного и интенсивного переходит сначала в куртины, которые затем сменяются отдельными экземплярами, а в приурезовой части – пологим галечным пляжем шириной до первых метров и с высотой бермы 40–50 см. Таким образом, видим продвижение луговой растительности к морю, что связано с отступлением уреза воды и опреснением освобождающейся суши. Сплошное развитие луговой растительности привело к формированию адекватного по площади горизонта торфяника, который характеризуется низкой степенью разложения растительности, высокой влажностью и небольшой мощностью, которая выклинивается по направлению к берегу и возрастает до 30–37 см в сторону тылового шва террасы. Подстиляется торфяник галечником, идентичным пляжевому. Согласно Л.Д. Сулержицкому накопление слоя торфяника мощностью 30 см в данных географических условиях произошло за 860–900 лет. Более высоких

морских террас или других береговых форм, свидетельствующих о повышенном уровне моря в позднем квартере не встречено. При этом условия для их формирования, например, в голоцене (если бы уровень моря превышал современный на несколько метров, как это предполагают многие исследователи) благоприятны. Похожая ситуация наблюдается и в соседних бухтах, где иногда встречаются также локальные абразионные террасы, площадка которых, как правило, переходит в отмерший клиф высотой 2,5–3 м, в котором выработаны небольшие ниши.

Анализ данных свидетельствует о голоценовом тектоническом поднятии о. Южная Георгия. Небольшие различия в высотах террас – следствие дифференцированности молодых вертикальных движений соответствующих тектонических блоков, скорость которых составляет 1,7–2 мм/год.

Изложенное выше позволяет согласиться с выводом ряда исследователей о том, что уровень моря в голоцене не превышал современный. Он либо асимптотически приближался к нему, либо, достигнув его несколько т. л. н., в дальнейшем испытывал лишь незначительные флуктуации, которые различались по географической широте на несколько десятков см вследствие кратковременных гидрометеорологических причин, перераспределения водных масс и др. Представления о более значительных амплитудах колебания уровня Мирового океана в голоцене не достаточно убедительны, поскольку не принимаются во внимание многие факторы, в числе которых отсутствие учета неотектонического положения постов долговременного наблюдения за уровнем моря, в результате чего измеряются лишь его относительные изменения. Известно также, что уровень океана повышается с уменьшением масштаба оледенений. В этой связи нельзя не отметить, что современные размеры шельфовых ледников Антарктиды за последние 10 тыс. л. являются наименьшими и соответственно уровень океана за этот период наивысшим (Domack

et al., 2005). Предполагать проявление в позднем голоцене возможность постнеоплейстоценового гляциоизостатического поднятия исследуемых берегов не приходится, поскольку, во-первых, горнодолинные ледники острова, стекая со склонов гор непосредственно в море, не могли быть большой мощности в пределах узких горных подножий, а во-вторых, гляциоизостатическая компенсация даже в областях предполагаемого более широкого и интенсивного развития оледенения с поперечником в сотни километров происходит геологически быстро – за несколько сотен – тысяч лет. Вероятно, точка зрения о том, что явление гляциоизостазии вообще не имеет существенного значения и эта концепция нуждается в пересмотре (Чувардинский, 2000) заслуживает внимания. К тому же проблемы изостазии в целом и реакции земной коры на экзогенные нагрузки разработаны ещё слабо, примером чему являются, в частности, пока необъясненные случаи *несовпадения* рельефа поверхности Мохо и контуров областей постледниковых поднятий с адекватным знаком аномалий силы тяжести, ограниченное распространение астеносферы, наличие в литосфере ослабленных горизонтов – волноводов, где должна происходить диссипация и без того уменьшающейся по экспоненте экзогенной нагрузки и др.

Автор надеется, что проведенные исследования послужат дальнейшему развитию представлений о послеледниковом уровне моря, который, по крайней мере, в субатлантическом периоде голоцена, характеризуется лишь незначительными, в пределах нескольких десятков сантиметров, колебаниями с небольшими региональными различиями относительно его современного уровня, обусловленными, главным образом, геологически кратковременными глобальными изменениями климата. На этом фоне региональные положения морской береговой линии определяются неотектоническим и в меньшей мере местными литологическим и гидродинамическим факторами береговой зоны.

### Список литературы

1. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части балтийского щита. - Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2000. 287с.
2. Bentley M.J., Evans, D.J.A., Fogwill, C.J., Hansom, J.D., Sugden, D.E. & Kubik, P.W. Glacial geomorphology and chronology of deglaciation, South Georgia, sub-Antarctic// Quaternary Science Reviews. 2007; 26: Is. 5–6. P. 644–677.
3. Camoin G.F., Montaggioni L.F., Braithwaite C.J.R. Late glacial to post glacial sea levels in the western Indian Ocean// Marine Geology, 2004. V. 206. P. 119–146.
4. Domack E., Duran D., Leventer A., Ishman S., Doane S., McCallum S., Amblas D., Ring J., Gilbert R. and Prentice M. Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. *Nature*, 2005. 436, 681–685.
5. Van der Putten N., Verbruggen C. The honest of deglaciation of Cumberland Bay and Stromness Bay. South Georgia // *Antarct. Sci.*, 2005. 17, № 1. P. 29–32.

РЕЗУЛЬТАТЫ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО  
И ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА  
ВЕРХНЕГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
АЗОВСКОГО МОРЯ

THE RESULTS OF POLLEN  
AND DIATOM ANALYSIS  
OF THE SEA OF AZOV SEDIMENTS  
IN THE LATE HOLOCENE

К.В. Дюжова<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>2,3</sup>, Г.В. Ковалева<sup>1</sup>, А.Е. Золотарева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, Россия  
kristi\_kras007@mail.ru, lenanov@mail.ru, kovaleva@ssc-ras.ru, annaevgen@ssc-ras.ru

K.V. Dyuzhova, E.Yu. Novenko<sup>2,3</sup>, G.V. Kovaleva, A.E. Zolotareva

<sup>1</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow, Russia

Донные осадки Азовского моря являются прекрасным объектом для сохранения микропалеонтологического материала и позволяют проследить непрерывную историю изменения природной среды (Матишов и др., 2009, 2011).

Материалом для спорово-пыльцевого (палинологического) и диатомового анализа, послужили колонки морских отложений Азовского моря (из западной – колонка 97 и восточной – колонка 86 части), полученные при помощи прямоточной грунтовой трубки. Представленные климатические характеристики рассчитаны на основе палинологического анализа с применением информационно-статистического метода В.А. Климанова (1976).

Детальный спорово-пыльцевой и диатомовый анализ в комплексе с результатами определения абсолютного возраста отложений, позволили проследить динамику условий, начиная с конца суббореального периода голоцена (около 3200 календарных лет назад).

В конце *суббореального периода голоцена (3200–2500 календарных лет назад)* по палинологическим данным было выявлено две фазы, отличающиеся как по климатическим условиям, так и по составу сообществ. В период 3200–3000 лет назад на территории Приазовья распространялись степная растительность при довольно сухом климате.

Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров отложений позднего суббореала, позволяют реконструировать фазу увлажнения климата (3000–2500 календарных лет назад), в течение которой интразональные лесные сообщества расширяли свои позиции, а степные фитоценозы принимали мезофитный облик. Согласно результатам изучения континентальных отложений, увлажнение климата в позднесуббореальную фазу в Северном Приазовье и на юге степной зоны Восточно-Европейской равнины привело к расширению площадей лесов в долинах Днепра и Дона

(Кременецкий, 1997). Климатические характеристики периода 3000–2500 календарных лет назад в Приазовье указывают на уменьшение температур января и июля, по сравнению с предыдущим отрезком времени 3200–3000 лет назад. Среднегодовые температуры также принимали низкие значения (4–6 °С).

В начале *субатлантического периода (2500–2000 календарных лет назад)* спорово-пыльцевые спектры морских отложений позволяют реконструировать ксерофитную фазу развития растительности. Период около 2000–1500 календарных лет назад выделен в отложениях как западной, так и восточной части моря и отражает еще один временной интервал с увеличением доли древесной интразональной растительности. Средние температуры января здесь принимали значения –5–8°С, июля, примерно 20–22°С. Среднегодовые температуры колебались довольно сильно и часто соответствовали достаточно низким величинам 4–6°С.

На протяжении последних 1500 лет в Приазовье сформировался современный облик степных сообществ при климатических условиях, близких к современным. Однако, спорово-пыльцевые спектры морских отложений, соответствующие возрасту 500–600 лет указывают на некоторое похолодание климата, при котором происходило расширение площади пойменных лесов в долинах крупных рек.

Полученные по палинологическим данным фазы развития природно-климатических условий побережья удалось сопоставить с результатами диатомового анализа донных отложений.

Диатомовые водоросли являются достоверными индикаторами, позволяющими выделять периоды понижения и повышения уровня моря на основании экологических характеристик массовых видов (Ковалева, Золотарева, 2012). В колонках было отмечено чередование горизонтов, где в массе встречаются створки *Actinoscyclus ostonarius* Ehr. со слоя-



ми, с преобладанием спор рода *Chaetoceros*. Слой *Actinocyclus octonarius* и *Actinoptychus senarius* (Ehr) Ehr. были ранее описаны в литературе (Ковалева 2007, Матишов и др., 2009). Принимая во внимание то, что *Actinocyclus octonarius* и *Actinoptychus senarius* обитают в прибрежных опресненных участках умеренно-теплых морей (Прошкина-Лавренко, 1963), их преобладание в осадочной толще соотносится нами с низким уровнем моря. Напротив, увеличение в отложениях спор морского рода *Chaetoceros*, обитающего в сравнительно глубоководных районах моря, по-нашему мнению, маркирует этапы существования водоёма, в которые происходило увеличение солёности и повышение уровня вод.

Полученные результаты укладываются в уже существующие схемы трансгрессивно-регрессивных фаз Азово-Черноморского бассейна (Федоров 1977, Балабанов, Измайлов, 1988, Зайцев, Зеленщиков, 2009) с существенной детализацией данных.

**Фанагорийская** регрессивная стадия развития морского бассейна была выделена по двум колонкам и наблюдалась примерно до 1700 календарных лет назад. В отложениях зафиксировано увеличение численности сворок *Actinocyclus octonarius* Ehr., что указывает на существование мелководных условий в районе накопления осадков (рис. 1).

Однако нельзя говорить о непрерывном падении уровня моря. В фанагорийскую стадию была выделена зона (16, рис. 1), зафиксировавшая увеличение количества спор рода *Chaetoceros*, а также уменьшение численности *Actinocyclus octonarius* Ehr., что может указывать на незначительное повышение уровня Азовского моря (рис. 1). Приведенное явление совпадает со стадией увлажнения (зона 2, рис. 1), выделенной по палинологическим данным (интервал 3000–2500 календарных лет назад). Наиболее четко такую взаимосвязь видно на примере отложений колонки 97. Для осадков восточной части моря, расположение на диаграмме (рис. 1) зон увлажнения климата и трансгрессивных фаз моря на разных уровнях может объясняться положением колонки в прибрежной части. Здесь, вероятно, начавшаяся в западной более глубоководной части

моря трансгрессия, была менее заметна и происходила с запаздыванием.

**Нимфейская** трансгрессивная стадия была отмечена в осадках по заметному увеличению спор рода *Chaetoceros*, не наблюдавшемуся во время фанагорийской стадии в таких количествах. По отложениям колонки 86 в возрасте около 1500 календарных лет назад наблюдается кратковременное снижение уровня моря, не выделенное в колонке 97. Что касается природно-климатических условий побережья, то во время перехода от фанагорийской к нимфейской фазе, и начале повышения уровня моря, по данным палинологического анализа здесь зафиксирована новая волна гумидизации (интервал 2000–1500 календарных лет назад).

Данные о том, что происходило после нимфейской трансгрессивной фазы, требуют уточнения. Несмотря на это, можно отметить, что по отложениям колонки 97 удалось выявить кратковременное понижение уровня моря в возрасте около  $800 \pm 90$  календарных лет назад, которое можно сопоставить с выделяемой некоторыми авторами (Федоров, 1977; Шилик, 1977) корсунской регрессией.

Таким образом, полученные данные говорят о взаимной связи морских и наземных процессов, происходящих в бассейне Азовского моря, при которых трансгрессивные фазы сопровождаются общим увлажнением условий, а регрессивные напротив сопряжены с аридизацией климата.

Исследования выполнялись в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 28 «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы», проект «Отражение глобальных палеоклиматических изменений и регрессивно-трансгрессивных циклов на трансформацию биогеоценозов в бассейнах внутренних морей в голоцен» и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле № 13 «Географические основы устойчивого развития Российской Федерации и ее регионов», проект «Влияние колебаний уровня Азовского моря в голоцене на процесс седиментогенеза и формирование флоры диатомовых водорослей», а так же при поддержке РФФИ (проект № 12-05-31198).

### Список литературы

1. Балабанов И.П., Измайлов Я.И. Изменения уровня и гидродинамического режима Черного и Азовского моря за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы, 1988. № 6. С. 54–62.
2. Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В. Голоцен дельты Дона // Геология, география и экология океана: материалы международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8–11 июня 2009, Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 124–126.
3. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ Сер. геогр., 1976. № 2. С. 92–98.
4. Ковалева Г.В. Обнаружение слоев с *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. в позднечетвертичных осадках Темрюкского залива (Азовское море) // Материалы LIII сессии Палеонтолог. об-ва РАН: Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология (2–6 апреля 2007, Санкт-Петербург). СПб., 2007. 68–70.

5. Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Результаты изучения диатомовых водорослей из поверхностных донных отложений Таганрогского залива // Материалы международной научной конференции Экологическая безопасность прибрежных регионов (порты, берегозащита, рекреация, марикультура): посвященной 150-летию Н.М. Книповича (5–8 июня 2012, Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012. С. 119–125
6. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии//Степь и Кавказ. Тр.ГИН. М. 1997. Вып. 97. С. 30–45.
7. Матишов Г. Г., Ковалева Г. В., Польшин В. В. Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене // ДАН, 2009. Т. 428, № 6, С. 820–823.
8. Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Красноруцкая К.В. Динамика ландшафтов Приазовья в позднем голоцене // Вестник Южного научного центра РАН, 2011. Т. 7, № 3. С. 35–43.
9. Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли планктона Азовского моря. М.-Л.: АН СССР. 1963. 190 с.
10. Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука 1977. С. 25.
11. Шилик К.К. Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене и палеогеография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука 1977. 158 с.

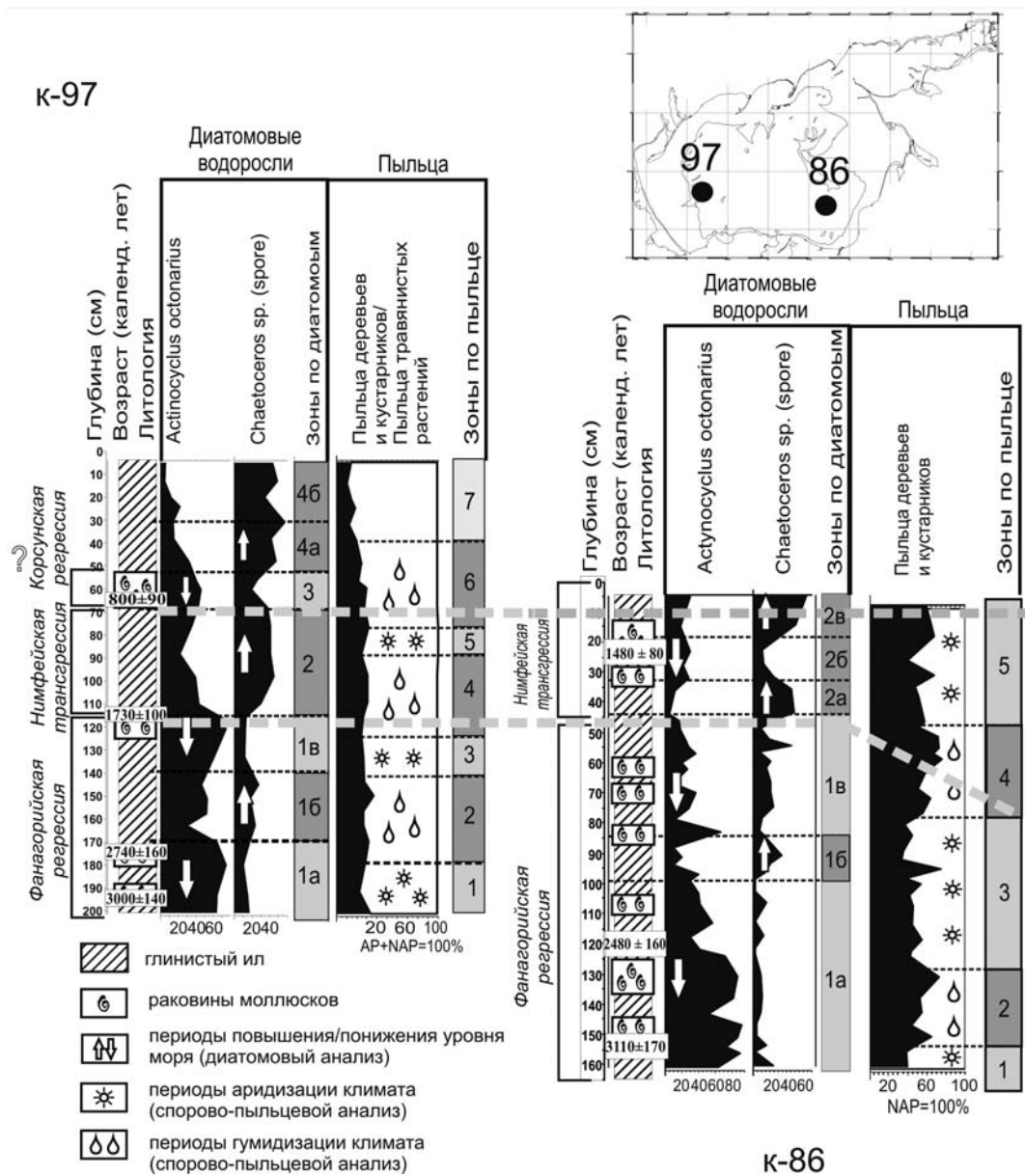


Рис. 1. Корреляция результатов спорово-пыльцевого и диатомового анализа донных отложений Азовского моря

# УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СКАНДИНАВСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

# CONDITIONS OF MARINE TRANSGRESSIONS EVOLUTION IN SCANDINAVIAN ICE SHEETS AREA

**В.Я. Евзеров**

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия  
yevzerov@geoksc.apatity.ru*

**V.Ya. Yevzerov**

*Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia*

На протяжении четвертичного периода в северном полушарии Земли неоднократно возникали покровные оледенения. По мере роста ледников всё большее количество влаги не возвращалось в океан, концентрируясь на суше в виде снега, фирна и льда. Установлено, что возникающая при этом ледниковая нагрузка влекла за собой прогибание земной коры. Существующие оценки величины прогибания в зависимости от мощности ледникового покрова доходят до трети и более мощности ледника (Флинт, 1963; Асеев, 1974). Результаты моделирования поверхности поздневалдайского ледникового покрова на северо-восточном фланге его развития (Евзеров, Самойлович, 1998) в сопоставлении с современным рельефом территории свидетельствуют, что ледник в пределах Кольского полуострова имел мощность от примерно 400 м на востоке до 2 с лишним километров на западе. Мощности более древних Скандинавских покровных ледников также доходили до нескольких километров (Асеев, 1974 и др.).

В связи с аккумуляцией влаги в ледниках снижался уровень Мирового океана. Попытки вычислить его положение, исходя из объёма льда в ледниковых покровах, предпринимались неоднократно. Однако они не заслуживают доверия (Флинт, 1963). Достаточно корректно установлено, что в период максимального распространения поздневалдайского оледенения уровень Мирового океана располагался на отметке около - 120 м (National Research Council USA, 1987; Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990a, b). Последующий подъём уровня происходил, в основном, в связи с поступлением в резервуар огромного объёма талых ледниковых вод при коллапсе Европейского и Лаврентийского ледниковых щитов. Наибольшие скорости поднятия уровня океана составляли 25–37 мм/год. Существенно меньшая скорость имела место в начале дегляциации территорий и в голоцене (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990a, b). Сходным образом, но с двумя возвратными перемещениями, понимался уровень океана во время эемского межледниковья (Shackleton, 1987). Таяние ледников, происходившее в периоды

межледниковий, приводило к морским трансгрессиям, в том числе и в области распространения Скандинавских ледниковых покровов. Иными словами, эти трансгрессии были гляциоэвстатическими. Выяснение условий их развития, предпринятое в данной работе, базируется, в основном, на результатах изучения отложений наиболее молодых трансгрессий: позднеплейстоцен-голоценовых и эемской (микулинской).

Приведенные материалы свидетельствуют, что ложе ледников во время максимумов оледенений и на протяжении дегляциации территорий находилось значительно ниже по отношению к уровню Мирового океана, чем в предледниковые периоды. Прибрежные районы западного Мурмана, например, в период дегляциации около 13 тыс. лет назад (л.н.), располагались на 200 м ниже их современного положения (Евзеров, 2012). Следовательно, проникновение морских вод на континент в начальный этап развития гляциоэвстатических трансгрессий было тесно связано с деградацией ледниковых покровов. В позднем плейстоцене в северо-западной Норвегии дегляциация шельфа охватывает период от примерно 15500 до 15000 л.н. (Vorren et al., 1988). В Баренцевом море в его юго-восточной части шельф освободился ото льда около 13000 л.н. (Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996). В бёллинге началось формирование прибрежно-морских образований на побережье Мурмана (Евзеров и др., 2007б; Евзеров, 2012) и на западном побережье Норвегии (Svendsen, Mangerud, 1987). В первом районе море, по мере дегляциации территории, распространялось сначала в пределы низменных участков побережий полуостровов Рыбачьего, Среднего и острова Кильдин (Евзеров и др., 2007б; Евзеров, 2012), а затем и остального побережья Мурмана (Snyder et al., 1997, 2000). Поскольку море проникло на континент в период его дегляциации, в начальный этап трансгрессии местами формировался морской диамиктон (Snyder et al., 1997). В аналогичных условиях освоения освобождавшейся ото льда территории развивалась и эемская трансгрессия. Свидетельством этого является наличие ледниково-



морских осадков и морского диамиктона в основании разрезов оставленных ею отложений (Grøsfjeld et al., 2006; Евзеров, 2009). После глубокого проникновения моря на континент в начальные этапы как эемской, так и позднплейстоцен-голоценовой трансгрессий происходила длительная регрессия в связи с продолжающимся гляциоизостатическим поднятием территории, которая ранее покрывалась ледником. Отметим, что отчетливо диагностируемые ледниково-морские осадки и морской диамиктон образуются в начальный этап проникновения моря на континент только при расположении остатков ледника в пределах континента. В случае же локализации ледника или его лопасти, главным образом, в депрессии, которую впоследствии заняло море, в начальный период трансгрессии формируются обычные прибрежно-морские отложения. В такой обстановке накапливались, например, осадки стрельнинской трансгрессии, которая имела место в раннем валдае в межстадиальный период, соответствующий, вероятно, морской изотопной подстадии 5a (Евзеров, 2007).

На большей части побережий Норвежского, Баренцева и Белого морей в позднем плейстоцене-голоцене после максимального проникновения морских вод в пределы континента в этап последующей длительно развивавшейся регрессии локально проявились две трансгрессии. Первая из них имела место в позднем дриасе в области распространения покровного ледника и в непосредственной близости к последней. Она, несмотря на малую скорость поднятия уровня Мирового океана в этот период, охватила западную часть Мурманской области (Горецкий, 1941; Лаврова, 1960; Евзеров и др., 2007a) и юго-западное побережье Норвегии (Lohne et al., 2004). Основной причиной трансгрессии по

заключению норвежских геофизиков (Fjeldskaar, Kanestrøm, 1980; Anundsen, Fjeldskaar, 1983) явилось воздействие на континент возросшей в позднем дриасе нагрузки льда, приостановившей или существенно замедлившей гляциоизостатическое поднятие континента. Вторая трансгрессия, получившая название тапес, была малоамплитудной. Она проявилась в пределах небольших участков очень медленно поднимавшихся побережий, и была связана с поступлением в океан значительного объема талых ледниковых вод в заключительный этап деградации Лаврентийского ледникового покрова (Fairbanks, 1989).

Таким образом, опыт изучения отложений наиболее молодых гляциоэвстатических трансгрессий позволяет выделить три основные обстановки их развития, которые, очевидно, являются эталонными для всех гляциоэвстатических трансгрессий четвертичного периода:

- море проникало на континент по мере дегляциации последнего, поскольку в это время континент под воздействием ледниковой нагрузки занимал более низкое положение по отношению к уровню океана, чем в период предшествующего межстадиала или межледниковья;
- трансгрессии развивались в результате возрастания ледниковой нагрузки, например, в периоды более или менее значительных стадийных подвижек ледника;
- трансгрессии имели место в периферических областях бывшего существования ледникового покрова, характеризовавшихся малой интенсивностью гляциоизостатического поднятия, вследствие поступления в океан большого объема талых ледниковых вод в завершающий этап деградации покровного ледника.

### Список литературы

1. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
2. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере Кольской и Туломской долины) // Проблемы физической географии. Вып. 10. 1941. С. 55–73.
3. Евзеров В.Я. Отложения позднплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения, № 30–31, СПб: изд. ВСЕГЕИ, 2007. С. 172–178
4. Евзеров В.Я. Гляциоэвстатические трансгрессии Кольского региона и их отложения // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2009. С. 174–179.
5. Евзеров В.Я. Позднплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурман и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология, № 4. 2012. С. 53–64.
6. Евзеров В.Я., Колька В.В., Корсакова О. П. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 67. 2007a. С. 54–66.
7. Евзеров В.Я., Мёллер Я.И., Колька В.В., Корнер Д.Д. История дегляциации полуостровов Рыбачьего и Среднего в позднем плейстоцене, крайний северо-запад России // Изв. РАН, сер. геогр., № 5. 2007б. С. 58–63.
8. Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология, 1998. № 4. С. 65–70.
9. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.
10. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд. иностранной литературы, 1963. 576 с.



11. Anundsen K., Fjeldskaar W. Observed and theoretical Late Weichselian shore level changes related to glacier oscillations at Yrkje, southwest Norway. In Late- and Postglacial Oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms, Schroeder-Lanz H (ed.). A.A. Balkema: Rotterdam. 1983. P. 133–170.
12. Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler A. Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345. 1990a. P. 405–410.
13. Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. U-Th ages obtained by spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years. *Nature*, 346. 1990b. P. 456–458.
14. Fairbanks R.G. A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342. 1989. P. 637–642.
15. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*, 2006. Vol. 35. P. 493–520.
16. Lohne Ø. S., Bondevik S., Mangerud J. and Schrader H. Calendar year age estimates of Allerød—Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway // *J. Quaternary Sci.*, Vol. 19. 2004. P. 443–464.
17. National Research Council (U.S.A.). Responding to changes in sea level-engineering implacations. Washington, D.C.: National Academy Press. 1987. 148 p.
18. Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Timothy Jull A.J. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // *Geology*, 1995. Vol. 23, № 6. P. 567–572.
19. Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*. 1996. № 111: Geological Society Special Publication. P. 323–337.
20. Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // *Quaternary Science Reviews*. 6. 1987. P. 183–190.
21. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*, Vol. 26. 1997. P. 329–346.
22. Snyder J. A., MacDonald G. M., Forman S. L., Tarasov G. A. & Mode, W. N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe- 3 // *Boreas*, Vol. 29. 2000. P. 261–271.
23. Svendsen J.I., Mangerud J. 1987. Late Weichselian and Holocene sealevel history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science* 2, 1987. P. 113–132.
24. Vorren T.O., Vorren K.-D., Alm T., Gulliksen S. & Lovlie R The last deglaciation (20.000 to 11.000 B.P.) on Andøya, northern Norway // *Boreas*, 1988. Vol. 17. P. 41–77.
25. Fjeldskaar W., Kanestrøm R. Younger Dryas geoid-deformation caused by deglaciation in Fennoscandia. In *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Mörner N-A (ed.). Wiley: Chichester. 1980. P. 569–574.

**РЕШЕНИЕ  
АКТУАЛЬНЫХ ВОПРОСОВ  
СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ  
ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ** | **THE SOLUTION OF THE IMPORTANT  
QUESTIONS OF STRATIGRAPHY  
AND GEOCHRONOLOGY OF  
GLACIOPLEISTOCENE OF BELARUS**

**Я.К. Еловичева**

*Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь  
yelovicheva@bsu.by*

**Ya.K. Yelovicheva**

*Byelorussian State University, Minsk, Belarus*

Спорность взглядов палинологов на стратиграфию и геохронологию плейстоцена Восточно-Европейской равнины была в основном предрешена к концу XX–началу XXI вв. в связи с появлением в середине прошлого столетия изотопно-кислородных, изотопно-углеродных, инсоляционных, палеомагнитных и температурных шкал на геохронологической основе по данным изучения глубоководных океанических (атлантической, тихоокеанской, индийской) и континентальных морских (байкальской, прикаспийской) отложений, почвенно-лессовых серий (центрально-китайской, восточно-европейской, украинской) и керну льда (антарктической, гренландской), которым свойственно практически непрерывное осадконакопление и льдообразование, а также данных ESP-датирования отложений с находками моллюсков (малакологическая шкала). Детальный анализ структуры этих шкал, учет решения зарубежных ученых XIV Конгресса INQUA в 2003 г. (г. Рино, штат Невада) о соотношении гольштейнского (лихвинского, александрийского, мазовецкого, завадовского) межледниковья только с 11-м изотопно-кислородным ярусом (а не тремя – 11–12–13), а также рекомендаций по выработке стратиграфической шкалы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины (2011 г.) и сопоставления горизонтов с морскими изотопными стадиями дали основание переоценить представления на объем, стратиграфию и геохронологию плейстоцена, показав существенную сложность развития природной среды, чем это представлялось по региональным (Беларусь – 1982 г., 2005, 2010 гг.) и межрегиональной (Восточно-Европейская равнина – 1984 г.) стратиграфическим схемам.

К наиболее важным изменениям в понимании исследователей относятся:

- резкое выделение на вышеуказанных шкалах ледникового интервала кайнозоя (гляциоплейстоцена в объеме последних 750–800 тыс. лет) по характеру четкого ритма смены оледенение-межледниковье, представлявших естественные рубежи в развитии природы;

- нижняя граница собственно гляциоплейстоцена проводится по основанию 19 и.я., на который приходится смена палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес;
- на каждые сто тысяч лет гляциоплейстоцена приходилось два события: одно межледниковье и одно оледенение;
- особенности изменений климата гляциоплейстоцена отчетливо указывают на наличие 8 холодных эпох в ранге ледниковых (наревской, сервечской, березинской, еселевской, яхнинской, днепровской, сожской и поозерской, осложненных стадиями и межстадиями, и разделявших их 9-ти теплых эпох в ранге межледниковых (корчевской, беловежской, ишкольдской, александрийской, смоленской, шкловской, муравинской и голоценовой с 1–3-мя оптимумами и межоптимальными похолоданиями, отвечающих самостоятельным изотопным ярусам различной длительности (лишь поозерский/валдайский объединяет 2–4 яруса), а последние – горизонтам в стратиграфических шкалах;
- голоцен (1-й и.я. в объеме 10300 лет) по сходству амплитуды колебаний температуры в оптимум и характеру макросукцессии палеофитоценозов имеет ранг самостоятельного,
- но незавершенного межледниковья;
- муравинское (микулинское, эемское) межледниковье соответствует всему 5-му и.я., а
- не только стадии 5-е;
- объем изотопных ярусов (как и горизонтов) оказался разным, продолжительность межледниковий (в тыс. лет: корчевское – 60, беловежское – 70, ишкольдское – 66, александрийское 40, смоленское – 50, шкловское – 55, муравинское – 40) больше ледниковий (в тыс. лет: наревское – 30, березинское – 15–20, еселевское – 20, сожское – 15) либо примерно равна им (сервечское – 50, яхнинское – 50, днепровское – 55, поозерское – 60); только длительность голоцена самая короткая в связи с его незавершенностью (всего 10,3 тыс. лет);

- максимум распространения покровного материкового льда приходился на днепровское оледенение (8 и. я.), а максимум похолодания климата – на поозерское (2–4 и.я.); в то же время максимум теплообеспеченности проявился в муравинское межледниковье (5 и. я.);
  - постднепровское время гляциоплейстоцена знаменовалось постепенным сокращением площади каждого последующего оледенения, улучшением климата (повышение тепла и влаги) и увеличением продолжительности (за счет трех оптимумов в шкловском и двух в муравинском) каждого последующего межледниковья), что полагает весьма сложную их палеогеографическую обстановку и большую длительность голоценового межледниковья, которое сменится очередным новым оледенением, как отражение среднепериодного климатического цикла (около 35–40-тыс. лет) в истории развития Земли (Возовик, 1970; Зубаков, 1986);
  - вариации кривых внутри изотопных ярусов указывают на число (от одного до трех) климатических оптимумов (или макросукцессий палеофитоценозов): по три – в 5-м (эмском, муравинском), 7-м (внутририсском, треене, шкловском) и 19-м (брестском) изотопных ярусах; по два – в 9, 11, 13 и 15-м (беловежском) и. я., по одному – 17-м (корчевском) и.я. на протяжении межледниковий, а стадиялов и межстадиялов в течение ледниковий, обосновывая и сложность палеогеографической обстановки в эти эпохи; подробную летопись об эволюции палеоводоемов от конца предшествовавшего, на протяжении межледниковья и до начала последующего оледенений сохранили наиболее полные разрезы отложений, заложенные в глубоких котловинах;
  - наличие макросукцессии палеофитоценозов на диаграмме доказывает самостоятельность климатических оптимумов, в особенности вторых и третьих, ранее считавшихся переотложенными по неубедительной концепции однооптимальности межледниковий;
  - критерием различия возраста флоры межледниковий являются экзотические виды растений, а не типы диаграмм;
  - надежную последовательность природных событий в гляциоплейстоцене представляют разрезы, отложения в которых датированы различными методами абсолютной хронологии; на Беларуси таких датировок немного: пять из отложений 5 и.я. (муравинское межледниковье), две для 7 и.я. (шкловское межледниковье), по одной в 8 и.я. (днепровское позднеледниковье), 11 и.я. (александрійское межледниковье) и 16 и.я. (морена сервечского оледенения), из которых две последние спорны;
  - детальное изучение опорных и стратотипических разрезов не только с одним, но в особенности с несколькими оптимумами, позволяет выработать местные биостратиграфические шкалы, которыми являются Чекалинская (Болеховская, 1995), Нижнинская (Еловичева, 2001), Ишкольдская (Еловичева, 2001), Варзугская (Еловичева, 2011; Еловичева, Евзеров, 2012), Вольное (Еловичева, 2003) и др.
  - так же обоснована геохронология в геологических разрезах с наличием двух-трех межледниковых горизонтов (Ишкольд на Беларуси).
- Учет изменений в стратиграфии и палеогеографии гляциоплейстоцена убеждает в реальности разработанного варианта региональной стратиграфической схемы Беларуси (Yelovicheva, 2010; Еловичева, 2011, 2012) и позволило на качественном уровне провести межрегиональную корреляцию природных событий на территории Центральной Европы (Беларусь, Польша и Украина) (Lindner et al., 2005).
- Задачами палинологов-стратиграфов и палеогеографов являются ныне привязка региональных шкал к океаническим и морским изотопно-кислородным шкалам Земли на геохронологической основе для реального понимания хронологии и сложности природных событий гляциоплейстоцена в целом, слагающих его межледниковий и оледенений.
- Объективный подход к разработкам новых схем требует вместо прежних 4-х оледенений (G=наревское, M=березинское=окское, R=днепровское, V=валдайское=вюрмское) и 4-х межледниковий (G-M=беловежское=кромерское, M-R=александрійское=гольштейнское, R-W=микулинское=эмское и голоценовое) с 4-мя основными типами пыльцевых диаграмм (голоценовый, муравинский, александрійский, шкловский) в виде макросукцессий палеофитоценозов нарастить их число и заполнить все ярусы изотопно-кислородной шкалы путем переоценки возраста некоторых горизонтов в связи с повторяемостью типов диаграмм на разных стратиграфических уровнях и, следовательно, их разновозрастности. Но реально это решалось путем придания вторым-третьим оптимумам (считавшихся переотложенными) ранга самостоятельных межледниковий, а межоптимальным похолоданиям – ранга «малых» оледенений. Однако в отдельных регионах эти подходы различались и палинологические характеристики одновозрастных межледниковых эпох порой становились некорректными.
- Предстоящая работа специалистов палеогеографов и стратиграфов заключается в обязательном детальном палинологическом изучении керна скважин и отложений в обнажениях, выявлении степени

экзотичности флоры межледниковий, сходных по макросукцессионному ряду и типу пыльцевых диаграмм; установлении числа и длительности климатических оптимумов межледниковых эпох; выделении и установлении ранга похолоданий – ледниковий или только межоптимальных; восполнении неполноты геологической летописи путем особого внимания разрезам со сложным седиментационным циклом и наличием нескольких межледниковых горизонтов; иметь подтверждение возраста органогенных толщ и ледниковых комплексов методами абсолютной геохронологии. Продолжение использования стратиграфических схем лишь уровня середины XX в. ныне наносит урон значимости палинологического метода, объективным представлениям об эволюции природы региона и Земли в целом.

### Список литературы

1. Болиховская Н.С. Периодизация палеогеографических событий плейстоцена Восточно-Европейских лёссовых областей по палинологическим данным // Палинология в России. М., 1995.
2. Возовик Ю.И. О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени // Ритмы и цикличность в природе. М.:Мысль, 1970. С. 3–14.
3. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена / Л.:Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
4. Еловичева Я.К. Опорные разрезы плейстоцена Украины и их корреляция с территорией Беларуси / ИГН НАН Украины. Минск, 2003. 109 с. Деп. в БелИСА, Минск, 16.06.2003 г., № Д2346.
5. Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси / Мн.:БелСЭНС, 2001. 292 с.
6. Еловичева Я.К. Современные проблемы стратиграфии и геохронологии гляциоплейстоцена // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, 12–17 сентября 2011. Апатиты-С.-Петербург, 2011. Т. 1. С. 185–188.
7. Еловичева Я.К. Использование материалов комплексных исследований по хронологии природных событий и палеогеографии гляциоплейстоцена Беларуси // Проблемы природопользования: итоги и перспективы: Материалы Международной научной конференции 21–23 ноября 2012 г. Мн.:ИП НАНБ, 2012. С. 283–287.
8. Еловичева Я.К., Евзеров В.Я. Опорный разрез плейстоценовых отложений в нижнем течении р. Варзуги на Кольском полуострове // Региональная физическая география в новом столетии, вып. 6. Минск:БГУ, 2012. С. 63–120. Сборник депонирован в БелИСА 21.09.2012 г., № Д-201225. 302 С.
9. Lindner L., Boguckij A., Chlebowski R., Jełowiczewa Ja., Wojtanowicz Jo., Zaleskij I. Zarys stratygrafii Pleistocenu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina) // Гляціал і перігляціал Волинського Полісся: Матеріали XIII українсько-польського семінару, 11–15 вересня 2005 г., Шацк. Львів:ЛНУ ім. І. Франко, 2005б. С. 54–82.
10. Yelovicheva Ya.K. Pleistocene nature events of the Central and Middle-East Europe for the comprehension of their development in the future (by palynological data) // Quaternary stratygraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia: Vol. of Abstracts of the 2010 annual meeting SEQS, 21–26 June 2010. Rostov-on-Don, 2010. P. 198–199.



## ВОСХОДЯЩИЕ ФЛЮИДНЫЕ РАЗГРУЗКИ И ПОДХОДЫ К ИДЕНТИФИКАЦИИ ИХ ПРОИЗВОДНЫХ В РАЗРЕЗАХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

## ASCENDING FLUID UNLOADINGS AND APPROACHES TO IDENTIFYING THEIR DERIVATIVES IN SEDIMENTARY SEQUENCE OF QUATERNARY DEPOSITS

**С.Ю. Енгальчев**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского. ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия  
sleng2005@mail.ru*

**S.Yu. Engalychev**

*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FGUP «VSEGEI»),  
St. Petersburg, Russia*

В последнее время при участии геологов различного профиля (литологи, нефтяники, геохимики, стратиграфы и другие) в различных странах активно развивается новое междисциплинарное научное направление, объектом которого являются процессы и явления связанные с проблемой участия восходящих флюидных разгрузок в процессах осадочного породо- и рудообразования, как современного, так и древнего. В частности, за последние десятилетия более четко проявляется важность воздействия ранее почти не учитываемого фактора – «холодной» (по П.Н. Кропоткину) разгрузки глубинных флюидов на современный и древний седиментогенез. Такая восходящая флюидная разгрузка, непосредственно не связанная с магматизмом, реализуется в виде газово-жидких инъекций минерализованных вод и рассолов, нефтей, газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$  и др.), а также в форме пластично-текучих (соляных, глиняных и др.) и флюидизированных (разжиженных) породных масс и их смесей, поступающих из подстилающих комплексов (осадочных, складчато-метаморфических).

Большой объем фактических материалов в последнее время получен в ходе работ международных исследований по акваториям, в том числе по их глубоководным зонам. Значительно пополнились наши знания об инъекционных разгрузках в континентальных обстановках.

Примеры современных и древних воздействий авулканогенных флюидов на литогенез весьма многочисленны и многие из них хорошо охарактеризованы. Так их обобщение приводится в работах Г.А. Беленицкой, В.Н. Холодова, Е.Ф. Шнюкова, В.Ю. Ларушина и многих других. Наиболее известны современные очаги разгрузки в озерах Восточно-Африканской рифтовой системы, в структурах Мертвого, Красного и Средиземного морей, Персидского и Мексиканского заливов. Многочисленные придонные, в том числе глу-

боководные, фокусированные выходы флюидов, «холодные сипы», очаги-плюмы, «оторванные» ореолы и другие масштабные проявления, ареалы разгрузки зафиксированы и изучены в пределах внутренних и окраинных морей, вдоль континентальных окраин и в других областях Мирового океана. Существенно, что области их наибольшей субаквальной и субаэральной локализации полностью совпадают с поясами современной геодинамической активности Земли.

В разрезах многих осадочных бассейнов были зафиксированы признаки и свидетельства былых воздействий на процессы породо- и рудообразования синхронных седиментации восходящих инъекций, представленных различными по составу флюидами, пластичными и флюидизированными породными массами. Все это приводит к модернизации концепции типов литогенеза, сформулированной Н.М. Страховым, и выделению новых инъекционно-осадочных типов литогенеза (Беленицкая, 2008), а также реконструкции палеобстановок осадконакопления с привлечением не только сугубо седиментационных, в узком смысле этого слова, механизмов формирования отложений, но и с учетом влияния процессов, связанных с функционированием восходящих инъекционно-флюидных систем, являющихся поставщиками и факторами перераспределения различных, в том числе, рудных компонент осадочного чехла и фундамента. Восходящие флюидные потоки, поступающие в сферу седиментогенеза, оказывают существенное воздействие на экосистемы седиментационных бассейнов, часто приводя к их существенной перестройке, сопровождающейся вымиранием отдельных групп организмов.

Разработка подходов к идентификации производных восходящих флюидных разгрузок в осадочных толщах, в том числе четвертичного возраста с определением всего комплекса признаков в настоящее время только начинается (Ахманов,

Лимонов, 1999; Беленицкая, 2011). При этом широко привлекаются материалы по современным процессам и их на современных очагах разгрузки, доступных для изучения. Продукты восходящей флюидной разгрузки, в частности грязевулканической деятельности, составе четвертичных отложений на территории России диагностированы на Таманском полуострове (Шнюков и др., 1992), на острове Сахалин, на оз. Байкал, на акватории Печорского, Черного, Охотского и Балтийского моря и других районах.

Для диагностики проявления флюидных разгрузок, синхронных седиментации определяющими являются три группы признаков: 1) вещественные (минерально-геохимические), 2) биотические, 3) структурно-морфологические.

**Вещественные признаки.** Резко аномальный, по отношению к фоновым породам макро- и микрокомпонентный состав: с разнообразной аномальной геохимической специализацией, часто имеющей важное минерагеническое значение. Геохимическая специализация прослеживается от одного комплекса пород к другому и часто является сквозной в вертикальном разрезе. Наблюдается связь с аномалией в вещественном составе с фазами тектонической активности и их контроль долгоживущими тектоническими нарушениями, являющимися подводными системами-проводниками для разгрузки флюидов. Ценную генетическую информацию несут изотопные характеристики флюидогенных образований. В частности, данные об изотопном составе углерода карбонатов и углеродистого вещества. При этом информативным является не только абсолютные значения, но и дисперсия значений.

**Биотические признаки.** В отложениях маркирующих границах комплексов наблюдаются признаки кризисных экологических изменений, в том числе: 1) резкое изменение таксономического состава и количества биоты (контрастная смена процветающих биоценозов стрессовыми, общее таксономическое однообразие, всплески продуктивности, а иногда и размеров, единичных специализированных таксонов, массовое захоронение отдельных групп организмов и т.д.), а затем нередко – столь же резкий возврат к исходному состоянию, 2) геохимическая специализация возникающих биоценозов с определяющим, часто, породообразующим развитием организмов, накапливающих аномальные концентрации компонентов, образующих геохимическую специфику комплексов; 3) контрастные изменения структурных характеристик биоценозов. При этом важным является возрастающая, часто доминирующая, роль микробальных (прежде всего циано-бактериальных) сообществ.

**Структурно-морфологические признаки.** Эта группа признаков также как и другие весьма значима. Так, для комплексов пород в составе которых принимают участие продукты восходящей флюидной разгрузки наблюдается широкий спектр специфических макро- и микроособенностей структурно-текстурного строения тел, их морфологии, размещения и пространственных соотношений. Характерными являются минерализованные поверхности типа «твердого дна» и панцирей, воронкоподобные, микрооползневые, флюидо- и биотурбированные, небольшие криптобиогенные глинисто-карбонатные постройки, специфические конкреционные скопления и др. Показательны разнообразные по форме и размеру тела, нарушающие стратификацию осадков и секущие наслоение пород.

Важным информативным признаком является согласованность и контрастность появления и исчезновения описанных специфических признаков.

До настоящего времени планомерного изучения признаков проявления и продуктов флюидных разгрузок в осадочных, в том числе четвертичных, разрезах не проводилось, что во много определяется господствующим в течении длительного времени мнением об экзотическом характере такого рода процессов, а конвергенция генетических признаков не всегда позволяла точно определять генезис отложений. Так, например, руководствуясь только морфологическими признаками грязевулканические отложения можно спутать с оползневыми брекчиями или с тектоническим меланжем в зонах разломов.

Приведенные признаки могут быть использованы для выявления производных восходящих флюидных разгрузок в разрезе четвертичных отложений в других регионах. Необходимо отметить, что четвертичные отложения, благодаря слабой литификации и слабому развитию в них наложенных постседиментационных процессов, по сравнению с более древними осадочными образованиями, представляют собой ценный объект исследований для выявления признаков проявления восходящей флюидной разгрузки.

Таким образом, при изучении разрезов четвертичных отложений и их генетической интерпретации необходимо привлекать новые данные и использовать новые подходы, позволяющие диагностировать, воздействие на фоновый осадочный процесс восходящих флюидных разгрузок и выявлять их продукты в составе отложений, что позволит на новом уровне реконструировать условия осадконакопления в изучаемом районе на четвертичном этапе развития и использовать полученные данные для прогнозирования полезных ископаемых.

### Список литературы

1. *Беленицкая Г.А.* Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 29–45.
2. *Беленицкая Г.А.* Роль глубинных флюидов в осадочном пороодо- и рудообразовании // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кротопкина). М.: ГЕОС. 2011. С. 143–148.
3. *Ахманов Г.Г., Лимонов А.Ф.* Грязевулканические отложения: генетические признаки и роль в осадконакоплении // Вестник МГУ, сер. 4., геология. 1999, № 5. С. 22–28.
4. *Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В.* Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. АН Украины. Ин-т геол. Наук. – Киев: Наук. Думка, 1992. 200 с.

Ф.И. Еникеев

*Институт природных ресурсов экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия  
Enikeev\_geolog@mail.ru*

F.I. Enikeev

*Institute of natural resources, ecology and kriology SB RAS, Chita, Russia*

В настоящее время при расчленении неоген-четвертичных отложений Прибайкалья и Забайкалья требуется использование региональной стратиграфической схемы, утвержденной Межрегиональной Стратиграфической Комиссией (МСК) в 1981 году и дополненной Е.И. Корнутовой (ВСЕГЕИ) в 1983 году.

### Проблемы

В связи с тем, что за последние 30 лет накопились данные по строению, составу, возрасту (с изотопными датами) и палеогеографическим условиям осадконакопления четвертичных отложений Восточного Забайкалья возникла необходимость рассмотреть их стратиграфическую принадлежность в контексте принятой схемы.

Впервые критический анализ был реализован на 6-ом Дальневосточном региональном межведомственном стратиграфическом совещании в г. Хабаровске (Еникеев, 2001). С позиции соответствия требованиям Стратиграфического кодекса охарактеризованы стратотипические разрезы кангильской свиты ( $N_2-Q_1$ ), криомеров и термомеров неоплейстоцена: устькиранского ( $Q_{II}^2$ ), боржигантайского ( $Q_{II}^4$ ), сувинского ( $Q_{III}^1$ ), степановского ( $Q_{III}^3$ ), ошурковского ( $Q_{III}^4$ ) горизонтов. Каждый из них не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса как по времени формирования (противоречат изотопным и физическим датам), так и по генетической принадлежности, палеогеографической обстановке осадконакопления, стратиграфическому объему и местоположению стратиграфической местности. Эти выводы были поддержаны представителями геологической службы Бурятии.

Формальное использование действующей схемы стратиграфического расчленения и легенд Удоканской, Олекминской, Даурской, Аргунской и др. серий листов Государственного геологического картирования масштаба 1:200000, составленных к 1998 г. на старых принципах, вошло в сильнейшее противоречие с реальным набором фактического материала, накопившегося при производстве огромного объема буровых, горных работ лабора-

торных исследований, включая информацию, полученную при изучении керна параметрической скважины глубиной 1180 м в центре Чарской впадины Северного Забайкалья. Новые данные, базирующиеся на результатах многих тысяч палинологических, многих сотен диатомовых анализов, а также многих десятков определений возраста неоплейстоценовых отложений по радиоуглероду, термолуму, варвометрии и др., указывают на иные объемы и иные возрастные интервалы отложений опорных разрезов горизонтов, использованных при утверждении действующей пока стратиграфической схемы расчленения четвертичных отложений Забайкалья и Прибайкалья. Такое положение входит в противоречие требованиями Стратиграфического кодекса.

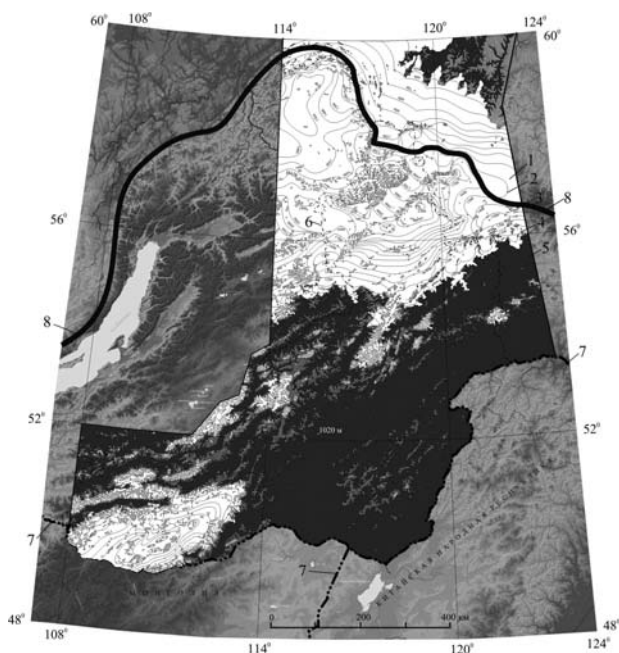
Даже беглый критический обзор позволяет усомниться в обоснованности стратотипических разрезов горизонтов неоплейстоцена Прибайкалья и Забайкалья. Сохранение де-юре стратиграфической схемы Забайкалья и Прибайкалья, неизменной с начала 1980 годов, противоречит де-факто картине формирования четвертичного чехла Забайкалья.

Помимо проблемы по содержанию стратиграфической схемы квартера Прибайкалья и Забайкалья существует еще одна – это установленные границы влияния различных региональных схем квартера. Согласно схеме структурно-геологического районирования неоген-четвертичных отложений граница между Сибирской платформой и Центрально-Азиатским складчатым поясом проходит по краевой шовной зоне (рис. 1). Помимо этого весь юг Восточной Сибири, включая Прибайкалье и Забайкалье, дробно располосован структурно-формационными зонами (СФЗ), уместными для фанерозоя и частично кайнозоя (Карасев, 2002; Митрофанова и др., 2006). В пределах этих зон Государственная геологическая съемка проводится с использованием утвержденных легенд и по квартеру, как для стратифицированных отложений, так и нестратифицированных образований. Однако если подчиняться принятым границам СФЗ, одновозрастные отложения (образования) единого генетического типа «рвутся» и вдоль и по-



перек. Доходит до парадокса, когда разновозрастные неоплейстоценовые террасы правого и левого берегов магистральных рек имеют разную принадлежность.

Если взглянуть на масштаб максимального (самаровского) оледенения, то покровный ледник распространялся по меридиану от хребтов Кодаро-Удоканской зоны до широтного участка долины реки Лена – «объединяя» не только все СФЗ, но и оба основных региона. Согласно схеме структурно-геологического районирования (Митрофанова и др., 2006) севернее шва – область применения региональной стратиграфической схемы Средней Сибири, южнее шва – область применения региональной стратиграфической схемы Прибайкалья и Забайкалья. Таким образом, единый ледниковый покров, определивший формирование рыхлого чехла, должен быть поделен на части, что абсурдно (рис. 1). Похожая ситуация повторялась в периоды тазовского, муруктинского и сартанского оледенений (Еникеев, 2009; Еникеев, Старышко, 2009).



**Рис. 1.** Палеогеография самаровского оледенения Восточного Забайкалья:

- 1 – ледник; 2 – изолинии поверхности льда;
- 3 – нунатаки и горы выше снеговой границы; 4 – горы ниже снеговой границы; 5 – ледниково-подпрудные озера; 6 – граница Забайкальского края; 7 – граница государственная; 8 – краевой шов Сибирской платформы

Структурно-тектонический принцип, заложенный при выделении, как регионов, областей, так и структурно-формационных зон (СФЗ), естественно, входит в противоречие с климатостратиграфическим подходом к оценке разделов квартера.

Очевидно, что районирование тектоническое (даже неотектоническое) и районирование, основанное на влиянии геоморфологических и мегаклиматических факторов на формирование рыхлого чехла, не будут иметь общих границ в принципе. Сформировавшиеся за мезо-кайнозойский и неотектонический (30–33 млн лет) этапы к началу квартера (1,8 млн лет назад) горные сооружения определили центры оледенений неоплейстоцена. Прямая связь циркумполярных ледников с ледниками южного горного пояса осуществлялась не только за счет субмеридиональной ориентировки Байкало-Станового нагорья, но развитием в перигляциальной зоне обширных приледниковых водоемов в системе сибирских рек (Гросвальд, Котляков, 1989; Еникеев, Старышко, 2009). В межледниковья формирование террасовых комплексов речных систем также носило явно азональный характер.

Разделять общую седиментационную обстановку четвертичного времени условными границами, тем более на структурно-геологической основе, представляется крайне не продуктивным. В этом заключается основная проблема оконтуривания регионов и областей с собственными региональными схемами и СФЗ с местными схемами квартера.

Следует отметить, что подавляющее число публикаций по четвертичной геологии Забайкалья, осуществленных с начала восьмидесятых годов прошлого столетия, ориентировано на региональную схему Средней Сибири, что справедливо отражает «внутреннее» неприятие большинством исследователей самостоятельности Забайкальского региона в истории формирования отложений неоплейстоцена Восточной Сибири.

### Рекомендации

Исторически сложилось так, что при проведении геолого-съемочных работ на всей территории Забайкалья с 50-х и 60-х годов прошлого столетия до настоящего времени, расчленение рыхлого чехла базировалось на региональной схеме Средней Сибири. Об этом же свидетельствуют многочисленные публикации (статьи и монографии) по геологии неоплейстоцена, фондовые отчеты и геологические карты, составленные для Прибайкалья и Забайкалья после 1983 года. В них авторы адаптированы к региональной схеме Средней Сибири и применяют терминологию ее подразделений.

В силу перечисленных причин необходимо вернуться к использованию в Прибайкалье и Забайкалье региональной схемы расчленения неоплейстоцена, принятую для Средней Сибири. Районирование, если это необходимо, целесообразно проводить по округам стока магистральных рек с учетом геоморфологических позиций.

### Список литературы

1. Еникеев Ф.И. Проблемы региональной стратиграфии четвертичных отложений Восточного Забайкалья / Четвертич. отл. юга Дальнего Востока и сопред. территорий: Матер. 6-го Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2001. С. 23–27.
2. Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья / Чита: ЧитГУ, 2009. 370 с.
3. Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология. М.: Изд-во МГУ. 2009. № 2. С. 33–49.
4. Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период: палеогеография и литология. XXVIII сессия Международного геологического конгресса (Вашингтон, 1989). Кишинев, 1989.
5. Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. ФГУГП «Читагеолсъемка», Чита, 2002. 128 с.
6. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000 000 (третье издание) / Книга 1. Объяснительная записка, 1998.
7. Митрофанова и др., Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000, третье поколение. ГУП «ВостСибНИИГГиМС». Иркутск, 2006.
8. Митрофанова Н.Н. и др. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000, третье поколение. ГУП «ВостСибНИИГГиМС». Иркутск, 2006.

**УТОЧНЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ БАСЕЙНА Р. МЗЫМТА  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРАССИРОВАНИЯ  
ГРАНИЦ РАЗНОРАНГОВЫХ  
ЛИНЕАМЕНТОВ**

**SPECIFICATION OF THE NEOTECTONIC  
STRUCTURE OF THE MZYMTA RIVER  
BASIN BY RESULTS OF TRACING OF  
BORDERS OF DIFFERENT RANKS  
LINEAMENTS**

**О.И. Ефременкова**

*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия  
efremenkova.krr@gmail.com*

**O.I. Efremenkova**

*Kuban State University, Krasnodar, Russia*

Неотектонические движения и современная геодинамика в зависимости от степени активности являются важнейшими факторами формирования инженерно-геологических условий территории. Эти факторы также серьезно влияют на условия разработки месторождений общераспространенных полезных ископаемых и на геологическую безопасность инженерных сооружений. При освоении Черноморского побережья Краснодарского края одним из важнейших факторов, определяющих надежное функционирование линейных объектов (дорог, трубопроводов), является устойчивость приповерхностной литосферы к воздействию развивающихся геологических процессов. На границах неотектонических блоковых структур в пределах геодинамических активных зон на участках с высокой плотностью тектонических линеаментов интенсивно развиваются экзогенные геологические процессы – смещение русел водотоков, образование оползней, других видов эрозии.

Как известно, характер речной сети является унаследованным отражением рельефа, который в свою очередь есть следствие действия геодинамических процессов, характеризующихся широким диапазоном масштабов в пространстве и времени. Реки служат четкими индикаторами активности и направленности тектонических движений. Следовательно, изучая характер строения речных долин и особенности пространственного расположения речной системы, мы получаем ключ к познанию характера тектонической активности на современном этапе развития территории.

Автором произведен анализ речной системы с точки зрения пространственного и количественного распространения ее составляющих. В данной работе приведены результаты дистанционных исследований неотектонического строения бассейна р. Мзымта. За основу взяты фондовые неотектонические материалы и предпринята попытка их уточнения с использованием авторской методики.

Фактическим материалом служила топокарта Краснодарского края масштаба 1:25000.

Река Мзымта является крупнейшей на южном склоне Северо-Западного Кавказа: длина ее 89.6 км, а площадь бассейна – 885 км<sup>2</sup> (<http://ru.wikipedia.org/wiki/Мзымта>). На пути к Черному морю, к бассейну которого она относится, р. Мзымта пересекает различные литологические комплексы горных пород от верхнего триаса до плиоцена. Район исследования расположен в пределах Мегантиклинория Большого Кавказа.

Начало работы сводилось к определению порядков притоков р. Мзымта. Долина главного водотока принята за долину первого, самого высокого, порядка. Долины водотоков, впадающих в главный водоток, формируют долины второго порядка. Долины водотоков, впадающих в водотоки долин второго порядка, формируют долины третьего порядка и так далее. По этой схеме проведен подсчет всех притоков долины р. Мзымта, а также соседних рр. Херота и Кудепста и частично притоков долин рр. Псоу и Сочи.

В результате была получена основа для следующего этапа работы – определения границ блоковых структур и их ранжирования. Важно пояснить, что методические разработки автора базируются на следующих теоретических представлениях:

1) макроморфными и мезоморфными особенностями морфоструктурных соотношений кавказского региона является соответствие структурно-тектонических подразделений определенным орографическим элементам (Измайлов и др., 1982);

2) блоковая структура массивов горных пород обусловлена развитием упорядоченных иерархических систем структурных неоднородностей от микротрещиноватости до крупных разломов;

3) поверхностным выражением глубинной тектонической делимости земной коры региона являются линеаменты, подчеркнутые, главным образом, эрозионными долинами, которые по-

средством избирательной эрозии закладываются по зонам тектонических нарушений, и чем ниже порядок речной долины, тем более активную или глубокую тектоническую зону она наследуют.

Оценку блокового строения участка горного массива разумно проводить, основываясь на данных о наиболее крупных притоках – долинах 2-го и 3-го порядков. Долины 4–7-го порядков для анализа не используются, т.к. их протяженность и вероятность, что тектонический фактор является одним из ведущих при формировании долин, весьма малы. Однако долины таких порядков могут выступать в роли линеаментов границ блока, но только в том случае, если в рельефе четко прослеживается его геометрическая унаследованность направлений течений долин более высоких порядков.

Определение границ и ранжирование блоков для участка горного массива осуществлялось по речным долинам и расщелинам. Деление территории при этом начиналось с анализа местоположения долин высокого 2-го порядка. Они определяют положение границ главных линеаментов-блокоразделов, имеющих наивысший ранг. Площадь главного линеамента-блокораздела определяется водораздельным пространством между двумя соседними долинами 2-го порядка, которые имеют значимую протяженность. Аналогичный метод использован и для выделения блоков более низкого ранга – площадь линеамента-блокораздела более низкого ранга определяется водораздельным пространством между двумя соседними долинами 3-го порядка, которые имеют значимую протяженность. Водораздельные пространства между долинами 2-го порядка, имеющими малую протяженность, также определяли

площади блоков более низкого ранга. В случае, когда не удается определить одну из границ блока более низкого порядка (отсутствует соседняя долина 3-го порядка необходимой протяженности), граница принимается как совпадающая с границей блока высшего ранга на данном отрезке. Зачастую границами блоков низкого ранга выступали долины более низкого 4-го порядка (редко 5-го), а также крупные эрозионные долины. В этом случае необходимым условием являлась, как было отмечено ранее, четко прослеживаемая геометрическая унаследованность направлений течений долин более высоких порядков. В качестве линеаментов границ блоковых структур иногда применялись мощные горные уступы, имеющие обычно значительную протяженность и четкую пространственную ориентацию.

Данная методика легла в основу построения схемы неотектонического районирования бассейна р. Мзымта в масштабе 1:25000 (рис. 1).

Важность оценки количества притоков, в данном случае, заключается в оценке изменчивости направленности вертикальных движений блоков. Т.к. постоянный водоток определяется принадлежностью к дизъюнктивной структуре, которая является пограничной между двумя соседствующими блоками, то о направленности и, главное, скорости вертикальных движений можно судить по количественному соотношению его разносторонних притоков. Если количество правосторонних притоков превышает количество левосторонних, следовательно, правобережный блок воздымается интенсивнее левого и наоборот. В случае, когда количество разносторонних притоков одинаково, интенсивность движения соседствующих блоков одинакова. Положительная и отрицательная на-

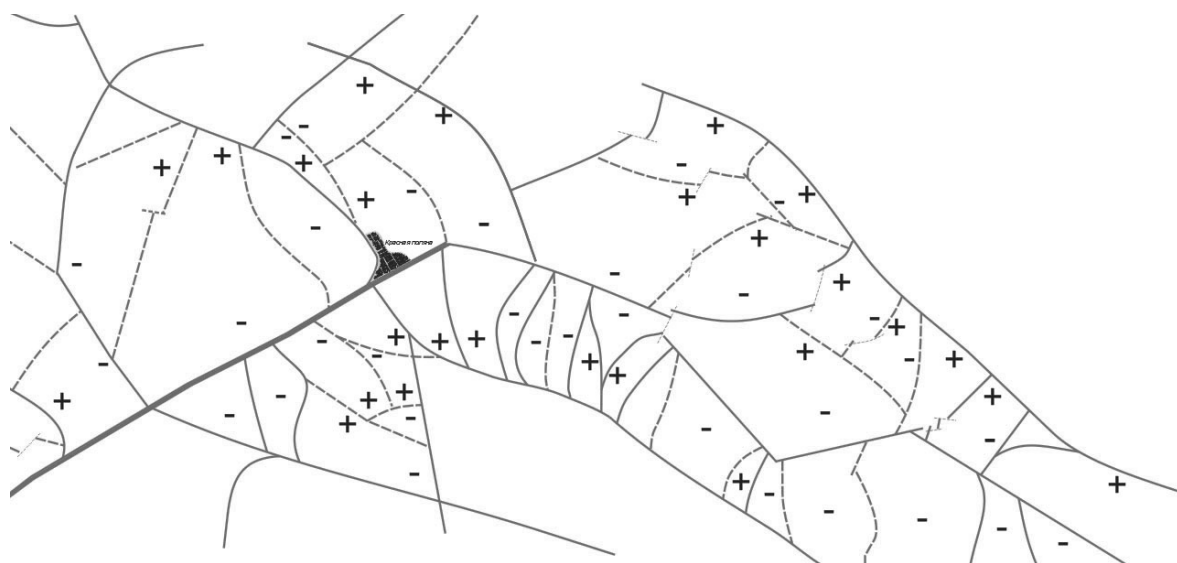


Рис. 1. Схема неотектонического районирования бассейна р. Мзымта



правленность тектонических движений в каждом блоке обозначена на схеме знаками «плюс» и «минус» соответственно (рис. 1).

Обращаясь к взятым за основу фондовым геотектоническим материалам (Несмеянов, 1992), а именно к схеме новейших структур западной части мегасвода Большого Кавказа С.А. Несмеянова, и сопоставляя их с результатами проведенных исследований, получаем следующие выводы:

1) приуроченность главного течения р. Мзымта полностью соответствует крупным структурам, выделенным Несмеяновым при данном масштабе построения;

2) выделенные блоки разного ранга, относящиеся к положительным структурам, отмеченным при более мелкомасштабном построении, характеризуются положительной направленностью тектонических движений;

3) тектонические движения отрицательной направленности в большинстве своем характерны для разноранговых блоков, выделенных в пределах крупных отрицательных структур;

4) данные разработки позволяют изучить строение крупных положительных или отрицательных структур на предмет неоднородности их внутри-блокового строения и направленности тектонических движений.

Проведенные исследования позволили с существенной точностью уточнить неотектоническое строение выбранного участка горного массива. Данная методика достаточно эффективна при изучении современных тектонических движений. В будущем необходимо проводить ее усовершенствование для дальнейшего применения на этапе превентивных инженерно-геологических исследований.

#### Список литературы

1. Измайлов Я.А. и др. Отчет о результатах регионального обследования экзогенных геологических процессов на территории Краснодарского края (отчет Лазаревской и Азово-Кубанской гидрогеологических партий за 1978–1982 г.г.). Том 1. Севкавказгеология, 1982.
2. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М., 1992.
3. Материал из Википедии – свободной энциклопедии. Мзымта // <http://ru.wikipedia.org/wiki/Мзымта>.

**АНАЛИЗ НАХОДОК ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ МЕГАФАУНЫ ВЯТСКО-КАМСКОГО РЕГИОНА (КИРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) | ANALYSIS OF FINDINGS OF PLEISTOCENE MEGAFUNA OF THE VYATKA-KAMA REGION (KIROV REGION)**

**И.А. Жуйкова, В.В. Масютин**

*Вятский государственный гуманитарный университет, Киров, Россия*

*Zhuikova@yandex.ru*

**I.A. Zhuikova, V.V. Masyutin**

*Vyatka State University of Humanities, Kirov, Russia*

Изменения климата, которые происходили на протяжении плейстоценового отрезка времени, способствовали формированию на территории Русской равнины и её восточной окраины своеобразных перигляциальных ландшафтов. Смешанный характер флоры и фауны позднего плейстоцена Русской равнины достаточно хорошо изучен (Гричук, 1989; Турубанова, 2002; Маркова и др., 2008). Для многих регионов Русской равнины (Вологодская, Ульяновская область, Республик Татарстан и Удмуртии) существуют работы, в которых детально рассмотрены находки животных плейстоценового периода (Пономарёв, 2001; Смирнова и др., 2001; Ефимов, 2002; Лежнева, 2011; и др.). К настоящему времени и на территории Кировской области обнаружены достаточно многочисленные (и часто фрагментарные) находки животных позднего плейстоцена. В связи с этим, целью данной работы является первичная систематизация и классификация находок плейстоценовой мегафауны, хранящихся в фондах Кировского областного краеведческого музея.

Палеонтологическая коллекция Кировского областного краеведческого музея сформировалась в XX веке, но начало коллекции положили находки XIX века. До наших дней не сохранился палеонтологический материал для будущего музея, переданный по просьбе П.А. Алабина с Вятской губернской сельскохозяйственной выставки 1837 года. На выставке были представлены: «бедровая кость мамонтова зверя от Нолинского мещанина Андрея Назарова», «от Нолинского протоирея Орлова нижняя челюсть неизвестного животного», «от Сарапульского мещанина Григория Курбатова клык мамонта, зуб мамонта, рог буйвола, два зуба неизвестного животного» (ГАКО.Ф.582.).

В отчёте о состоянии музея за 1866 год можно прочитать, что палеонтологическая коллекция состоит из «...елюстей, зубов, рёбер мамонтовых и других животных 14, бивней мамонтов и слонов

8, три головы зубра, рогов оленей 11... (Отчёт... 1866).

В 1874 году музей был продан земству, и в материалах о передаче отмечено, что палеонтологическая коллекция состояла из 174 предметов и содержала 329 экспонатов (ГАКО.Ф.616.).

Подробнее история формирования палеонтологических находок плейстоценовой мегафауны отражена в немногочисленных работах (Шернин, 1941; Масютин, Жуйкова, 2012). Но особо необходимо упомянуть находку 1955 г., когда были обнаружены локтевая и лучевая кости одной и той же конечности пещерного льва (КОМК 36354/1,2). Находки пещерного льва в Кировской области явление редкое. Ещё одной редкой находкой в палеонтологической коллекции музея можно считать фрагмент нижней челюсти носорога Мерка (КОМК 316029/16), пополнивший коллекцию музея в 1962 г.

К числу современных палеонтологических находок на Вятской земле можно отнести «Шалеевского мамонта», скелет которого обнаружил житель деревни Шалеевщина Николай Патрушев летом 2010 года (Котельничский район). Летом 2012 г. сотрудниками Вятского палеонтологического музея были отобраны части скелета из глинистых отложений русла р. Чернянка. Всего сотрудниками музея обнаружено 34 кости, из них: один бивень, один позвонок, кости правой передней и задней конечностей, восемь ребер, принадлежащие одной особи молодого мамонта, достигавшего в холке не более 1,5 м.

К настоящему времени в фондах палеонтологической коллекции Кировского областного краеведческого музея имеется около 218 находок останков плейстоценовых животных. В основном это зубы, бивни и кости мамонтов, бизонов, носорогов, оленей. Кроме отдельных костных остатков в экспозиции музея представлен скелет короткого бизона, из которого 106 костей настоящих.

Изменение состава макротериофауны в пространстве и времени анализировалось по общему

количеству остатков. Проведённый анализ остеологического материала позволяет сделать следующие выводы. Из общего количества найденных костных останков и их фрагментов большая половина (66 %) относится к осевому скелету, в том числе 49 % – к скелету головы (кости черепа и нижней челюсти, роговые отростки и часть рога, бивни и зубы); 10 % – позвонки; 7 % – рёбра и грудина. К периферическому скелету относится 34 % всех анатомически идентифицированных останков, в том числе 13,3 % – кости грудных конечностей; 20,2 % – кости тазовых конечностей; кости пальцев (фаланги) – 0,5 %.

Анализ видовой принадлежности изученного костного материала позволяет выявить основных представителей мегафауны, обитавших на территории Вятского края. Представителям отряда Хоботные принадлежит 46 % находок, 35 % костных останков принадлежит представителям отряда Непарнокопытные, из которых 30 % – шерстистому носорогу, остальные 5 % – лошади. 17 % всех идентифицированных по видам костных останков принадлежит представителям отряда Парнокопытные, в том числе 13 % относящиеся к семейству Полорогие (бизон и зубр), к семейству Олени – лось 1 %, олень большерогий – 0,5 %, олень северный – 2 %, косуля – 0,5 %. Представителям отряда Хищные 2 % (медведь 1 % и лев пещерный 1 %).

Эти данные не учитывают скелет бизона, который состоит из 106 натуральных костей. В него входит: кости черепа – нижняя челюсть с 12 зубами, затылочная кость, кости лицевого скелета, отдельные фрагменты 11 костей; кости позвоночника – отделы шейный, грудной, поясничный, крестец, хвостовой всего 35 позвонков и 2 фрагмента; 2 тазовые кости и 1 фрагмент; 27 рёбер и их фрагменты; кости конечностей – 18 и 2 фрагмента; 8 фрагментов. Всего 106 костей.

Вследствие того, что до сих пор отсутствуют данные по абсолютному датированию палеонтологических находок для территории Вятского края, приходится опираться на детальные работы по соседним территориям: Северо-Востоку Русской равнины, Ульяновской и Вологодской областям, Республик Татарстан и Удмуртии.

Хазарский фаунистический комплекс по времени относится к среднему плейстоцену (400–200 тыс.л.н.). Его характерные представители, которые хранятся в Кировском областном краеведческом музее: трогонтеривый слон, носорог Мерка, лошадь и пещерный лев.

Верхнепалеолитический фаунистический комплекс (мамонтовый), по результатам изучения коллекции представлен останками мамонта, короткорогого бизона, зубра, шерстистого носорога,

гигантского оленя, северного оленя, лося и медведя.

В результате проведённых исследований был выполнен анализ географического распространения находок позднеплейстоценовой мегафауны Вятского края, который показал, что наибольшая их концентрация приходится на районы, где р. Вятка вскрывает и размывает осадочный чехол, сложенный плейстоценовыми отложениями.

Первичный анализ костных остатков мегафауны плейстоцена, представленных в фондах Кировского областного краеведческого музея, позволяет сделать следующие выводы:

1. На протяжении плейстоценового отрезка времени на территории Вятского края обитали следующие представители плейстоценовой фауны: мамонт шерстистый (*Mammuthus primigenius*), трогонтеривый слон (*Mammuthus trogontherii*), носорог шерстистый (*Coelodonta antiquitatis*), носорог Мерка (*Dicerorhinus kirchbergensis*), лошадь дикая (*Equus sp.*), бизон первобытный (*Bison priscus*), зубр (*Bison bonasus*), лось (*Alces alces*), олень большерогий (*Megaloceros giganteus*), олень северный (*Rangifer tarandus*), косуля (*Capreolus capreolus*), медведь (*Ursus spelaeus*), лев пещерный (*Panthera leo spelaea*).

2. Из общего количества найденных костных останков и их фрагментов большая половина (66 %) относится к осевому скелету, в том числе 49 % – к скелету головы (кости черепа и нижней челюсти, роговые отростки и часть рога, бивни и зубы).

3. Наибольшее количество находок мегафауны, хранящегося в фондах Кировского краеведческого музея, относится к представителям мамонтовой фауны, которые обитали в особых перигляциальных лесотундростепных ландшафтах.

4. География находок приурочена к крупнейшим рекам области Вятке и Каме, что характерно и для соседней республики Удмуртия. Для дальнейших поисков костных остатков мегафауны плейстоцена достаточно перспективными являются долина р. Вятки в районе пос. Мурыгино и Боровица, район Атарской Луки.

5. Отсутствие детальных послонных описаний разрезов и вмещающих отложений, в которых находили костный материал, не позволяет с высокой точностью и применением других палеогеографических методов (палинологический, диатомовый, радиоуглеродного датирования) реконструировать палеогеографические условия обитания того или иного вида вымерших животных. Комплексное изучение новых находок местонахождений мегафауны на территории бассейна рек Вятки и Камы позволит осуществить более детальные палеогеографические реконструкции.

### Список литературы

1. Алексеева Э.В., Чукавина И.В., Шишкин Д.П. Кости ископаемых млекопитающих южной Удмуртии // Наука Удмуртии. Ижевск, 2006. № 5. С. 120–124.
2. ГАКО. Ф.582. Оп.81. Д.1167-оц. Лл.246–366.
3. ГАКО. Ф.616. Оп.1.Д.525-оц. Л.128 об.
4. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене М.: Наука, 1989
5. Ефимов Д.В. Остатки млекопитающих позднего плейстоцена на территории Ульяновской области // Природа Симбирского Поволжья. Вып. 3. Ульяновск, 2002. С. 180–186.
6. Лежнева С.В. Находки плейстоценовой фауны на территории Вологодской области. Электронный ресурс. Режим доступа <http://www.rae.ru/forum2011/pdf/article1050.pdf>
7. Масютин В., Жуйкова И.А. Находки плейстоценовой мегафауны на территории Кировской области // Исследование территориальных систем: теоретические, методические, прикладные аспекты: материалы Всероссийской научной конференции. Киров: Изд-во «Лобань», 2012. С. 448–456
8. Маркова А.К. и др. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). М.: Издательство КМК, 2008. 556 с.
9. Отчёт о состоянии Вятской публичной библиотеки и музея за 1866 г. Вятка.
10. Пономарёв Д.В. Этапы развития фауны крупных млекопитающих европейского Северо-Востока // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2001. № 1. С. 11–14
11. Смирнова О.В., Калякин В.Н., Турубанова С.А., Бобровский М.В. Современная зональность Восточной Европы как результат преобразования позднеплейстоценового комплекса ключевых видов // Мамонт и его окружение: 200 лет его изучения. М.: Геос, 2001. С. 200–208.
12. Шернин А.И. Животный мир далёкого прошлого Кировской области. Киров, 1941. 52 с.



КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ  
ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ  
ПРИРУСЛОВЫХ РЕЛЬЕФОВ НИЖНЕГО  
ПОВОЛЖЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ  
ПЕРИОДЕ

MAPPING  
PALEORECONSTRUCTIONS  
OF GEOMORPHOLOGICAL DYNAMICS  
OF LOWER VOLGA RIVERINE RELIEFS  
IN THE QUATERNARY

В.Н. Зайцев

*Институт биологического приборостроения РАН, Пущино, Россия  
tobil@rambler.ru*

V.N. Zaitsev

*Institute of biological Instrumentation RAS, Puchshino, Russia*

Палеореко́нструкции эволюции геоморфологических особенностей речной долины осуществляются по морфологически и литологически выраженным комплексам русловых образований. Они формируются на предшествовавших этапах эволюции речной долины и обычно отчленены от современного русла (Сидорчук, 2004; Панин, Сидорчук, Чернов, 2011).

По палеогидрологическим данным поймы рек перигляциального пояса северного полушария Земли это гетерогенные образования, где лишь малая доля площади сформирована эрозионно-аккумулятивной деятельностью русла современного морфологического типа под влиянием климатических факторов. Но, палеогидрологические методы не позволяют детально проанализировать геоморфологические особенности формирования, визуализировать динамику расчлененности прирусловых рельефов.

**Цель работы** – палеореко́нструкция геоморфологических особенностей формирования руслового рельефа долины Нижнего Поволжья в четвертичном периоде. Предполагается, на основе визуализации структур долинного рельефа в виде картографических образов почво-литогенных потоковых систем, сформированных в палеовремена, реконструировать особенности геодинамики прирусловых рельефов долины Нижнего Поволжья. Козволюционное развитие геосфер (педосферы, биосферы, литосферы) проявлялось в сопряженности геофизических, геохимических, биогенных процессов обмена веществом, энергией между поверхностной корой выветривания (почвой) и глубинными слоями (Зайцев, Степанов, 2010; Зайцев, 2011). Русловые рельефы больших рек, географически располагаясь в нижерасположенных по стоку местах подвержены водной эрозии, аккумуляции наносов, меандрированию, что характерно и для поймы, дельты р. Волга (Рис. 1). Геоморфологически стоки являются структурными элементами единой

речной системы переноса, миграции геохимических, органических, минеральных веществ с водными потоками к геохимическим, аттракторным зонам (Степанов, Зайцев, Степанова, Баранов, 2012). Формирование русловых рельефов определялось всем комплексом факторов, типом предыдущих наносов, их аккумуляцией в низинных местах (поймах), у речных дельт. Например, для р. Волга большая площадь водосборного бассейна соответствует и значительным объемам геохимических и других веществ в стоках. Восстановить особенности эволюционного формирования прирусловых палеорельефов в долине р. Волги, например, методами дистанционного зондирования земной поверхности в современном рельефе сложно и из-за их древности, активного воздействия эрозии, последующих геолого-геоморфологических процессов. На космоснимках не выявлены геоморфологические детали Нижнего Поволжья. Предполагается, что в палеовремена Приволжская возвышенность соединялась палео-водоразделом с Бугульмино-Белебеевской возвышенностью. В это же время не существовало и стока по Волжской долине на юг, в Каспийский бассейн. Дренировавшие, территорию Среднего Поволжья, воды собирались в крупную артерию с западным направлением стока, располагавшимся на широте современной долины Волги, севернее участка от Казани до Нижнего Новгорода. Затем эти воды текли через Окский речной бассейн на юго-запад, в долину р. палео-Дон. В те времена общая структура и направление стока артерии, ее водосборного бассейна было следующее: палео-Кама – палео-Волга – палео-Ока – палео-Дон.

Было выяснено, что формирование русел рек в послеледниковье имеет особенности в виде геоморфологических этапов: **1 этап:** при наличии вечной мерзлоты и в позднеледниковье при формировании поймы, например, левые притоки Днепра, характеризовались высокой водоносностью, широкими руслами и меандрами с большими шагом

и амплитудой. Этот этап характеризуется наибольшими отношениями ширины поймы, образованной на первом этапе большими руслами позднеледниковья к ширине современного русла реки. **2 этап:** С деградацией вечной мерзлоты и образованием современных ландшафтов размеры русел рек на втором этапе формирования пойм уменьшились по сравнению с реками первого этапа в 15–20 раз. **3 этап:** При переходе к третьему этапу формирования пойм в суббореальное время размеры рек увеличились не более чем на 30 %, и различия в морфологии пойм второго и третьего этапа не выявляются (Пролеткин, 2000). Поэтому, одним из индикаторных показателей принадлежности обнаруженной структуры к палеоруслу, преимущественно ледникового или позднеледникового периода может служить увеличенное значение **отношения ширины палеорусла к ширине современного русла** реки. В периоды эволюции формирования палеорусла (около 9–7 т. л. н.), когда уровень позднечеховского моря начал падать, волжская вода сбрасывалась по современной долине Волги и по Сарпинско-Даванской ложбине. Разветвление двух рукавов начиналось у современного Волгограда. С другой стороны, на эти стоки влияли трансгрессии Каспия, что подкрепляется нахождением стратиграфических слоев древних осадков в виде раковин (пресно-) со-

лоноватоводных моллюсков (Велиев, Тагиева, 2012). Анализ литературы свидетельствует, что данных о палеорекострукции геоморфологических особенностей формирования прирусловых рельефов р. Волга в долине Нижнего Поволжья общепринятыми методами недостаточно.

Вместе с тем, в результате проведенной картографической визуализации потоковых структур земной поверхности методом пластики рельефа выявлены геоморфологические структуры палеорусел (пойм) в рельефе долины Нижнего Поволжья (рис. 1, А, В, С).

Анализ картографических образов геоморфологических структур р. Волга свидетельствует о наличии на рис (рис. 9, А, В, С) 3-х палеорусел (палеопойм), имеющих разную ширину, что свидетельствует о разновременности их формирования. Отношение ширины наиболее западного русла (рис. 9, А) к ширине русла р. Волга равно 7,0–6,5, у следующего за ним (рис. 9, В) значение – 2,5–2,7, а отношение у палеорусла, примыкающего (Рис. 9, С) к современному (рис. 9, D) равно – 2,5–3,0. Это позволяет заключить, что, более западное, было сформировано никак не позднее, чем во времена предпоследнего (последнего) оледенения (24–16 т. л. н.), а два ближайших к современному формировались ближе к голоценовому периоду



Рис. 1. Палеорусла (А, В, С) и современное русло р. Волга (D) в долине Нижнего Поволжья

(12–5.0 т. л. н.). Однако существенные вопросы истории формирования этой территории до сих пор остаются не разрешенными. Так, например, недостаточно обоснована синхронизация каспийских трансгрессий с эпохами оледенения Русской равнины. По всей вероятности, максимальная для Каспия нижнехвалынская трансгрессия была синхронна максимальному оледенению Русской равнины, которое по новейшим представлениям было около 24–16 т. л. н., т.е. в валдайско-вюрмский ледниковый период (Велиев, Тагиева, 2012). Последняя крупная трансгрессия Каспия – верхнехвалынская – естественно увязывается с валдайским оледенением. Эти данные позволяют в рамках флювио-селево-аккумулятивных механизмов представить как могли сформироваться широтно расположенные, по отношению к стоку палеорусел, гряды (бэровские бугры), широкой полосой свыше 100 км, распространенные, вдоль современного берега Каспийского моря, от р. Эмбы до устья р. Кумы. Они просматривались на космических снимках и четко визуализированы на генерализованной по рисунку 1 карте. Мы сформировали гипотетическое представление о механизмах их формирования. Предполагаем, что эти гряды являются результатом флювиогляциального воз-

действия фрагментов ледника, располагающегося на возвышенностях долины р. Волги, которые при быстром сходе пропахивали аккумулятивные наносы в придельтовых районах Прикаспийской низменности. Это стало возможным, когда благодаря большей текучести донных частей ледников, заполнялись балки рельефа возвышенностей, принимая в придонных частях ледовой массы форму рельефа гребне-балочной расчлененности. Это происходило на западной (по балкам склона Ергеней) и восточной (по балкам в районе р. Эмбы) возвышенностях, расположенных по обе стороны от Прикаспийской низменности (рис. 1, D и палеорусел А, В, С). При повышении температуры начиналось движение вниз по склону. В результате этого, общая масса льда как гигантская ледовая гребенка пропахивала аккумулятивные наносы равнины, формируя гряды, неслась по ним утрамбовывала, измельчала, уплотняла. Далее она разламывалась на отдельные фрагменты (глыбы), которые, сталкивались между собой, меняли направление, пропахивали аккумулятивные наносы и формировали последующие гряды (бэровские бугры) по форме, расположению сходные с **друмлинами**, но не содержащие крупных моренных включений.

#### Список литературы

1. *Велиев С.С., Тагиева Е.Н.*, Новые представления о трансгрессиях и регрессиях Каспийского моря в четвертичном периоде // Известия Русского географического общества, 2012. Вып. 6. С. 21–30.
2. *Зайцев В.Н., Степанов И.Н.* Изоморфизм почвенных тел как отражение геофизических, геохимических сопряженностей биосферы с литосферой // Отражение био-, гео-, антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове. Томск, 2010. Т. 3. С. 78–82.
3. *Зайцев В.Н.* Системнообразующая функция биогеохимических, водных стоков в формировании почвенно-динамической древовидности рельефа // В сб. Материалы V Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы генезиса, географии и картографии почв». Томск, 2011. С. 79–82.
4. *Сидорчук А.Ю.* Основные результаты палеогеографического исследования палеорусел перигляциальной зоны последнего оледенения Русской равнины // Маккавеевские чтения – 2003. Москва, 2004. С. 62–70
5. *Степанов И.Н., Зайцев В.Н., Степанова В.И., Баранов И.П.* Картографическая пластика рельефа как способ информационной оптимизации почвенных ресурсов // В сб.: Материалы VI съезда почвоведов им. В. В. Докучаева, Петрозаводск, 2012.
6. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // Геоморфология, 2011 № 3. С. 20–31
7. *Пролеткин И.В.* История развития рельефа и перестройки речной сети Приволжской возвышенности и сопредельных с ней территорий // [http://ogis.sgu.ru/ogis/gis\\_otd/publ37.htm](http://ogis.sgu.ru/ogis/gis_otd/publ37.htm)



# К ИСТОРИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (МИС2 И МИС3) | TO HISTORY OF VEGETATION OF THE WESTERN BERINGIYA IN THE LATE PLEISTOCENE (MIS3 AND MIS2)

О.Г. Занина<sup>1</sup>, Д.А. Лопатина<sup>2</sup>, С.В. Губин<sup>1</sup>, С.В. Максимович<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушchino, Россия  
oksanochka\_zet@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия  
dalopat@mail.ru

O.G. Zanina<sup>1</sup>, D.A. Lopatina<sup>2</sup>, S.V. Gubin<sup>1</sup>, S.V. Maximovich<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Реконструкция природной обстановки позднего плейстоцена Северо-Востока России, выяснение динамики её развития – одна из важнейших задач палеогеографии. Исследования проводились на территории Колымской низменности в республике Саха (Якутия) в Нижнеколымском улусе. Эта область является частью обширной Приморской низменности, расположенной на Северо-Востоке России. Изученные разрезы включают отложения ледового комплекса, синхронные морским изотопным стадиям 2 и 3 (МИС 2 и МИС 3).

Нами были отмечены некоторые закономерности при сравнении толщ МИС 3 и МИС 2. Отложения МИС 2 не содержат в себе не только нор животных, но и горизонтов погребённых почв, так характерных для отложений МИС 3, а криопедолиты этих двух периодов визуально и по аналитическим параметрам весьма сходны. Под криопедолитами понимаются толщи отложений ледового комплекса, прошедшие при накоплении стадию криосинлитогенного почвообразования, сохраняющие признаки этого почвообразования (растительные остатки, остатки тонких корней *in situ*, мельчайший растительный детрит, гумусовые соединения, широкий набор питательных соединений и других продуктов почвообразования), но не образующих почвенные профили. Едомные отложения МИС 2, на первый взгляд кажутся «немыми», но вместе с тем в значительном количестве содержат растительный детрит, пронизаны вертикальными корешками, иногда довольно длинными и в массе образующими подобие горизонтов. Сохранность материала хорошая, т.к. эти отложения никогда не оттаивали. Подобные «немые» горизонты имеются и в отложениях МИС 3 – в криопедолитах вне погребённых почв. Нашей задачей являлось получение наиболее полной характеристики растительности.

Палеоэкологический анализ разновозрастных толщ криопедолитов ряда обнажений Колымской низменности проводился с помощью комплекса палеоботанических методов, включающих спорово-

пыльцевой, фитолиитный, карпологический анализы и анализ макроостатков (Лопатина, Занина, 2006; Gubin et al., 2011).

Выявлены закономерности состава палинологических спектров для криопедолитов МИС 2 и МИС 3 (Zanina et al., 2011). Установлено, что в них преобладает пыльца трав и кустарничков, доминирует сем. Poaceae (50–80 %). В спектрах из МИС 3 выше содержание полыни (до 20 %); кроме того, здесь более разнообразно представлено разнотравье, определены не обнаруженные в спектрах из МИС 2 роды *Valeriana*, *Rubus*, *Sanguisorba*, *Draba*, *Oxyria*, *Potentilla*, *Typha*, *Sparganium*, а также семейства Onagraceae, Chenopodiaceae, Gentianaceae, Lamiaceae, Polygonaceae. Содержание спор в спектрах из криопедолитов МИС 3 несколько выше по сравнению с таковым из МИС 2. Преобладают споры Bryales (около 50 %), заметно содержание Polyodiaceae gen. indet., родов *Sphagnum* и *Selaginella*. В спектрах из МИС 3 разнообразно на видовом уровне представлен род *Lycopodium* – *Lycopodium complanatum* L., *L. pungens* Bach.Pyl., *L. selago* L., *L. alpinum* L., *L. annoticum* L., *L. appressum* (Desv.) Petr. Содержание пыльцы деревьев и кустарников в спектрах из криопедолитов МИС 2 обычно единичное, в спектрах из МИС 3 несколько выше преимущественно за счет *Pinus*, *Betula nana* L. и *Duschekia*. Только в спектрах из МИС 3 определена пыльца *Larix*. Палинологический анализ позволил реконструировать суровые холодные условия тундры или лесотундры, с включением сообществ травянистых растений.

Фитолиитный анализ выявил общее низкое содержание микрофоссилий в мацерате криопедолитов как стадии МИС 2, так и стадии МИС 3, а так же малое разнообразие в них морфотипов фитолиитов, на фоне значительного содержания детрита и остатков эпидермиса растений. Фитолииты, как правило, мелкие (около 50 мкм), часто сильно кородированы или недоформированы настолько, что невозможно диагностировать их форму. Это указывает не только на изреженность и угнетён-



ность растительного покрова в период формирования слоёв, но и позволяет также предположить, что специфика синлитогенного почвообразования характеризовалась слабой трансформацией растительного опада и доминированием процесса детритообразования. Все это может свидетельствовать о слабом накоплении аморфных форм кремнезёма в органах растений и /или слабой гумификации растительного опада.

В промывках криопедолитов проводился анализ макроостатков. Среди макроостатков из материала слоёв МИС 3 преобладают психрофиты, представленные семенами и вегетативными остатками различных видов осок влажных местообитаний (бонанцинская, пузыреватая, норвежская), хвоща, сабельника, щавеля, змеевика живородящего; мезопсихрофиты представлены семенами астрагала альпийского, арктоуса альпийского, мятлика арктического и остатков ив, что позволяет реконструировать обводнённые болотные условия. Наличие в некоторых криопедолитах МИС 3 остатков лиственницы подтверждает палинологические данные и указывает на её присутствие в растительном покрове. В образцах МИС 2, наряду с психрофитами появляются виды, характерные для тундровых местообитаний (тундровые осоки, дриада) и даже

отдельные степные виды (лапчатка прилистниковая), что согласуется с фитолитным анализом и позволяет реконструировать для этого периода ксерофитные местообитания с тундровыми ассоциациями.

Таким образом, анализ строения материала криопедолитов на макро- мезо- и микроуровнях и сопоставление этих характеристик для криопедолитов сформированных в период МИС 2 и МИС 3 позволяет считать, что формирование криопедолитов стадии МИС 2 проходило в более однородных холодных и сухих условиях на протяжении всей стадии их накопления. Карпологический материал, данные анализа микрофоссилий из образцов этих криопедолитов, подтверждают факт активного участия, вплоть до полного доминирования, в этот период на территории изучаемого района травянистых осоково-злаковых ассоциаций в комплексе с наземным моховым покровом. Анализ строения, свойств материала криопедолитов стадии МИС 3 и растительных остатков, выделенных из них, показал значительное разнообразие условий, существовавших в период их формирования и накопления. Установлено наличие заболоченных или обводненных полигонов с доминированием в их растительном покрове осок.

#### Список литературы

1. *Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A.* Late-Pleistocene (MIS 3–2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // *Quaternary Science Reviews*, 2011. V. 30. № 17–18. P. 2107–2123.
2. *Лопатина Д.А., Занина О.Г.* Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовий р. Колымы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2006. Т. 14. № 3. С. 94–107.
3. *Gubin S.V., Maximovich S.V., Zanina O.G., Stakhov V.A.* Morphogenetics of plant remains from paleosols and rodent burrows buried in permafrost of the the Late Pleistocene (32–28,000BP) // *Plant Archaeogenetics*, 2011. V. 11–21. P. 5.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВЫЧЕГОДСКО-СЕВЕРОВДВИНСКОЙ ФЛЮВИАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ | THE LATE PLEISTOCENE GEOCHRONOLOGY AND POLEMIC QUESTIONS OF PALAEOGEOGRAPHY OF THE VYCHEGDA – NORTH DVINA FLUVIAL SYSTEM

Н.Е. Зарецкая<sup>1</sup>, В.В. Шеботинов<sup>2</sup>, А.В. Панин<sup>3</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>2</sup>, В.Ю. Кузнецов<sup>4</sup>, А.Н. Симакова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, n\_zaretskaya@inbox.ru

<sup>2</sup>РПГУ им. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Географический ф-т МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

N.E. Zaretskaya<sup>1</sup>, V.V. Shebotinov<sup>2</sup>, A.V. Panin, F.E. Maksimov<sup>2</sup>, V.Yu. Kuznetsov<sup>4</sup>, A.N. Simakova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>RSPU n.a. Herten, St-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Faculty of Geography, MSU, Moscow, Russia

<sup>4</sup>St-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia

**Введение и постановка задачи.** Вычегодско-Северодвинская флювиальная система расположена на Северо-Востоке Европы, в зоне влияния последнего ледникового покрова. В последние годы для этой системы получены новые геохронологические данные, которые приводятся в данной работе. Кроме того, исследуется два взаимосвязанных вопроса:

1. Положение юго-восточной границы последнего оледенения. Согласно результатам проекта QUEEN, она пересекает долину Северной Двины в 100–200 км выше впадения р. Ваги (Hubberten et al., 2004; Demidov et al., 2006). Позднее было выдвинуто предположение, что во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) граница ледника продвигалась значительно дальше на юг и юго-восток и занимала протяженные отрезки долин Ваги, Малой Двины и Вычегды (Lyså et al., 2011). Оно базировалось, в частности, на находке в разрезе Толоконка в долине р. Северной Двины в 100 км ниже устья р. Вычегды горизонта отложений, интерпретированных как диамиктон (Шеботинов и др., 2011).

2. Размеры и история формирования/деградации Вычегодского подпрудного озера. Д.Д. Квасов (1975) предположил, что во время ПЛМ уровень этого водоема достигал 130–140 м, что было достаточным для реверсирования стока в бассейн р. Камы через сквозную Кельтминскую долину в верховьях Вычегды. Это представление поддерживается рядом современных исследователей (Лавров, Потапенко, 2005; Lyså et al., 2011). С другой стороны, высказывалось и мнение об ограниченном распространении этого водоема лишь в самых низовьях долины р. Вычегды (Sidorchuk et al., 2001).

**Методы исследований и фактический материал.** Была изучена серия разрезов в долинах рек

Вычегды и Северной Двины, из которых здесь представлены три: Курьядор (верхняя Вычегда), Байка (нижняя Вычегда, 10 км от устья) и Толоконка (среднее течение р. Северной Двины). В поле производилось литолого-стратиграфическое изучение обнажений. Датирование погребенных органогенных отложений проводилось радиоуглеродным и уран-ториевыми методами, для взаимного контроля и сравнения <sup>14</sup>C и <sup>23</sup>Th/U датировок. По органогенным горизонтам проводились также ботанический/комплексный биологический и спорово-пыльцевой анализы.

Разрез Курьядор (61°41'8.60»С, 54°53'18.88»В) высотой 15 м располагается в верховьях р. Вычегды, на правом берегу реки. Ранее разрез изучался рядом исследователей (Андреичева, 2009; Lyså et al., 2011). Его особенность – две пачки алевролитических отложений в верхней части, относительно происхождения которых имеется два диаметрально противоположных мнения: 1) это – типичные лессы, образовавшиеся в холодную эпоху максимума последнего оледенения (Андреичева, 2009); 2) это озерные отложения – следы подпрудного приледникового озера, синхронного максимуму последнего оледенения (Lyså et al., 2011). Подстилаются эти отложения 1,5-метровой пачкой суглинистых неяснослоистых отложений, насыщенных органикой; считалось, что органогенная толща – озерного генезиса (Андреичева, 2009).

Нами установлено, что органогенный горизонт формировался непрерывно ~39.200–26.200 <sup>14</sup>C л.н. в субаэральных условиях, ландшафты представляли собой сочетание хвойных, хвойно-мелколиственных лесов и тундростепей. Для подошвы этого горизонта было успешно проведено параллельное <sup>14</sup>C и <sup>23</sup>Th/U датирование. На основе применения новой вер-

сии изохронного  $^{239}\text{Th}/\text{U}$  датирования (Максимов, Кузнецов, 2010) получены согласующиеся между собой датировки  $47.8 \pm 2.3$  т.л. по L/L-модели и  $42.8 \pm 4.0$  т.л. по TSD-модели. Калиброванный радиоуглеродный возраст  $43.6\text{--}41.6$  т.л. в целом соответствует этим данным, особенно –  $^{239}\text{Th}/\text{U}$ -возрасту  $42.8 \pm 4.0$  т.л., рассчитанному по TSD-модели. Ранее для разреза Курьядор была получена радиоуглеродная дата  $31.080 \pm 280$  (ЛУ-577) (Лавров, Потапенко, 2005), не признанная авторами образца; однако, наши даты подтверждают ее надежность. Полученные данные опровергают озерный генезис средневалдайских осадков, и косвенно могут подтверждать то, что в верхней части разреза залегают именно лессы (аналогичные отложения были описаны как эоловые в низовьях Печоры (Астахов, Свенсен, 2011)). Нижняя часть разреза представлена аллювиальными отложениями.

**Разрез Байка** ( $61^{\circ}16'12.33\text{''}\text{C}$ ,  $46^{\circ}48'11.86\text{''}\text{B}$ ) высотой 15 м находится в низовьях р. Вычегда, на левом берегу. Основание разреза представлено мощным (до 70 см) горизонтом погребенного торфа, по простирацию переходящего в серию прослоев оторфованного суглинка, и горизонтом суглинка с органикой, разделенными слоем горизонтальнослоистого песка. Ранее по органогенным горизонтам были получены конечные  $^{14}\text{C}$  даты  $52.350 \pm 3000$  (Ki-6398) – по нижнему и  $43.600 \pm 2100$  (Ki-6397) – по верхнему (Sidorchuk et al., 2001). По спорово-пыльцевым данным (Sidorchuk et al., 2001), нижний слой суглинка откладывался в условиях значительно более теплых, чем современные, верхний – в более прохладных. При этом в песке, разделяющем слои суглинка, имеются признаки морозобойного растрескивания, т.е. суровых зимних условий. Поэтому мы предполагаем, что нижний горизонт торфа формировался в микulinское время (130–115 тыс. л.н.).

Залегающая выше толща представлена, в основном, слоистыми песками с прослоями суглинков (на высоте 7 м от уреза – с обильной галькой и валунами); вся толща перекрыта пачкой красновато-коричневых тяжелых суглинков проблематичного происхождения. Кроме того, в нижней (по течению реки) части разреза на высоте ~ 5 м от уреза вскрывается органогенный горизонт, весь разбитый морозобойными клиньями (псевдоморфозами) и по сути своей являющийся погребенной почвой. По ранее полученным спорово-пыльцевым данным (Sidorchuk et al., 2001), песчаная толща откладывалась во время температурного минимума последнего криохрона, однако мы предполагаем, что разбитый клиньями органогенный горизонт может быть синхронен погребенной почве в разрезе Курьядор (~39–37  $^{14}\text{C}$  тыс. л.н.).

**Разрез Толоконка** ( $61^{\circ}45'49.55\text{''}\text{C}$ ,  $45^{\circ}28'34.37\text{''}\text{B}$ ) мощностью 30 м находится на правом берегу р.

Северная Двина, в 100 км ниже устья р. Вычегды. Этот разрез состоит из нескольких участков (максимальная длина участка – около 4 км), каждый из которых вмещает следы разных палеогеографических событий позднего плейстоцена.

В разрезе, изучавшемся в 2012 году, вскрываются снизу вверх: 1) оторфованный суглинок, фациально замещающийся торфом; в нем встречаются кости мегафауны (в основном – лошади и лося), и прекрасно сохранившиеся стволы ели. Для этого горизонта получены первые данные о его количественном возрасте. Предварительные результаты  $^{239}\text{Th}/\text{U}$ -датирования кровли оторфованного суглинка позволяют предположить, что этот слой формировался в первой половине МИС-5. Предположительно, рассматриваемый горизонт может быть синхронен нижнему горизонту торфа в разрезе Байка. 2) Мощная аллювиальная толща, для которой были получены OSL-даты (78 и 73 т.л.н.), позволяющие синхронизировать ее с ранней стадией валдайского оледенения (Максимов и др., 2011). 3) Слоистая песчано-суглинистая толща старичных отложений, содержащая горизонты, богатые органикой. Для кровли этой толщи ранее выполнено перекрестное  $^{14}\text{C}$  и  $^{239}\text{Th}/\text{U}$  датирование (Максимов и др., 2011); согласующиеся между собой даты соответствуют средневалдайскому интерстадиалу. 4) Горизонт, ранее охарактеризованный как диамиктон (ледникового или водно-ледникового происхождения) (Шеботинов, Субетто, 2011). Однако прекрасная ленточная слоистость говорит о субаквальной обстановке осадконакопления и позволяет отнести этот горизонт к отложениям приледникового озера. Горизонт состоит из нескольких пачек ленточных глин, чередующихся с песчаными прослоями аллювиального происхождения; снизу вверх более глубоководная фация постепенно сменяется мелководной, а в кровле четко прослеживаются следы усыхания, происходившего, по-видимому, после спуска озера. В разрезе встречаются валуны и галька разной размерности, что может свидетельствовать о близости границы последнего оледенения и привносе крупнообломочного материала с края ледника. По-видимому, само озеро было небольшим, и его верхняя граница располагалась существенно ниже устья р. Вычегды (в разрезе Байка озерных отложений нет); это хорошо видно и на космических снимках. 5) Озерные отложения перекрыты аллювием, для которого получены OSL-даты 16–12 тыс. л. (Шеботинов, Субетто, 2011). 6) В кровле разреза лежит сухой, иногда слоистый бурый суглинок, аналогичный покровному суглинку в разрезе Байка, происхождение которого пока неясно. В этом слое в 2008 году был найден друпстоун  $\text{Æ}$  1 м. Возможно, эти суглинки могли формироваться в водоеме, образовавшемся уже после спуска ПЛМ-озера, в на-

чале или раннем периоде дегляциации (Еременко, Панин, 2010; Зарецкая и др., 2011).

**Основные выводы.** Полученные данные позволяют следующим образом представить историю Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы в позднем неоплейстоцене.

Во время последнего (микулинского) межледниковья (130–115 т.л.н.) в долине р. Северной Двины были широко распространены условия слабопроточной или стоячей воды (озера и болота), в которых накапливались органогенные отложения с останками фауны. Климат был значительно теплее современного. Отсутствие в изученных разрезах русловых фаций аллювия этого времени может говорить об относительно низкой активности русловых деформаций. Возможно, это было связано не с низким речным стоком, который вряд ли был ниже современного, а с пониженными уклонами, объяснявшимися незавершенностью процессов гляциоизостатической релаксации земной коры после московского ледника.

В ранневалдайское время во всей системе в обстановке текучей воды накапливались ал-

лювиальные толщи; псевдоморфозы по морозобойным клиньям свидетельствуют о холодном климате. В средневалдайское время (43–26 <sup>14</sup>С т.л.н.) с перерывами происходило накопление органогенных горизонтов в обстановке слабетекучих вод (старичные озера) или в субэаральной обстановке (суходол). Климат был прохладнее современного. Последующее похолодание привело к деформациям органогенных горизонтов (морозобойное растрескивание). В максимум последнего оледенения у границы ледника формировалось небольшое подпрудное озеро, которое простиралось вверх по течению р. Северной Двины не более чем на первые десятки км от юго-восточной границы поздневалдайского оледенения, располагавшейся между устьями рек Вычегда и Вага (Demidov et al., 2006; Hubberten et al., 2004). В вычегодской части флювиальной системы господствовали аллювиальные обстановки осадконакопления.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11–05–00538 и 13–05–00854).

#### Список литературы

1. Андреева Л.Н. Палеогеографические обстановки формирования отложений в опорном разрезе верхнего плейстоцена «Курьядор» на верхней Вычегде // Вестник ИГ КомиНЦ УрО РАН.- 2009.- № 10–11, с. 4–7.
2. Астахов В.И., Свенсен Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем Северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения, № 47, 2011, с. 12–27
3. Еременко Е.А., Панин А.В. Динамика эрозионного расчленения центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины с конца среднего плейстоцена // Материалы VI Шукинских чтений, Москва 2010, с. 421–423.
4. Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Чернов А.В. Геохронология и палеогеографический сценарий перехода от позднего неоплейстоцена к голоцену в Вычегодско-Северодвинской системе // «Квартер во всем его многообразии»: материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, 12–17 сентября 2011 г. Том 2. Апатиты-СПб., 2011, с. 203–206
5. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины // М., «Аэрогеология».- 2005.- 348 с.
6. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы // Л., 1975, 278 с.
7. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Д.Д. Кузнецов, Ларсен Э., Люзо А., Йенсен М. Первый опыт перекрестного <sup>23</sup>Th/U- и <sup>14</sup>C-датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН. 2011. Т. 438. № 2. С. 222–226.
8. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия <sup>23</sup>Th/U датирования верхне- и среднелепистоценовых отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер.7. Вып. 4. С. 94–107.
9. Шеботинов В.В., Субетто Д.А. Седиментология и лиостратиграфия разреза «Толоконка», среднее течение реки Северная Двина // Изв. РГО, т.143, вып. 4, с. 67–74.
10. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. and E. Larsen. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. Boreas, 35: 2006. 1–19.
11. Hubberten H. W., Andreev A., Astakhov V. I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews, 23, 2004, p.1333–1357.
12. Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas, 2011, v. 40, n. 3, p. 481–497.
13. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia // River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. D. Maddy, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds). A.A.Balkema Publishers.- 2001.- p.265–295.



# ВОПРОСЫ ПРОБЛЕМАТИКИ НИЖНЕВОЛЖСКИХ РАЗРЕЗОВ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

# THE MATTERS OF THE PROBLEMATIC OF THE LOWER VOLGA NEOPLEISTOCENE SECTIONS

А.С. Застрожнов<sup>1</sup>, С.В. Попов<sup>2</sup>, Д.А. Застрожнов<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; Россия, Andrey\_Zastrozhnov@vsegei.ru;

<sup>2</sup>ПИН РАН, Москва, Россия, serg.pop@mail.ru;

<sup>3</sup>Университет Осло, Норвегия, zastrozhe@gmail.com

A.S. Zastrozhnov<sup>1</sup>, S.V. Popov<sup>2</sup>, D.A. Zastrozhnov<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia;

<sup>2</sup>Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia;

<sup>3</sup>University of Oslo, Department of Geosciences, Oslo, Norway

На территории Нижней Волги от г. Волгограда до г. Астрахань расположены нижневолжские разрезы неоплейстоцена. Они легко доступны, прекрасно обнажены на протяжении 350 км, в большом количестве содержат остатки крупных и мелких млекопитающих, земноводных, моллюсков, остракод, семенной и палинофлоры, по ним имеются изотопные датировки и палеомагнитные данные. В обнажениях запечатлена летопись развития Каспия в течение среднего неоплейстоцена-голоцена, а многочисленные буровые скважины продолжают ее до акчагыла включительно.

Разрезы детально изучались многими исследователями (Православлев, 1903–1939; Громов, 1935; Жуков, 1945; Гричук, 1952–1954; Федоров, 1957, 1978; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Горецкий, 1966; Шкатова, 1973; Свиточ, Янина, 1975–2009; Седайкин, 1988; Щепетнов, 1989, и др.). В качестве стратотипических разрезов они положены в основу Унифицированной схемы, утвержденной МСК в 1984 г. и региональной стратиграфической схемы, принятой РМСК по Центру и Югу Европейской части Русской платформы в 1998 г.

В последние годы, отложения развитые здесь сопоставлены с изотопно-кислородными стадиями (Шкатова, 2006; Янина 2009).

При анализе данных предшественников, обращают на себя внимание различия в трактовке понятий бакинские, сингильские, хазарские (нижние и верхние), ательские и даже хвалынские отложения, наличие или отсутствие этих отложений в описываемых точках наблюдения. Эта разница, усугубляемая часто схематичными описаниями и колонками, порой весьма существенна (рис. 1).

К примеру, глины, залегающие на урезе воды на всем протяжении от г. Волгограда до с. Сероглазовка, у п. Райгород названы сингильскими; ниже по течению у п. Черный Яр и Н. Займище они подразделены на сингильские и бакинские; у с. Никольское Т.А. Яниной выделены только

сингильские, а В.К. Шкатовой и В.М. Седайкиным – сингильские и бакинские (грачевские) отложения; у с. Копановка они называются нижнехазарскими (Янина, Седайкин); у с. Владимировка – вновь сингильскими, у с. Сероглазовка – опять нижнехазарскими.

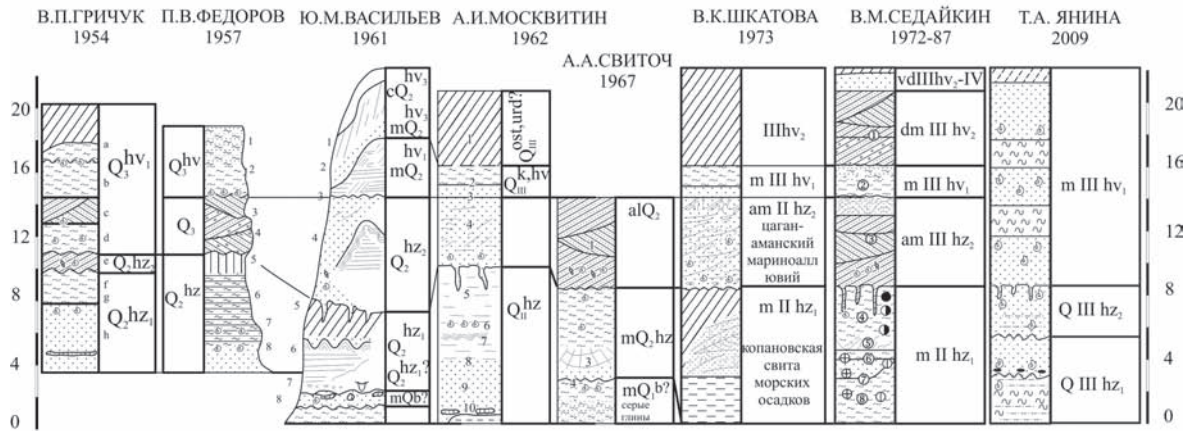
В качестве объяснения таких различий в интерпретации разрезов обычно ссылаются на влияние соляных куполов (Черный Яр), низкий или, напротив, высокий меженный уровни, позволившие или нет увидеть нижнюю (бакинскую, грачевскую) часть разрезов и, разумеется, многочисленные врезы. Несомненно, так же и то, что «сингильские глины оказались сборным понятием, которое включило в себя не только разные по генезису осадки (от морских до аллювиальных), но и стратиграфически разные слои» (Шкатова, 1973).

Эта неопределенность, закономерно переходит и в трактовку собственно хазарской части разрезов, к которой относят и преимущественно песчаные отложения, залегающие между вышеописанными глинами и ательскими суглинками.

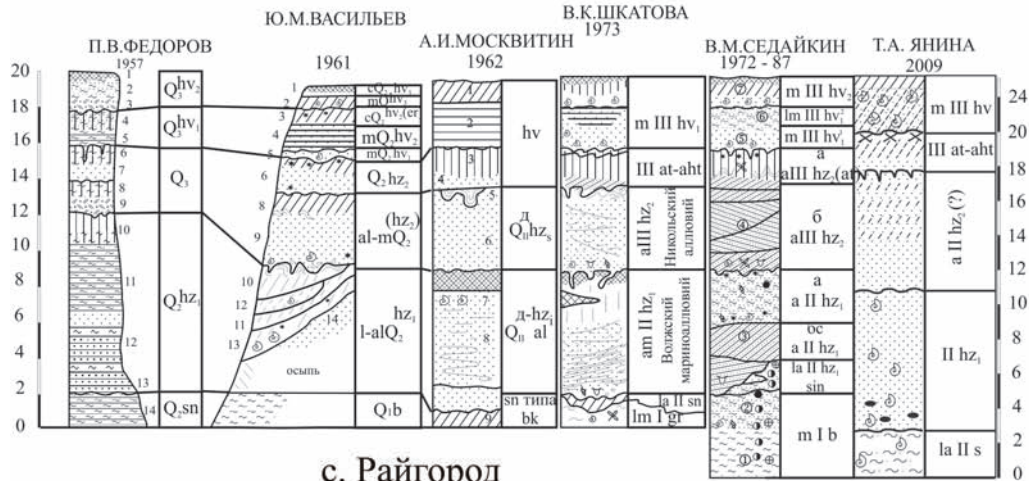
Большинство исследователей, изучавших обнажения нижнего течения р. Волга, не анализируют подводные части этих разрезов, вскрытых сотнями, если не тысячами скважин. Во всех геологосъемочных работах, сопровождавшихся бурением, кровля бакинских отложений с *Didacna parvula*, уверенно прослеживается на глубине 20–50 м ниже меженного уровня Волги (может быть за исключением Черного Яра). Над ними, но также ниже уровня Волги, располагается песчаная толща с нижнехазарскими *D. subpyramidata*, которая сменяется на урезе воды глинами с морской или пресноводной фауной. Но если это так, то и сингильские глины должны относиться к верхней части нижнего хазара (как это подчеркивали Г.И. Попов (1983) и П.В. Федоров (1957, 1978)), а не подстилать его.

Нами эти разрезы посещались в течение полевых сезонов 2008–2010 гг. В прекрасном разрезе у с.

### с. Копановка



### с. Никольское



### с. Райгород

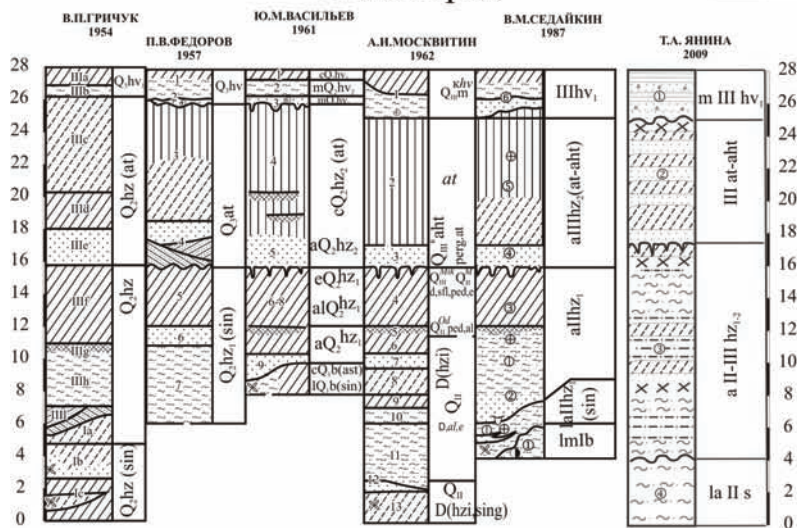


Рис. 1. Разрезы Копановка, Никольское, Райгород в интерпретации разных авторов (по Седайкину, 1988 с добавлениями)

Никольское толщи нижнего (волжский аллювиомариний) и верхнего (никольский аллювий) хазара разделены погребенными почвами, соотнесенными Шкатовой (1973) с чернойским педокомплексом разреза Черный Яр – Н. Займище. Считается, что вверх по течению волжский аллювиомариний фациально замещается займищенским (черноярским) аллювием разреза Черный Яр – Н. Займище, который в силу этого имеет раннехазарский возраст. Проблема заключается в том, что чернаярская почва во всех разрезах (от Райгорода до Ступино, Н. Займища-Черного Яра, Цаган-Амана и Косики) залегает практически сразу под ателью и на самом деле венчает верхний, а не нижний хазар.

Точно так же и в разрезе у с. Никольское она расположена под ателью в кровле никольского аллювия (верхнего хазара).

Почва, которая у с. Никольское разделяет нижний и верхний хазар, тоже весьма выдержана и тянется вверх по Волге от с. Никольское до с. Соленое Займище. Затем она срезается верхним хазаром и у Н. Займища-Черного Яра мы наблюдаем сложенную мощность нижнего-верхнего хазара под названием займищенский (черноярский) аллювий. Необходимо заметить, что и в таких случаях граница нижнего-верхнего хазара достаточно уверенно прослеживается по смене желтовато-серых песков нижнего хазара на желтовато-буроватые пески верхнего хазара.

Таким образом, несмотря на обилие накопленного материала, вопросы стратификации этих разрезов, иногда называемых эталонными для стратиграфической шкалы плейстоцена Северной Евразии, по-прежнему остаются остро дискуссионными.

# КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ. СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

# MAPS OF QUATERNARY FORMATIONS. STATUS, PROBLEMS AND PROSPECTS

**А.С. Застрожнов, В.К. Шкатова, Е.А. Минина**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
(ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия  
Andrey\_Zastrozhnov@vsegei.ru*

**A.S. Zastrozhnov, V.K. Shkatova, E.A. Minina**

*All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), ST. Petersburg, Russia*

**Состояние картографирования.** С момента возникновения Геолкома (1882 г.) изучение четвертичного покрова стало неотъемлемой частью региональных геологических исследований. В «Инструкции лицам, командированным Геологическим комитетом для систематических исследований геологического строения России и составления ее геологической карты», утвержденной Присутствием комитета 22 (10) декабря 1883 г., указывалось на необходимость изучения с одинаковой полнотой как коренных, так и «наносных» образований (валунные толщи, лесс, отложения рек и озер) и не только по долинам рек, но и на междуречьях. С учетом этих требований были составлены первые листы десятиверстной карты России и объяснительные записки к ним, а также отчеты о работах, связанных со строительством Транссибирской ж.д., с изучением золотоносных районов и др.

Инструкциями 1955 г. и 1969 г. по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты СССР масштаба 1:200 000 (первое поколение) в комплектность карт были включены геологическая карта и карта полезных ископаемых, а так же при необходимости составлялась карта четвертичных образований. На практике, особенно для платформенных территорий, составлялись две карты – четвертичных образований (в стратиграфической или стратиграфо-генетической легенде) и дочетвертичная. В Инструкции 1995 г. по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000 (второе поколение) карты четвертичных и дочетвертичных образований рассматривались уже в качестве обязательных карт.

Аналогичным образом обстояли дела с комплектностью Госгеолкарт масштаба 1:1000 000. Госгеолкарта масштаба 1:1000 000 (первого поколения) только для платформенных территорий имела две карты – четвертичных образований и дочетвертичных, для остальной территории составлялись геологическая карта и карта полезных ископаемых. Для Госгеолкарты масштаба 1:1000 000 (новая серия) карты четвертичных и дочетвертичных

образований рассматривались уже в качестве обязательных карт, что явилось основой комплексного геологического изучения территории и развития ее минерально-сырьевой базы.

Гораздо хуже в плане комплектности Госгеолкарты масштаба 1:1000 000 складывается ситуация с ее третьим поколением (Госгеолкарта – 1000/3). В начале работ комплекты листов Госгеолкарты – 1000/3 не всегда включали карту четвертичных образований.

Сводное и обзорное картографирование (м-б 1: 2 500 000 и мельче).

Первая обзорная «Карта четвертичных отложений Европейской части СССР м-ба 1:2500 000» под редакцией С.А. Яковлева, составленная по стратиграфо-генетическому принципу, на которой цветом был показан генезис, а не возраст, как на геологических картах, была составлена в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ЦНИГРИ, позже ВСЕГЕИ) и издана в 1932 г.

Карта демонстрировалась на 2-й Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ) и получила всеобщее одобрение участников конференции. По постановлению 2-й АИЧПЕ, начались работы по подготовке обзорной Международной карты четвертичных отложений Европы в масштабе 1: 1500 000, на которой также был использован стратиграфо-генетический принцип составления.

Стратиграфо-генетический принцип картографирования получил развитие на «Карте четвертичных отложений европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000» под редакцией И.И. Краснова (1971) и «Карте четвертичных отложений СССР масштаба 1:2 500 000», под редакцией Г.С. Ганешина (1976).

В 2010 г. в отделе четвертичной геологии и геоморфологии ФГУП «ВСЕГЕИ» составлена новая обзорная «Карта четвертичных отложений масштаба 1:2500 000 территории Российской Федерации». Ее создание было обусловлено



необходимостью обобщения большого объема качественно новых картографических материалов по геологии квартера России, полученных в результате работ по Гостеолкарте – 1000 новой серии и Гостеолкарты-1000 третьего издания за последние 40 лет.

Карта сопровождается схемой структурно-формационного районирования четвертичных отложений и региональной схемой корреляции подразделений четвертичной системы территории Российской Федерации (в зарамочном оформлении), каталогом опорных, стратотипических разрезов и месторождений полезных ископаемых четвертичных образований. Проведена оценка ресурсного потенциала квартера и выделены первоочередные площади для постановки инженерно-геологических, геологосъемочных и поисковых работ на выявление техногенных, россыпных месторождений и месторождений нерудного сырья. Для отображения результатов оценки ресурсного потенциала четвертичных отложений подготовлен комплект из четырех карт масштаба 1:5 000 000 по благородным, черным и редким металлам, драгоценным и полудрагоценным камням, питьевым и техническим водам.

**Проблемы.** Проблема комплектности Гостеолкарт 1:1000 000 (третье поколение) освещена выше.

Вторая проблема. Стратиграфическая основа квартера почти для половины регионов России устарела, т.к. и Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы и привязанные к ней региональные подразделения территории страны были утверждены МСК СССР в 80-х годах прошлого века. С тех пор произошли серьезные изменения, во-первых, в Общей стратиграфической шкале четвертичной системы (квартера) России. В 2011 году (Постановления МСК, 2012 г., вып. 41) была понижена граница четвертичной системы с 1.8 млн. лет до 2,6 млн. лет, включая гелазский ярус, ранее входивший в неогеновую систему. Изменилось число ступеней в нижнем и среднем звеньях неоплейстоцена. Ступени сопоставлены с соответствующими им стадиями Стандартной кислородно-изотопной шкалы, отражающей глобальные изменения климата. Дополнена Общая Магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России. Во-вторых, появились новые региональные схемы для отдельных территорий и новые дополнения к старым схемам. Однако в серийных легендах Гостеолкарт 1:1000 000 (третье поколение) и 200 000 (второе издание), продолжают использоваться прежние

региональные стратиграфические схемы квартера 10–20-летней давности и Общая стратиграфическая шкала квартера.

Третьей проблемой является слабое применение в России, а соответственно и при геолого-съемочных работах, современных методов абсолютного датирования четвертичных образований таких, как AMS – метод радиоуглеродного датирования с использованием ускорительного масс-спектрометра, OSL – оптически стимулированной люминесценции, ESR (или ЭПР) электронно-сенсорно-резонансное датирование и некоторых других методов, без которых сейчас невозможно исследование четвертичных образований. Сегодня эти методы используются фактически только в работах, проводимых совместно российскими и зарубежными исследователями, когда последние берут на себя аналитическую составляющую исследований.

Четвертая проблема – картирование и увязка прибрежных (суша) территорий России с шельфом. Специфика в картировании таких территорий заключается в том, что наряду с наземными наблюдениями и выделением соответствующих стратиграфических подразделений, утвержденных МСК, здесь выделяются еще сейсмостратиграфические подразделения (местные и региональные), выделение которых и их индексация должны производиться в соответствии со Стратиграфическим кодексом, что сейчас не всегда учитывается.

**Перспективы.** Необходима постановка опережающих тематических работ по совершенствованию стратиграфической основы квартера территории России в части Общей шкалы квартера и унифицированных региональных стратиграфических схем.

Следует принять неотложные меры по перевооружению лабораторных баз новой аппаратурой, как в академических, так и в отраслевых институтах, для обеспечения современными методами абсолютного датирования четвертичных образований.

Представляется целесообразным создание нового методического пособия по генетической диагностике и картированию ледниковых образований. Необходимость в подготовке такого пособия обусловлена с одной стороны активным освоением северных территорий, на которых широко развиты ледниковые отложения, а с другой – низким качеством поступающих на апробацию в НРС «Роснедра» карт четвертичных образований, связанных в первую очередь с неадекватным отображением генезиса четвертичных отложений.

**ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА  
В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ  
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
ГАЗОГИДРАТОВ НА ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ** | **FEATURES OF SEDIMENTATION  
DURING THE QUATERNARY PERIOD  
AND CONDITIONS OF FORMATION  
OF GAS HYDRATES ON SPITSBERGEN  
CONTINENTAL MARGIN**

**В.С. Захаренко**<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Мурманский государственный гуманитарный университет, Мурманск Россия  
veronica@polarcom.ru

**V.S. Zakharenko**<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Murmansk State Humanities University, Murmansk Russia

Скопления газовых гидратов природных газов на Земном шаре рассматриваются в качестве крупнейшего ресурса для развития энергетики всего мира и России в частности.

Газовые гидраты (ГГ, также гидраты природных газов, клатраты или фуруллены) – это кристаллические соединения, образующиеся при определённых термобарических условиях из воды и газа. Благодаря своей структуре единичный объём газового гидрата может содержать до 200 объёмов чистого газа.

В 1940-е гг. советские учёные высказывают гипотезу о наличии залежей ГГ в зоне вечной мерзлоты (Стрижов, Мохнаткин, Черский). В 1960-е гг. они же обнаруживают первые месторождения ГГ на севере СССР. Одновременно с этим возможность образования и существования газовых гидратов в природных условиях находит лабораторное подтверждение. С этого момента они начинают рассматриваться как потенциальный источник топлива (Васильев и др., 1970; Ефремова, 1979; Гинсбург, 1994).

В Западно-Арктическом секторе ГГ обнаружены норвежцами к северо-западу от Шпицбергена. Их изучение проводилось высокочастотной сейсмикой, с анализом годографов и скоростей (*Posewang*).

Однако, район континентальной окраины Западного Шпицбергена, а особенно континентального склона, оставался относительно мало изученным. Планомерные комплексные геолого-геофизические исследования ведутся здесь с 2003 г. силами Морской арктической геолого-геофизической экспедиции г. Мурманска. В настоящей работе изложены результаты исследований газогидратов по материалам сейсмоакустических работ ОАО МАГЭ в рамках проектных заданий «Комплексные геолого-геофизические исследования в Поморском прогибе» и «Региональные работы на Западно-Шпицбергенской континентальной окраине». Интерпретация волнового поля по сейсмоакустическим разрезам, а также построение карт проводилось с помощью цифровой интерактивной системы Kingdom Software 8.2 SMT.

По волновому полю было выявлено несколько участков предполагаемого распространения гидратов. На продолжении залива Ист-фиорд, по данным эхолотного промера обозначена аномалия по типу «Факел». Южнее – еще две области на континентальном склоне. Характерно, что всем выделенным областям в шельфовой зоне соответствуют повышенные содержания радионуклидов. Зона повышенных активностей по <sup>226</sup>Ra расположена во впадине Бредьюпет. На сейсмоакустической записи видно, что здесь газ мигрирует из глубоководных участков на континентальном склоне, где с некоторой долей условности можно выделить горизонт BSR, с четко выраженной прозрачной толщей, расположенной над ним. Эти факторы можно связать с большей сорбционной емкостью алевропелитовых илов, с зонами разломов, а также может быть связано с миграцией атлантических вод, несущих радиоуклидное заражение из Западной Европы.

В Поморском прогибе по волновому полю НСАП (профиль 0703) обнаружено акустически прозрачное тело, которое в комплексе с другими косвенными признаками (резкое прерывание корреляции отражающих горизонтов, куполообразные «вздутия» вышележащих горизонтов, наличие характерных помех, «мигрирующих» по пластам, вверх по склону) свидетельствуют о газонасыщенности плейстоценовой толщи в данном районе.

Сопоставление полученных результатов с данными сейсморазведки МОВ ОГТ показали прямую пространственную связь с антиклинальными поднятиями в осадочном чехле, что дополнительно подтверждается результатами газогидрохимической съёмки и с зонами повышенной концентрации растворённых углеводородов. Анализ распределения мощности четвертичных отложений свидетельствует об интенсивном выносе терригенного материала по желобу Квейтехула с формированием молодого конуса выноса. В плане эта область расположена в понижении между двумя конусами выноса, и гео-

логические условия вполне соответствуют условиям формирования газогидратов.

На профилях вдоль простирания континентальной окраины в кровле и подошве сейсмокомплекса выделены аномалии волнового поля, интерпретируемые как эрозионные каналы (амплитуда «вреза» до 200 мс), и вероятно, представляющие собой русла стока, прорезанные во время осцилляций ледниковых покровов и унаследованные с позднего плиоцена (рис. 1).

В основу седиментационной модели образования газогидратов нами положены представления о потоковой седиментации, в частности, о мутьевых потоках, переносящих осадочный материал к основанию материкового склона или на дно глубоководных желобов (Захаренко, 2012). Если в теле оползней и обвалов, дающих начало таким потокам, содержится свободный газ, то по мере движения вниз по склону пузырьки газа могут, в конечном итоге, при благоприятном стечении обстоятельств, образовать погребенное скопление гидратов. Известно, что причиной оползней может быть не только разложение гидратов, но и их образование, которое может вызвать перераспределение напряжений в массивах отложений и явиться причиной их перемещения – геодинамическое следствие. Континентальные окраины являются областями разгрузки флюидов, как движущихся со стороны суши, так и отжимаемых из

отложений под действием тектонического стресса. Предпосылкой формирования восходящего флюидотока служит высокая скорость седиментации на континентальных окраинах.

Следует отметить, что области, выделенные как перспективные на месторождения газогидратов, в той или иной степени приурочены к зонам глубинных разломов, что говорит в пользу их возможного эндогенного происхождения и повышает их перспективность (рис. 1).

На сегодняшний день ГГ представляют собой сложную многофакторную проблему. Важнейшими факторами являются: фактор экологического риска, технологический аспект, энергоресурсный и политический аспекты. Потенциал энергии, сосредоточенный в природных газогидратах, может обеспечить мир экологически чистой энергией более чем на 200 лет. Тем не менее, на сегодняшний день исследования на присутствие газогидратов в Арктическом секторе носят попутный характер.

**Выводы.** Основные фундаментальные задачи в рамках проблемы газовых гидратов состоят сегодня в выяснении механизмов их влияния на климат Земли, окружающую среду и другие процессы, идущие в геосфере. Поэтому требуется уточнение ресурсов, ареалов распространения, структуры и типов газогидратных залежей в земной коре.

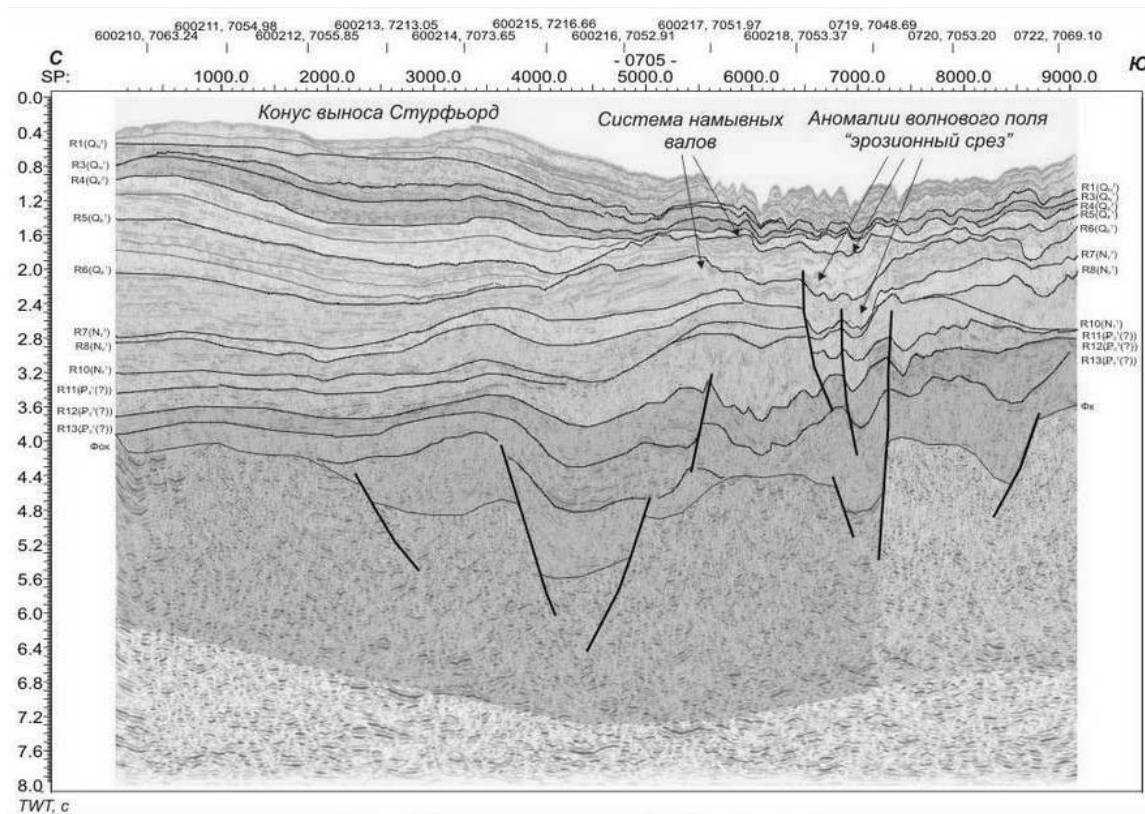


Рис. 1. Поморский прогиб. Пример эрозионных каналов на профиле сейсморазведки ОГТ

Для Западно-Арктического сектора фактор экологического риска является доминирующим. Это связано:

– Во-первых, с проблемой изменения климата, что может привести к изменению термобарических условий в поверхностных водах.

– Во-вторых, с проблемой сейсмической активности в молодых разломах и возобновлением тектонической активности в зонах старых разломов, что может спровоцировать локальные взрывы газовых гидратов (подводная окраина Западного Шпицбергена, пролив Стурфьорд).

– В-третьих, с изучением устойчивости морского дна, в связи с перспективой построения трубопровода по дну Баренцева моря (Захаренко, 2007, 2012; Захаренко и др., 2007, 2011, 2012).

Несмотря на перечисленные выше проблемы, ГГ следует рассматривать как экологически чистое топливо будущего, которое является стратегическими запасами страны. Начиная с 2003 г., в России указом Министерства природных ресурсов принято решение перспективные участки местонахождений ГГ наносить на карту.

### Список литературы

1. Васильев В.Г., Макогон Ю.Ф., Требин Ф.А. и др. Свойство природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовать газогидратные залежи // Открытия СССР, 1968–1969. – М.: Недра, 1970. – С. 5–18.
2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. – С-Пб, 1994. – С. 230
3. Ефремова А.Г. Типы газопродуцирующих отложений // Геология нефти и газа, № 2, 1979. – С. 50–54.
4. Захаренко В.С. Основные модели образования газогидратов, особенности и предпосылки их проявления в морской части Западного Шпицбергена по результатам сейсмоакустических работ. // Ученые записки, географические науки. – МГПУ, Мурманск, 2007. – С. 64–66.
5. Захаренко В.С., Тарасов Г.А., Романченко А.В., Матишиов Г.Г. Соотношение экзогенных и неотектонических процессов в неоген-четвертичный период на акватории Западно-Шпицбергенского шельфа // Доклады Академии Наук, том 416, № 5, – М., 2007.
6. Захаренко В.С., Тарасов Г.А., Парамонова М.С., Прокопина М.В., Шлыкова В.В. Строение четвертичной толщ Южно-Шпицбергенского шельфа по данным сейсмоакустики // Разведка и охрана недр, – М., 2007. № 9. – С. 30–32.
7. Захаренко В.С., Шлыкова В.А., Тарасов Г.А. Особенности образования газогидратов на континентальной окраине Западного Шпицбергена. – Ж. Разведка и охрана недр. – М., 2010. – С. 6–9.
8. Захаренко В.С. Процессы лавинной седиментации на Западно-Арктической континентальной окраине в неоген-четвертичный период // Разведка и охрана недр. – М., 2012. № 1. – С. 27–29.
9. Захаренко В.С. Потенциальный экологический риск, связанный с газогидратами на Западно-Арктической континентальной окраине // Охрана окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – М., 2011, № 4. – С. 21–26.
10. Левитан М.А., Бяков А.Ф., Дмитриевский А.Н. Первая находка газового кратера на шельфе Российской Арктики // ДАН, 1999. Т. 368. № 3. – С. 364–367.
11. Макогон Ю.Ф. Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы. – Рос. хим. журнал, 2003. Т. XLVII, № 3.
12. Кузнецов Ф.А., Истомин В.А., Родионова Т.В. Газовые гидраты: исторический экскурс, современное состояние, перспективы исследований // Рос. хим. журнал, 2003. Т. XLVII. № 3.
13. Posewang J., Mienert J. High-resolution seismic studies of gas hydrates west of Swalbard – Geo-Marine letters, № 19. 1999. P. 150–156.



СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ  
ОБСТАНОВКИ НА ШПИЦБЕРГЕНСКОЙ-  
БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ  
В КАЙНОЗОЕ

STRATIGRAPHY, LITHOLOGY,  
AND PALEOGEOGRAPHIC CONDITIONS  
ON SPITSBERGEN-BARENTS SEA  
CONTINENTAL MARGIN  
IN THE CENOZOIC

В.С. Захаренко<sup>1</sup>, В.В. Шлыкова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Мурманский государственный гуманитарный университет, Мурманск Россия

<sup>2</sup>Морская арктическая геологическая экспедиция, Мурманск Россия  
veronica@polarcom.ru

V.S. Zakharenko<sup>1</sup>, V.V. Shlykova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Murmansk State Humanities University, Murmansk Russia

<sup>2</sup>Marine Arctic Geological Expedition, Murmansk Russia

Повышенный научный интерес к исследованию седиментогенеза Западно-Арктического шельфа обусловлен многими причинами. Прежде всего, как остров Западный Шпицберген, так западная часть Баренцева моря являются ключевыми участками для исследования поставки осадочного вещества из областей сноса в Норвежско-Гренландский бассейн.

В связи с изменением нижней границы четвертичных отложений до границы R-7, изучение условий формирования толщ, относимых ранее к неогену, а в общем смысле к кайнозою, широко развитому в молодом океаническом бассейне, является актуальной задачей.

**Стратиграфическая привязка и возрастные оценки.** Согласно региональной корреляции вдоль Баренцевоморской континентальной окраины от скважины ODP 986 на севере до скважин в Вулканической провинции Вестбакен и бассейне Сервестнагет (7316/5-1 и 7216/11-1S, соответственно) рефлексоры, характеризующие периоды перерыва осадконакопления и эрозии – R7, R6, R5, R4, R3, R2 и R1, имеют следующие возрастные оценки:

- R7–2.3–2.4 млн лет, ОГ в верхнеплиоценовых отложениях;
- R6–1.6–1.7 млн лет, ОГ в нижнеоплейстоценовых отложениях;
- R5–1.4–1.5 млн лет, ОГ в нижнеоплейстоценовых отложениях;
- R4–0.99 млн лет, ОГ в верхнеоплейстоценовых отложениях;
- R3–0.78 млн лет, ОГ в нижнеоплейстоценовых отложениях;
- R2 и R1–0.2–0.44, ОГ в среднеоплейстоценовых отложениях.

**Сейсмостратиграфическая и литологическая характеристика кайнозойского осадочного чехла.** Кайнозойский осадочный чехол в пределах Шпицбергенской континентальной окраины расчле-

няется на следующие ССК (сейсмостратиграфические комплексы)

**Олигоцен-среднеплиоценовый(?) ССК.** Разрез кайнозойского осадочного чехла начинается с ССК, заключенного между ОГ Ф (фундамента) и R7. На основании скважинных данных по бассейну Сервестнагет, а также данных по суше (арх. Шпицберген), интервал разреза, заключенный между поверхностью фундамента и рефлексором R7, может иметь олигоцен-среднеплиоценовый возраст. Также известно, что в грабене Форландсунн развита мощная толща олигоценовых (маршесская свита) и эоценовых отложений [6].

В Саффолкском грабене отложения этого комплекса залегают на более древних комплексах палеогена и палеозойско-мезозойских отложениях.

**Верхнеплиоценовый ССК** ограничен в подошве ОГ R7, а в кровле ОГ R6. Как подошва ССК, R7 имеет признаки несогласия по схеме подошвенного налегания, которая наиболее ярко проявляется в северной части площади.

По данным бурения скв. ODP 986, рефлексор 7 характеризует переход от преимущественно глинистых гемипелагических осадков к более песчаным осадкам, поступавшим к побережью Шпицбергена за счет речного стока и перенесенных к склону турбидитовыми потоками. Предполагается, что такой значительный объем осадков за сравнительно небольшой промежуток времени поступил за счет ледниковой экзарации на суше, имевшей место в то время, когда ледники еще не достигли шельфа. Мощность отложений, ограниченных рефлексорами R7 и R6, по разрезу скважины 986 составила 440 м.

В районе исследования мощность верхнеплиоценовых отложений меняется до 2000 м в области континентального склона до 0 в шельфовой подзоне.

**Нижнеоплейстоценовый ССК.** Этот сейсмокомплекс ограничен отражающими горизонтами R6 в подошве и R5 в кровле. В строении комплекса выделены косослоистые сейсмофациальные единицы, соответствующие отложениям, накопившимся в обстановке окраины шельфа и верхней части склона, и латерально нарастающих его. В шельфовой ундаформной подзоне, соответствующей условиям дельтовой равнины, и в верхней части клиноформной подзоны, соответствующей условиям аванделты, высока вероятность накопления песков (высокоэнергетическая обстановка). Максимальные мощности ССК приурочены к границе палеошельфа. Мощность комплекса увеличивается в южном направлении за пределы площади исследований. В пределах комплекса прослежен рефлектор R5a, разделяющий ССК на две клиноформы.

На Шпицбергенском шельфе выделяется три депоцентра раннеоплейстоценового осадконакопления. На севере Западно-Шпицбергенского шельфа наибольшие мощности нижнеоплейстоценовых отложений пространственно соотносятся с заливом Ис-Фьорд и Бельсунн. В раннеоплейстоценовое время конусы выноса этих крупнейших поставщиков осадочного материала еще не разделились. Мощность отложений достигает 1050 м в палеошельфовой области (палеобровка).

Напротив Залива Хорнсунн оконтурен второй депоцентр раннеоплейстоценового осадконакопле-

ния. Мощности отложений составляют 700 м.

На Южно-Шпицбергенском шельфе мощности нижнеоплейстоценовых отложений достигает 700–900 м. Осадочный материал мог поступать из залива Стурфьорд, а также с Баренцевоморского шельфа.

Присутствие обломочного материала в керне скважины 986 в нижнеоплейстоценовых отложениях может свидетельствовать о продвижении ледников на шельф. В целом отложения комплекса представлены чередованием плотных, более грубозернистых известковистых осадков с тонкими смектитовыми прослоями, диамиктонами.

Мощность нижнеоплейстоценовых отложений по разрезу скважины составила 205 м.

**Верхнеоплейстоценовый ССК.** Верхнеоплейстоценовый ССК представляет собой мегаклиноформу, в строении которой выделяется два крупных клиноформных ССПК, являющихся результатом проградации ледниковых дельт. Комплекс ограничен в подошве несогласием R5, а в кровле R4. Мощность ССК нарастает в направлении океанического бассейна и достигает максимума на границе палеошельфа. В кровле верхнеоплейстоценового комплекса прослежены эрозионные каналы, представляющие собой русла стока, прорезанные во время гляциоэвстатических колебаний уровня моря.

Литологический состав верхнеоплейстоценового ССК несильно отличается от нижнеоплей-

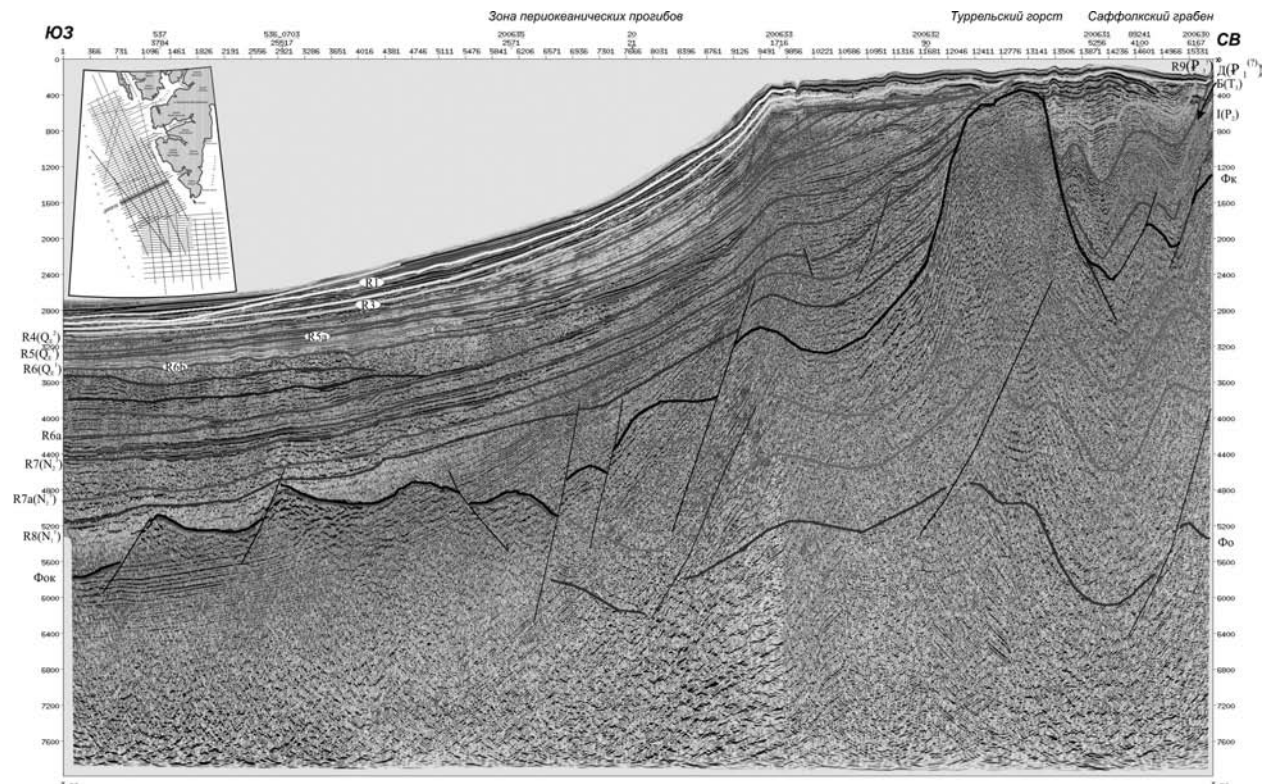


Рис. 1. Разрез МОВ ОГТ, через Западно-Шпицбергенскую континентальную окраину

стоценового и включает чередование плотных, грубозернистых известковистых осадков с тонкими смектитовыми прослоями, а также диамиктоны. Мощность верхнеэоплейстоценовых отложений по разрезу скважины составила 180 м.

**Неоплейстоцен-голоценовый ССК.** Верхняя часть осадочного чехла между горизонтами R4-дно подробно изучена сейсмоакустикой. Четвертичные отложения в пределах акватории развиты преимущественно на глубинах, превышающих 80–100 м. Насчитывается шесть клиноформ, наращивающих шельф и отражающих трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления. Верхняя часть разреза расчленена на 3 комплекса А, В, С. Каждый из комплексов расчленён на 2 подкомплекса. Мощность неоплейстоцен-голоценовых отложений увеличивается в сторону океана, достигая на бровке шельфа 1000 м и более. На континентальном подножии формируются мощные конусы выноса на продолжении желобов Бельсунн, Хорнсунн, Зюйдкап.

**Выводы.** Плиоцен-плейстоценовый разрез характеризуется несколькими фазами эрозии на шельфе и осадконакопления на склоне, имевшими место в относительно короткий промежуток времени 2.4 млн лет. Нами установлено, что на бровке шельфа скорость седиментации 1–1.5 м за тысячелетие. На нижнем уровне, в нижней части континентального склона в эоплейстоценовом конусе выноса скорость седиментации достигает 170 м за тысячелетие. Это позволяет сделать вывод об имеющих место процессах лавинной седиментации, особенно ярко выраженных в зоне перехода от кон-

тинентального шельфа к Норвежско-Гренландскому бассейну (Лисицын, 1978; Захаренко, 2012).

В верхнем плиоцене нами выделен горизонт R6a, который является подошвой мощного оползневого комплекса, эрозионное воздействие которого, вероятно, было наиболее сильным в северной части Поморского прогиба. Установлена миграция депоцентров верхнеэоплейстоценовых отложений относительно нижнеэоплейстоценовых в южном направлении, что означает проградационное наращивание шельфа в это время, преимущественно в южном направлении и, в меньшей степени в западном. Отличительной чертой осадконакопления в плейстоцене является стабильное присутствие ледников на шельфе арх. Шпицберген и их влияние на темпы седиментации и литологический состав осадков. Проградация осадочных клиньев – региональная особенность северо-западной Европейско-Атлантической окраины, датируемая с раннего плиоцена.

В условиях ледово-морского седиментогенеза в арктических морях важнейшим природным фактором является морской и океанический перигляциал, понятие которого в 1980 году было предложено Г.Г. Матишовым и сформулировано в научную теорию (Матишов, 1980, 1984). В широком географическом понимании в настоящее время под феноменом океанического и морского перигляциала подразумевается многообразие физико-географических, геологических и биологических явлений, развивающихся в полярных и умеренных широтах Мирового океана под влиянием древнего и современного оледенения.

### Список литературы

1. *Andreassen K., Nilssen E.G., Odegaard Ch.M.* Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data. *Geo-Mar Lett.* Springer-Verlag 2007, 17 p.
2. *Bergh S.G., Grogan P.* Tertiary structure of the Sørkapp-Hornsund Region, South Spitsbergen, and implications for the offshore southern extension of the fold-thrust Belt. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 83, pp. 43–60. Trondheim 2003, ISSN 029–196X.
3. *Forsberg C.F., Solheim A., Elverhoi A., Jansen E., Channel J.E.T., Andersen E.S.* The depositional environment of the western Svalbard margin during the late Pliocene and the Pleistocene: sedimentary facies changes at Site 986. 1999. *Proc. ODP, Sci. Results*, 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
4. *Seismic atlas of western Svalbard: a selection of regional seismic transects.* Editor: Ola Eiken. Norsk Polarinstitut, Oslo, 1994.
5. *Захаренко В.С.* Процессы лавинной седиментации на Западно-Арктической континентальной окраине в неоген-четвертичный период. – *Ж. Разведка и охрана недр.* – М., 2012. № 1. – С. 27.
6. *Лившиц Ю.Я.* Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. *Тр. НИИГА*, Т. 174. Л.: Недра, 1973. 159 с.
7. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. // М., 1978. 392 с.
8. *Матишов Г.Г.* Гляциальная и перигляциальная геоморфология дна подводной окраины Западного Шпицбергена. // *Комплексные исследования природы Шпицбергена.* – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 33–44.



**МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ  
ЗАПАДИННОГО КОМПЛЕКСА  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ  
В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ  
ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

**MORPHOLOGICAL ANALYSIS  
OF NORTHEAST AZOV DEPRESSIONS  
COMPLEX IN THE ORIGIN  
OF PROPOSITION CONTEXT**

**А.Л. Захаров, Е.А. Константинов**

*Институт географии РАН, Москва, Россия,  
zaanleo@gmail.com*

**A.L. Zakharov, E.A. Konstantinov**

*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

Особенностью междуречий Северо-Восточного Приазовья является специфический крупнозападинный рельеф (рис. 1). Западины яйцевидной формы, размером от 0,5 до 5 км в поперечнике и глубиной до 15 м сконцентрированы, главным образом, на территории Ейского п-ова. В меньшей степени они распространены к северо-востоку от Ейского лимана – в прибрежной полосе от пос. Николаевка до г. Азов. Местные названия западин – пади, поды и лиманы. Проблема происхождения западин не нашла широкого освещения в литературе. Анализ опубликованных материалов, касающихся данной темы (Левандовский, 1956; Сафронов, 1973; Канонников, 1977; Kleschenkov, 2010), показал, что проблема проработана не достаточно глубоко, а выводы авторов зачастую не подкреплены фактическими геолого-геоморфологическими данными. Так или иначе, исследователями в разные годы выдвигался ряд гипотез: термокарстовая, карстово-суффозионная, просадочная, лиманно-озерная, эоловая, гетерогенная (включает совокупность нескольких факторов). Не одна из перечисленных гипотез пока не нашла как полного подтверждения, так и окончательного опровержения. Все это делает проблему происхождения западин Северо-Восточного Приазовья актуальной научной задачей, представляющей большой интерес для естествоиспытателей.

Стратегию наших исследований по проблеме западин условно можно разделить на два блока: анализ рельефа и анализ геологического строения. Данные о рельефе изучаемой территории намного доступнее и более обширны. Они включают в себя: топографические карты, космические фотоснимки, данные космической радарной съемки SRTM 3, а также результаты полевых геодезических работ. Вместе с тем морфологический анализ, как на уровне отдельных западин, так и на региональном уровне представляется одной из важнейших частных задач, позволяющей получить общие представления об истории развития территории и наметить ключевые объекты для детального геологического

изучения. Исходя из таких соображений, на начальном этапе исследований основное внимание было сфокусировано на анализе рельефа.

Рассматриваемая территория расположена в пределах Азово-Кубанской низменности и представляет собой пологонаклонную к юго-западу террасированную аллювиально-морскую равнину с покровом плейстоценовых лессовых отложений. Равнина дренируется системой небольших субпараллельных речных долин западного и северо-западного направления (Сосыка, Ея, Мокрая Чумбурка, Мечетка, Кагальник), которые берут начало в пределах самой равнины и чаще всего впадают в Таганрогский залив, образуя в устье лиманы.

Западины распространены на различных гипсометрических уровнях, что позволяет предполагать независимость их происхождения от принадлежности конкретной аллювиально-морской террасе. Для западин характерны плавные черты и вытянутая яйцевидная форма. При этом большинство западин ориентированы на ССЗ своей «заостренной» частью. В ряде случаев западины выстроены в линейные цепочки, ориентировка которых совпадает с ориентировкой отдельных форм. Днище западин в целом плоское: размах высот в пределах днища редко превышает 1–2 м. Западный борт некоторых особо крупных западин осложнен ложбинно-грядовым рельефом. Субпараллельные гряды протягиваются вдоль длинной оси западины. Межгрядовые ложбины имеют глубину 3–5 м. Западины играют роль внутренних бассейнов, перехватывая часть поверхностного стока. Это наглядно иллюстрируется радиальным центростремительным рисунком сети малых эрозионных форм (МЭФ) – западины обрамлены балками и ложбинами. При этом МЭФ, впадающие в западины с востока и северо-востока обычно в 5–10 раз протяженнее, что объясняется общим пологим уклоном территории в юго-западном направлении.

С перехватом западинами стока, вероятно, связана бросающаяся в глаза неразвитость долиненной сети на Ейском п-ове. Рек здесь всего две (Ясени



и Албаша), причем морфометрические параметры речных долин явно не соответствуют малым размерам водотоков, протекающим в них. Очевидно, что долины малых рек, как и МЭФ – формы по сути реликтовые, сформировавшиеся в отличных от современных ландшафтно-климатических условиях. Обращают на себя внимание и крутые вынужденные повороты (до 90°) долин, что, на наш взгляд, связано с пересечением реками крупных западин. Таким образом, анализ рельефа Ейского п-ова уже в первом приближении дает основание утверждать, что западины древнее эрозионной сети. В образовании же западин усматривается роль структурного фактора, о чем говорит их ориентировка, связанная с общим уклоном поверхности (большинство западин ориентировано ортогонально общему уклону).

Особое значение в данном исследовании представляет количественная оценка рельефа. С появлением в середине 2000-х годов данных радарной съемки SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) возможности морфометрического анализа расширились многократно. Цифровая модель рельефа (ЦМР), построенная на основе SRTM 3, имеет пространственное разрешение 90 метров, а погрешность по высоте не превышает 9 метров. Такие параметры модели позволяют с достаточной точностью определять морфометрические характеристики западин.

В морфометрическом анализе было задействовано 117 западин, выделенных на основе ЦМР с помощью программы «Global Mapper 11». По итогам измерений была составлена база данных, содержа-

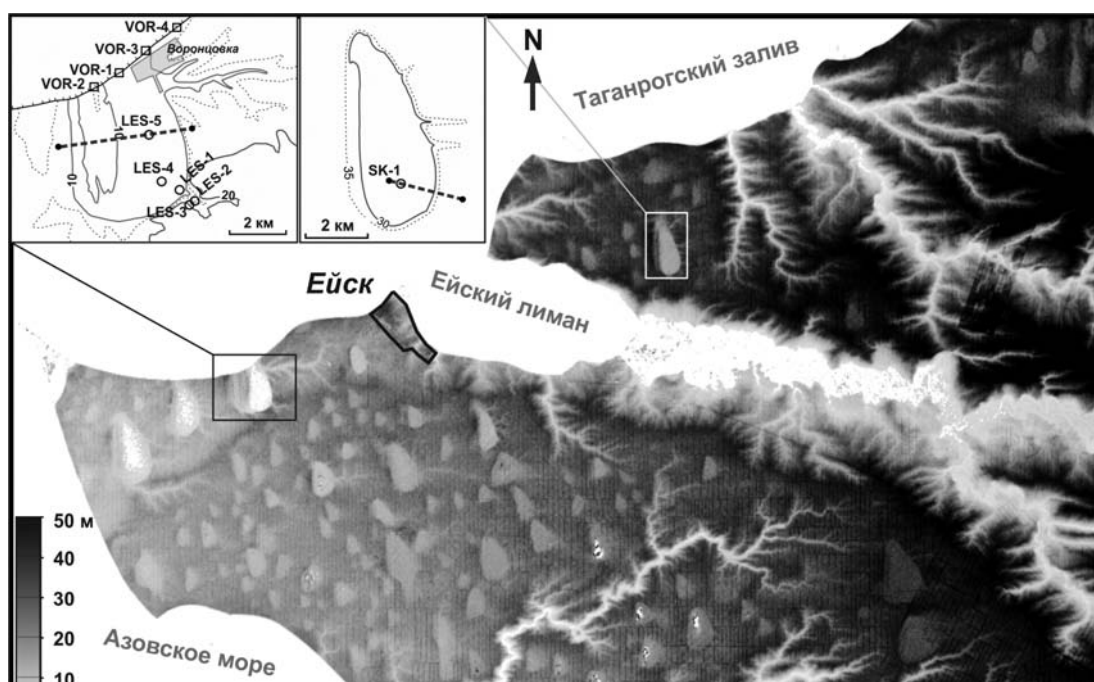
щая следующие параметры для каждой западины: площадь, максимальная длина, максимальная ширина, средняя и максимальная глубина, румб ориентировки. В результате статистической обработки результатов измерений (табл. 1) нам удалось определить западины с типичными размерами. Их характеристики представлены как модальные значения площади, длины, ширины, глубины и коэффициента удлиненности. Как оказалось, это формы сравнительно небольшого размера (2×3 км).

К настоящему времени уже получены первые данные натурных наблюдений. Для двух западин («Воронцовская падь» и «Лиман Большой») построены топографические профили поперечника, имеются данные ручного бурения в днище. Для Воронцовской пади также получены описания расчисток берегового обнажения, вскрывающего строение северного борта. По результатам первичных геологических изысканий Воронцовской пади установлено:

1. Педостратиграфия лёссовых отложений водораздельной поверхности, в которую вложена Воронцовская падь, согласуется (по морфотипическим признакам палеопочв) со схемой А.А. Величко (2012) для Доно-Азовского региона.

2. Западина вложена в поверхность, освободившуюся от моря еще в домучкапское время (до MIS 13).

3. Возраст Воронцовской пади (начала формирования замкнутого понижения) определяется как домикулинский (до MIS 5e).



**Рис. 1.** ЦМР на основе данных SRTM 3. Западины читаются в виде светлых пятен. На врезках – схемы фактического материала по двум ключевым объектам: Воронцовская падь (слева) и Лиман Большой (справа). Квадратики – расчистки берегового обнажения; кружки – скважины; пунктир – линии геодезических профилей

Таблица 1

**Модальные, минимальные и максимальные характеристики западин,  
вычисленные на основе морфометрического анализа.**

	Модальное значение	Минимальное значение	Максимальное значение
Площадь, км <sup>2</sup>	2	0,4	53,9
Длина, км	3	0,9	12,9
Ширина, км	2	0,5	5,1
Глубина, м	4	2	21
Коэфф. Удлиненности	1,6	1,1	4,2

**Список литературы**

1. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, 2012. Т. 445. № 4. С. 464–467.
2. Канонников А.М. Природа Кубани и Причерноморья. Кн. Изд-во. Краснодар, 1977. 112 с.
3. Левандовский П.А. Геоморфология и геоморфологическое районирование Приазовской низменности // Уч. зап. Краснодарского гос. пед. ин-та. Естеств.-геог. ф-т. Вып. 17. Изд-во Советская Кубань. Краснодар, 1956. С. 19–32.
4. Сафронов И.Н. Геоморфология Западного и центрального Предкавказья // Вопросы геогр. С-З Кавказа и Предкавказья. Изд-во Кубанского государственного ун-та. Краснодар, 1973. С. 4–39.
5. Kleschenkov A. The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov Sea Region // 2010 annual meeting INQUA-SEQS. Rostov-on-Don, 2010. P. 72–74.

ФОРМИРОВАНИЕ ФАУНЫ ПТИЦ  
АРИДНЫХ ЛАНДШАФТОВ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ НА РУБЕЖЕ  
НЕОГЕНА И КВАРТЕРА

FORMATION OF THE MODERN CENTRAL  
ASIAN ARID LANDSCAPE AVIFAUNA  
DURING THE NEOGENE-QUATERNARY  
TRANSITION

Н.В. Зеленков

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия  
nzelen@paleo.ru

N.V. Zelenkov

Borissiak Paleontological institute of RAS, Moscow, Russia

Эволюция природной среды и фаун позвоночных северных окраин Внутренней Азии в позднем кайнозое неплохо изучены. Имеющиеся данные позволяют относительно подробно реконструировать динамику климата и ландшафтов, а также смену состава фаун млекопитающих в конце неогена и в четвертичное время на обширных территориях, в том числе, в западной и северной Монголии, в Байкальском регионе и Забайкалье, а также на юге Западной Сибири и на прилегающих территориях Казахстана (напр., Зажигин, 1980; Девяткин и др., 1989; Калмыков, 1999; Алексеева, 2005; Ербаева и др., 2005; Зыкин, 2012; Покатилов, 2012). В данном регионе формирование фауны млекопитающих открытых и довольно сухих ландшафтов, в целом сходной с фаунами плейстоцена и современности, началось в начале позднего плиоцена (после 3.2 млн. л.н.) и было связано с наступлением фазы аридизации климата. В интервале 3.2–2.5 млн. л. наблюдается сокращение лесных видов и обитателей влажных местообитаний, становятся многочисленны бесцементные корнезубые полевки; из Северной Америки в Азию проникают лошади (напр., Алексеева, 2005; Зыкин, 2012).

Что касается изменений в составе фауны птиц исследуемого региона в конце плиоцена и на рубеже плиоцена и плейстоцена, то до недавних пор они оставались практически неизученными. Е.Н. Курочкин (1985), исследовавший обширные материалы по птицам из неогена Центральной Азии, впервые отметил, что позднеплиоценовые фауны птиц северной Монголии и Забайкалья характеризуются слабой преемственностью по сравнению с более древними фаунами Западной Монголии. Отмеченное сходство заключается лишь в присутствии страусов и орланов из рода *Haliaeetus* (и те и другие, впрочем, представлены в фаунах раннего и позднего плиоцена разными видами). Преемственность с современными фаунами также казалась незначительной. Однако нужно иметь в виду, что Курочкин указал из верхнего плиоцена региона лишь 11 таксонов птиц, в то время как

для более древних фаун Котловины Больших Озер в Западной Монголии было известно более 40 таксонов (Курочкин, 1985). В последние годы нами были изучены новые материалы по птицам, происходящие как из верхнего миоцена и нижнего плиоцена Западной Монголии, так и из верхнего плиоцена Северной Монголии и Забайкалья. В частности, были определены остатки птиц из местонахождений Шамар и Береговая, собранные и переданные М.А. Ербаевой и В.С. Зажигиным. Был пересмотрен таксономический статус ряда ранее обнаруженных форм и выявлены новые таксоны (Зеленков, Курочкин, 2009, 2010, 2011; Zelenkov, Kurochkin, 2012). Эти данные позволяют по новому взглянуть на динамику фаун птиц региона в плиоцене и на рубеже плиоцена и четвертичного периода.

Ранее фауна птиц позднего плиоцена северной Монголии и Забайкалья включала 11 видов, из которых 5 были представлены околородными формами. К сожалению, околородные формы мало что могут сказать об эволюции ландшафтов и экологическом облике авифауны, поскольку уже начиная с позднего миоцена фауна околородных птиц на обширных пространствах Голарктики слабо отличалась от современной на родовом уровне (Зеленков, Курочкин, 2011), а видовая систематика неогеновых птиц остается очень слабо проработанной. Из оставшихся таксонов, указанных Курочкиным и не связанных с околородными местообитаниями, показательно присутствие в позднем плиоцене дрофы (*Otididae* gen.), ископаемой серой куропатки (*Perdix margaritae*) и мелкой фазановой птицы (*Plioperdix pontica*). Фазановые птицы представляются хорошими индикаторами смены природных обстановок (Зеленков, Курочкин, 2010). Предполагалось, что *Plioperdix pontica* может быть родственна мелкой фазановой птице из терминального миоцена *Bantamyx georgicus* (Курочкин, 1985) – таким образом, род *Plioperdix*, обитатель открытых ландшафтов, мог произойти в Центральной Азии. Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют согласиться такой точкой зрения. Во-первых, *Bantamyx* прояв-

ляет апоморфное сходство с современными *Rollulus*, населяющим леса Юго-Восточной Азии, а ближайшим родственником *Plioperdix*, по всей видимости, является современный род пустынных куропаток *Ammoperdix* (Зеленков, 2009). Во-вторых, древнейшие находки рода *Plioperdix* относятся к верхнему русцинию Восточной Европы (Молдавия и Украина), а в позднем плиоцене найдены также в Марокко (Mouret-Chauviré, Geraads, 2010), что ставит под сомнение центральноазиатское происхождение рода. Примечательно, что позднемiocеновые восточноевропейские фазановые (например, из местонахождения Морская 2 в Ростовской области) проявляют гораздо больше сходства с *Plioperdix* (наши данные), чем любые известные неогеновые фазановые Центральной Азии. Таким образом, центральноазиатское происхождение рода *Plioperdix* на сегодняшний день выглядит сомнительным.

Две другие фазановые птицы, указанные Курочкиным (1985) из позднего плиоцена Забайкалья и северной Монголии – *Perdix margaritae* и *Lophura inferna*. Серая куропатка *Perdix margaritae* была первоначально описана из местонахождения Береговая (Курочкин, 1985), но недавно была обнаружена также и в Шамаре (Зеленков, Курочкин, 2009). Родовой статус этой формы не вызывает сомнения, однако филогенетические связи с современными видами остаются неясными. Более интересна ситуация с другим таксоном, отнесенным к роду крупных фазанов *Lophura*, современные виды которого обитают исключительно в тропических лесах Юго-Восточной Азии. Учитывая тропическое распространение современных представителей, Курочкин (1985) затруднился определить экологический облик этого фазана. Переизучение голотипа *Lophura inferna* показало, что эта форма не могла относиться к роду *Lophura*, но при этом было отмечено, что она проявляет существенное сходство с серыми куропатками *Perdix* (Зеленков, Курочкин, 2010). От отнесения этого вида к роду *Perdix* нас остановили только необычно крупные размеры, заметно превышающие таковые у современных серых куропаток. Новое свидетельство в пользу того, что крупная позднеплиоценовая центральноазиатская фазановая птица на самом деле принадлежала к роду серых куропаток, появилось при переизучения еще одного фазана, *Phasianus etuliensis*, описанного из верхнего русциния Восточной Европы (местонахождение Этулия) (Bochenski, Kurochkin, 1987). *Phasianus etuliensis* и *Lophura inferna* описаны по разным элементам скелета (тибиотарзус и коракоид, соответственно), но имеют сходные размеры и оба демонстрируют апоморфное сходство с родом *Perdix*. По-видимому, обе формы, на самом деле, представляют гигантскую серую куропатку, крупные размеры которой не позволили при первоописании правильно установить ее систематическую принадлежность.

Показательно, что в позднеплиоценовых местонахождениях Центральной Азии и в верхах нижнего плиоцена Восточной Европы обнаружено две общие формы (*Plioperdix pontica* и «*Lophura*» *inferna*). Это может свидетельствовать о том, что на рубеже плиоцена и плейстоцена фауна птиц Центральной Азии обогатилась палеарктическими по своему происхождению элементами.

Важное значение для понимания эволюции фауны птиц при переходе к четвертичному периоду имеет изучение воробьиных птиц, которые в настоящее время составляют основу птичьих фаун. Изучение новых материалов из местонахождений Береговая и Шамар выявило присутствие 15 таксонов воробьиных, в основном, видов открытых ландшафтов (Зеленков, Кurochkin, 2012). Наиболее показательно присутствие чеканов (*Saxicola* sp.), современных (*Calcarius* sp.) и вымерших (*Pliocalcarius orkhonensis*) лапландских подорожников, серых (*Calandrella* cf. *rufescens*) и рогатых (*Eremophila* cf. *alpestris*) жаворонков, а также ископаемого вида пустынного вьюрка (*Rhodospiza shaamarica*). Систематическое положение врановой птицы (*Corvidae* indet.), из Шамара остается не ясным, но не исключено, что эта некрупная птица (размером с сойку) также могла быть обитателем аридных ландшафтов, как, например, современные пустынные сойки. Примечательно, что находки родов *Rhodospiza*, *Eremophila*, *Calandrella* и *Saxicola* – древнейшие в палеонтологической летописи, что может указывать на центральноазиатское происхождение этого комплекса. Сходная фауна обнаружена в плейстоцене монгольского Гоби-Алтая (Martynovich, 2002). Недавняя находка древнейших представителей мамонтовой фауны в раннем плиоцене Тибета (Deng et al., 2011) позволяет предполагать, что ряд таксонов птиц также может быть связан своим происхождением с этим регионом. С другой стороны, в Шамаре теперь известны лапландские подорожники, древнейшие остатки которых найдены в нижнем плиоцене Северной Америки (Emslie, 2007), что указывает на существование трансберингийских обменов в фаунах птиц на рубеже раннего и позднего плиоцена.

Таким образом, данные по птицам указывают на смешанное происхождение позднеплиоценовой авифауны аридных ландшафтов центральной Азии: часть таксонов, по-видимому, проникли сюда из западных районов Палеарктики, часть – из Северной Америки, часть же имеет центральноазиатское происхождение.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ и Гранта Президента РФ для молодых ученых. Автор благодарен М.А. Ербаевой и В.С. Зажигину за передачу в ПИН РАН в разные годы материалов по птицам, а также И.А. Вислобоковой и А.С. Тесакову за обсуждение.



### Список литературы

1. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС, 2005.
2. Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С. и др. Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография). М.: Наука, 1989.
3. Ербаева М.А., Карасев В.В., Алексеева Н.В. Новые данные по стратиграфии плиоцен-плейстоценовых отложений Забайкалья // Геол. геофиз, 2005. Т. 46. № 4. С. 414–423.
4. Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980.
5. Зеленков Н.В. Филогенетический анализ некоторых неогеновых родов фазановых (Aves: Phasianidae) // Палеонтол. журн., 2009. № 4. С. 77–82.
6. Зеленков Н.В., Курочкин Е.Н. Неогеновые фазановые (Aves: Phasianidae) Центральной Азии. 2. Роды *Perdix*, *Plioperdix* и *Vantamux* // Палеонтол. журн., 2009. № 3. С. 79–86.
7. Зеленков Н.В., Курочкин Е.Н. Неогеновые фазановые (Aves: Phasianidae) Центральной Азии. 3. Роды *Lophogallus* gen. nov. и *Syrmaticus* // Палеонтол. журн., 2010. № 3. С. 79–87.
8. Зеленков Н.В., Курочкин Е.Н. Современное состояние изученности птиц неогена Центральной Азии // Аркадию Яковлевичу Тугаринову посвящается... Сборник научных статей. Красноярск: Красноярский краевой краеведческий музей, 2011. С. 44–70.
9. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск, Академическое изд-во «ГЕО», 2012.
10. Калмыков Н.П. Эволюция экосистем бассейна оз. Байкал в позднем кайнозое. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999.
11. Курочкин Е.Н. Птицы Центральной Азии в плиоцене. М.: Наука, 1985.
12. Покатилов А.Г. Стратиграфия кайнозоя Евразии. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2012.
13. Bocheński Z., Kurochkin E.N. New data on Pliocene phasianids (Aves: Phasianidae) of Moldavia and S. Ukraine // Acta Zool. Cracov., 1987. V. 30. P. 81–96.
14. Deng T., Wang X., Fortelius M., et al. Out of Tibet: Pliocene woolly rhino suggests high-plateau origin of ice age megaherbivores // Science. 2011. V. 333. P. 1285–1288.
15. Emslie S.D. Fossil passerines from the early Pliocene of Kansas and the evolution of songbirds in North America // Auk, 2007. V. 124. P. 85–95.
16. Martynovich N.V. Pleistocene birds from Tsagan-Agui Cave (Gobian Altai) // Acta Zool. Cracov., 2002. V. 45. Spec. issue. P. 283–292.
17. Mourer-Chauviré C., Geraads D. The upper pliocene avifauna of Ahl al Oughlam, Morocco. Systematics and biogeography // Rec. Austral. Mus., 2010. V. 62. P. 157–184.
18. Zelenkov N.V., Kurochkin E.N. The first representative Pliocene assemblages of passerine birds in Asia (Northern Mongolia and Russian Transbaikalia) // Geobios, 2012. V. 45. P. 323–334.

КЛИМАТ БЕЛАРУСИ  
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ  
ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

CLIMATE OF BELARUS IN THE LATE  
GLACIAL AND HOLOCENE BASED  
ON PALYNOLOGICAL RESEARCHES  
OF LACUSTRINE SEDIMENTS

В.П. Зерницкая<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

vzern@nature.basnet.by

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

lenanov@mail.ru

V.P. Zernitskaya<sup>1</sup>, E.Yu. Novenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute for Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk

<sup>2</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

При реконструкции динамики растительности и климата территории Беларуси в голоцене была использована палинологическая и радиоуглеродная информация, полученная при изучении осадков оз. Межужол с учетом новой стратификации позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси (Зерницкая и др., 2005). Для расчетов основных климатических характеристик (средняя температура января, июля и года, среднегодовое количество осадков) был использован «метод современных аналогов» (Gulot, 1990; Nakagawa et al, 2002), основанный на сравнении ископаемых и современных спорово-пыльцевых спектров из имеющейся базы данных (950 точек на территории Европы и Западной Сибири). Все вычисления выполнены с помощью пакета программ Polygon 1.5 (<http://dendro.naruto-u.ac.jp/~nakagawa/>).

Озеро Межужол (55°00' с. ш., 28°04' в.д.) расположено в пределах Верхнеберезинской водноледниковой равнины вблизи границы максимальной стадии Поозерского (или Валдайского) оледенения. Начало озерного седиментогенеза датируется аллередским интерстадиалом (AL; 12,8–13,6 тыс. кал. л.н.). Согласно пыльцевым данным, растительность этого потепления представлена сосновым редколесьем с участием березы, можжевельника и эфедры. На заболоченных участках вблизи водоема встречались холодолюбивые представители, такие как *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*. Климат был холоднее, чем современный (преимущественно за счет летних температур) и существенно суше (рис. 1).

В позднем дриасе (11,6–12,8 тыс. кал. л. н.) распространились лесотундровые ландшафты, в которых доминирующая роль принадлежала *Picea*, возросло участие *Betula nana* и *Salix*. Открытые пространства были заняты светолюбивой травянистой растительностью (NAP-30 %; *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum*, *Saxifraga* и др.). Похолодание климата проявилось в существенном снижении по сравнению с предыдущим

периодом зимних температур (на 6°C) и среднегодовых температур (на 2°C). Количество осадков немного возросло.

Переход от позднеледниковья к голоцену (~11,5 тыс. кал. л.н.) фиксируется падением значений пыльцы *Picea*, *Betula nana*, *Salix* и трав, возрастает роль *Pinus*. В интервале 10,2–11,2 тыс. кал. л. н. в лесах господствует *Betula* (PB; 10,2–11,2 тыс. кал. л. н.), появляется *Ulmus* и *Alnus*. На окружающей территории растут светлые березовые и березово-сосновые леса. Все климатические показатели постепенно возрастают. Летние температуры, несмотря на небольшое сокращение в начале фазы, затем также растут и в конце пребореала приближаются к современным значениям. Согласно реконструкции в интервал 10,2–11,4 тыс. кал. л. н. происходило увеличение осадков более чем на 100 мм.

В течение ~ 8,0–10,2 тыс. кал. л. н. в смешанных сосново-березовых сообществах увеличивается количество термофильных пород (вяз, дуб, лещина). В интервале 8,0–8,4 тыс. кал. л. н. в пыльцевых спектрах отмечен новый подъем значений *Picea* и кратковременная приостановка роста значений пыльцы вяза, дуба, ольхи, что отражает эпизод похолодания около 8,2 тыс. кал. л. н.. В климатических реконструкциях также отмечается замедление процесса потепления на этом временном интервале (рис. 1).

Для оптимальной фазы голоцена (~5,6–8,0 тыс. кал. л.н.) характерно распространение широколиственных (вяз, дуб, липа, ясень, ольха и орешник) и широколиственно-сосновых лесов. Климат был существенно теплее, чем в современную эпоху. Возможно в полученной нами реконструкции значения температур января (и связанных с ними среднегодовых) оказались несколько завышенными (из-за недостаточного количества спектров аналогов на территории Восточной Европы), однако тенденция к потеплению климата за счет зимних температур прослеживается достаточно четко. Летние темпе-

ратуры были близки к современным или немного выше. Количество осадков колебалось от 600 до 650 мм в год, что при температурах более высоких, чем в настоящее время создавало более сухие условия за счет увеличения испарения. В интервале 5,5–6,5 тыс. кал. л.н. возрастания количества осадков до 700 мм в год создало благоприятные условия для увеличения численности ели в составе лесов.

Новые изменения в растительности регистрируются в диапазоне от 5,5 до 3,0 тыс. кал. л.н. Возрастает участие *Picea*, *Pinus*, сокращается доля *Ulmus*, *Fraxinus*, появляется *Carpinus*, произрастают хвойно-широколиственные леса. Климатические реконструкции показывают постепенное снижение зимних и среднегодовых температур, летние тем-

пературы были близки к современным. Количество осадков оставалось в пределах 600–700 мм в год, отмечается некоторое снижение осадков в интервале 4,2–5,0 тыс. кал. л.н.

На последнем этапе голоцена (от 3,0 тыс. кал. л.н. до настоящего времени) растительный покров приобретает современные черты южнотаежной подзоны – дубово-темнохвойных и березово-темнохвойных лесов. Климатические показатели также приближаются к современному уровню.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 11–05–00557–а и БРФФИ (грант Х13МС–002). В работе были использованы материалы Российской палинологической базы данных (<http://pollendata.org>).

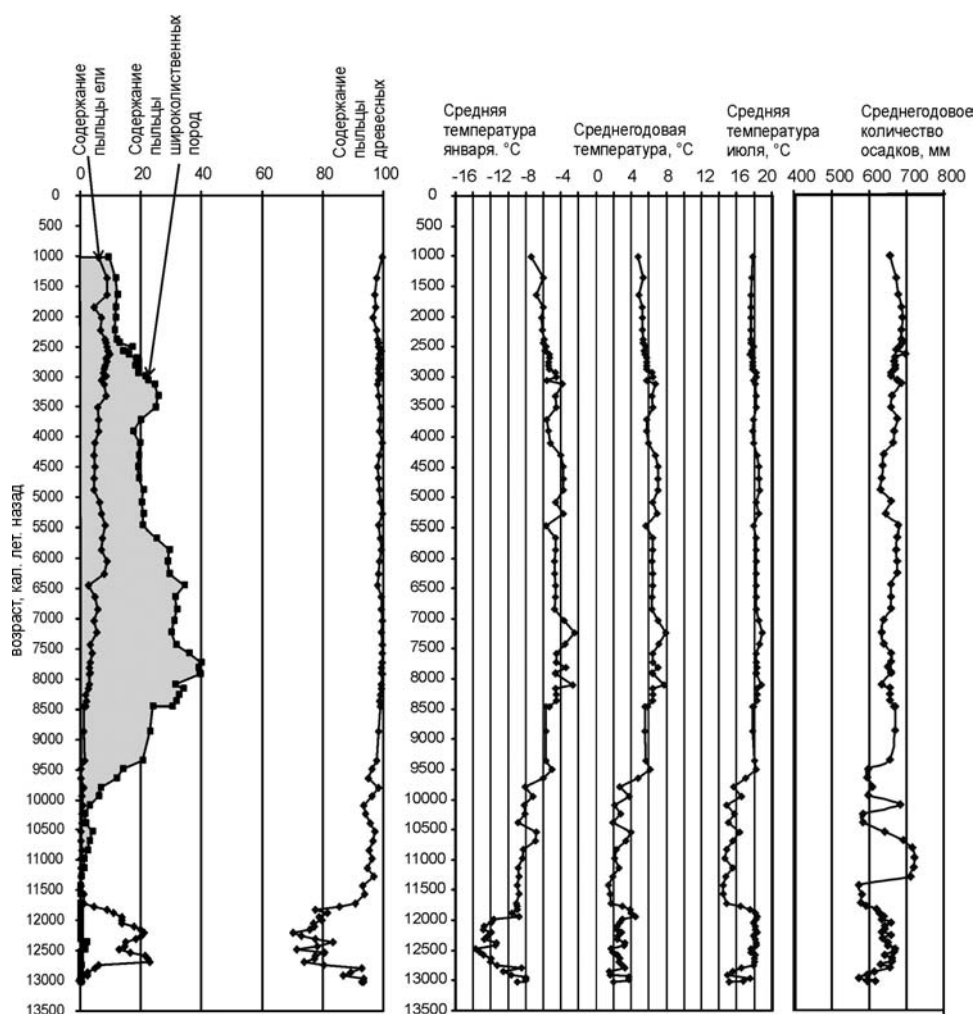


Рис. 1. Реконструкция климата позднеледниковья и голоцена по данным пыльцевых исследований осадков оз. Меужол

#### Список литературы:

1. Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А., Михайлов Н.Д.. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси. Літасфера, 2005. 1(22). С. 157–165.
2. Gulot J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data // Palaeogeography, Palaeochronology, Palaeoecology, 1990. 80. P. 49–69
3. Nakagawa T., Tarasov P., Kotoba N., Gotanda K., Yasuda Y. Quantitative pollen-based climate reconstruction in Japan: application to surface and late Quaternary spectra // Quat Sci Rev., 2002. 21. P. 2099–2113.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ВЫСОКИХ ТЕРРАС ЧУИ И СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ КАТУНИ | GEOLOGY AND GENESIS OF THE HIGH TERRACES OF THE RIVERS CHUYA AND MIDDLE KATUN

И.Д. Зольников<sup>1</sup>, Е.В. Деев<sup>2</sup>, Д.В. Назаров<sup>3</sup>, С.А. Котлер<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

I.D. Zolnikov<sup>1</sup>, E.V. Deev<sup>2</sup>, D.V. Nazarov<sup>3</sup>, S.A. Kotler<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup>SPbSU, S-Peterburg, Russia

Существует столько многообразных точек зрения, касающихся строения и формирования четвертичных отложений, слагающих террасы Чуи и Катуня, что только список литературы по данному вопросу существенно превышает объем, отведенный для данной публикации. По мнению одних исследователей, долины Чуи и Катуня являются ледниковым трогом, по которому двигался ледник до предгорий Алтая. Соответственно, все рыхлые отложения представлены моренами и водноледниковыми осадками. Другие авторы отрицают присутствие здесь морен и считают террасовые комплексы исключительно аллювиальными. По мнению третьих, эти образования сформированы в результате катастрофического стока воды из подпрудных озер, вследствие разрушения ледниковых плотин в горловинах межгорных котловин.

Детальными седиментологическими работами в Яломано-Катунской зоне (Парначев, 1999) установлено, что дилювиальные по А.Н. Рудому или катафлювиальные по В.В. Бутвиловскому отложения слагают цоколь террас рек Чуя и Катунь, и более чем на порядок превосходят по мощности аллювий этих рек. В соответствии со схемой, предложенной Н.А. Ефимцевым, цоколь высоких террас представлен ининской толщей, нередко достигающей по мощности 300 и даже 350 м; цоколь средних террас сложен сальджарской толщей толщиной до 60 м и более. Что касается аллювия, то он, как правило, не превышает 3–5 м, а зачастую и вовсе редуцируется до горизонтов размыва на площадках средних террас. Таким образом, почти весь объем террасовых комплексов Чуи и Катуня составляет не типичный горный аллювий, а отложения гигантских гляциальных паводков неоплейстоцена (Зольников, Мистрюков, 2008).

Противниками суперпаводковой концепции усиленно акцентируется проблема изоморфизма признаков. В частности, указывается на то, что грядово-ложбинный рельеф гигантской ряби мо-

жет иметь и другое происхождение (ребристая морена, озы, расчлененный пролювиальный конус и т.п.). Кроме того, высказываются мнения о том, что грубообломочные слои валунноглыбовников, встречающиеся как в ининской, так и в сальджарской толщах могут представлять собой морены или же перлювий по обвалам. Поэтому вопросам сходства признаков у объектов разного генезиса было посвящено специальное исследование (Зольников, Деев, 2012), иллюстрирующее, что при детальной геологической документации представительных обнажений диагностические различия пролювия, аллювия, дерупция, морен, суперпаводковых отложений очевидны и однозначны.

Вместе с тем, появилось новое представление о том, что история Чуйской долины и история долины Катуня существенно различаются, что якобы отражено в различии состава и строения отложений, слагающих ининскую толщу террас: «В разрезах по р. Чуя до ее впадения в Катунь ининская толща представлена рыхлыми, плохо сортированными крупными галечниками с крупными валунами и желтовато-серыми алевритами, присутствующими в галечниках по р. Чуя с башкауского времени. Эти отложения представляют собой аллювий горной рек. Дресвяники, составляющие характерную часть циклов гигантски гляциальных паводков и широко распространенные в ининской и сальджарской толщах, состоят из слоев с обратногоградационной слоистостью мощностью до 0,2 м и встречаются только в разрезах по р. Катунь ниже и выше впадения р. Чуя и не встречаются по р. Чуя» (Зыкин и др., 2011, с. – 147). Появление этой оригинальной идеи оказалось возможным потому, что детальные описания сколько-нибудь мощных разрезов ининской толщи опубликованы именно для средней Катуня ниже устья р. Чуя, поскольку именно на этом отрезке магистральной долины сосредоточены наиболее представительные обнажения значительной протяженности, как по латерали,



так и по вертикали (Парначев, 1999; Зольников, Мистрюков, 2008). Единое происхождение отложений высоких террас Чуи и Катуня до сих пор не вызывало сомнения ни у одного из исследователей региона, поскольку высокие террасы легко узнаваемы и не похожи на другие геоморфологические объекты. Однако, сходство геологического строения иининской толщи для Чуи и для Катуня до сих пор формально не было доказано, поскольку представительные обнажения в уступах высоких террас для Чуи опубликованы не были.

Восполняя вышеуказанный пробел, на протяжении полевых сезонов 2011–2012 годов авторский коллектив предпринял специальные экспедиционные исследования отложений иининской толщи в долине Чуя от ее устья до Акташского расширения. Непосредственно изучался наиболее доступный с Чуйского тракта правый борт долины, где отложения иининской толщи фрагментарно вскрываются по логам, секущим уступы высоких террас. Найдено и описано несколько десятков обнажений, большинство из которых представляют собой небольшие (несколько квадратных метров) срывы в бортах эрозионных промоин и оврагов. Именно незначительная площадь обнажений и обусловила тот факт, что ранее они считались не представляющими интерес для опубликования. Вместе с тем, нами неоднократно в стенках оврагов по правому борту Чуйской долины были обнаружены и задокументированы хорошо промытые отсортированные параллельно-слоистые пескодресвяники. Следует подчеркнуть, что нами документировались отложения, не связанные с делювием, а подстилающие его, нередко с угловым несогласием до 15–25°.

Примером может служить целая серия обнажений (размерами около 1–2 на 3–5 м в поперечнике), расположена близ гостиничного комплекса Чуй-Оозы, протягиваясь вдоль Чуйского тракта от 715 до 718,7 км на высоте от 80 до 250 м над урезом воды в реке. Здесь широко распространены дресвяники и щебнедресвяники с редкой галькой и валунами. Параллельная слоистость и малое содержание пелитовой, алевритовой и даже песчаной фракций свидетельствуют о хорошей промытости материала. Почти половина обнаженной площади этого участка представлена не пескодресвяниками, а чистыми дресвяниками и даже щебнедресвяниками с прослоями щебенников. Вместе с тем, именно параллельно-слоистые пескодресвяники, как известно, являются визитной карточкой суперпаудков, в то время как взвешенный нанос (пойменная фация) горного аллювия обычно представлен алевропесками и/или песчаным гравийником.

Показательное обнажение расположено на 737 км Чуйского тракта, на правом берегу р. Чуя, в 0,5 км выше по течению от пос. Иодро. Здесь

в уступе высоких террас вскрыт карьер, нижняя часть которого начинается от тылового шва средних террас. Протяженность обнажения 132 м, высота террасы 78 м над урезом р. Чуя. Здесь от бровки вниз в стратиграфической последовательности обнажены: 1) 0–0,3 м – покровный алеврит палевый мощностью 0,3 м; 2) 0,3–1,05 м субгоризонтально параллельнослоистый дресвяник с галькой и щебнем; мощность 0,7 м; 3) 1,05–6,1 м – галечники дресвяно-гравийные с прослоями валунников, слоистость по валунным горизонтам субпараллельная наклонная в сторону Чуи. Мощность 5 м; 4) 6,1–6,6 м – слабонаклонный параллельнослоистый пескодресвяник. Мощность 0,5 м. Кровля и подошва ровные, параллельные слоистости 5) 6,6–7,7 м – дресвяно-галечник с единичными валунами. Мощность 1,1 м.

Нами специально было детально изучено обширное обнажение на правом берегу р. Чуя, в правом борту р. Сата-Кулар, в уступе высокой террасы, бровка которой находится в 205 м над урезом р. Чуя. В этом обнажении В.С. Зыкиным с соавторами было описано «переслаивание «плохо сортированного умеренно окатанного галечника мощностью 1–2 м с большим количеством плохо и умеренно окатанной мелкой и средней гальки» и «мелкого различно окатанного галечника толщиной до 1,5 м» «с небольшим содержанием мелкого щебня и дресвы» (Зыкин и др., 2011, с.148). Позволим себе обратить внимание читателя на то, что «большое количество плохо и умеренно окатанной гальки» означает не что иное, как большое количество щебня, а такое определение как «различно окатанный галечник» не дает представления о реальной степени окатанности обломков или вводит читателя в заблуждение. По нашим наблюдениям на данном обнажении в большом количестве присутствуют как щебень, так и дресва, нередко формируя прослой щебнегалечников и дресвяногалечников. При этом, нами подтверждаются наблюдения Зыкина с соавторами, что общий наклон слоистости в данном обнажении 15–10° в сторону реки, что категорически противоречит аллювиальной трактовке данной толщи, т.к. для аллювия Чуи характерны косая мультислойная слоистость.

Для того, чтобы исключить субъективность полевых определений в ходе полевых сезонов было отобрано 94 образца для лабораторного гранулометрического анализа. В камеральных условиях использован стандартный набор почвенных сит для деления на фракции и подфракции грубозема, а также электронные весы (точность до 1 г); для более крупных обломков использовались штангенциркуль и линейка. Для каждого образца использовалась навеска в 1000 г. Погрешность при взвешивании – 0,1 %. Из отделенного мелкозема были отобраны образцы для дальнейшего анализа

на сидиграфе (92 образца). Не имея возможности привести таблицы целиком, приведем усредненные данные по пятибалльной шкале Хабакова (от 0 до 4). Для дресвяно-гравийной размерности (от 1 мм до 1 см): русловый аллювий – 1,54; влекомый нанос высоких террас Чуи – 0,61, взвешенный нанос высоких террас Чуи – 0,5. Для щебне-галечной размерности (от 1 до 10 см): русловый аллювий – 2,21; влекомый нанос высоких террас Чуи – 0,93, взвешенный нанос высоких террас Чуи – 0,67. Из приведенных данных видно, что различие в средней окатанности как по дресвяно-гравийной, так и по щебнегалечной фракциям для аллювия и отложений высоких террас составляет более 1 балла. Для сравнения отметим, что в опорных разрезах Катунь, характеризующих суперпаводковые отложения во взвешенном наносе средние значения окатанности составляют 0,59 (от 1 мм до 1 см) и 0,98 (от 1 см до 10 см), а во влекомом, соответственно 0,68 и 1,49. Таким образом, данные камерального гранулометрического анализа подтверждают полевые определения.

В заключение подытожим, что концепция о генетическом различии высоких террас Чуи и Катунь (Зыкин и др., 2011) не имеет под собой фактологической доказательной базы, а полевые описания, на которых она основывается, не соответствуют геологической реальности. В этой связи вызывает скепсис жесткая категоричность авторов этой неподтвердившейся концепции, утверждающих, что: «представления о гигантских гляциальных паводках на Горном Алтае сильно преувеличены. Они основаны на недостаточно детально изученных разрезах, неверной интерпретации текстурных особенностей отложений, недоучете их геоморфологического положения и отсутствии достоверной геологической основы» (Зыкин и др., 2011, с. 147). Таким образом, проведенные исследования показали, что отложения высоких террас Чуи представляют собой разные фации гляциальных суперпаводков и по структурно-текстурным признакам полностью соответствуют таковым в разрезах р. Катунь.

#### Список литературы

1. Зольников И.Д., Деев Е.В. Проблемы диагностики отложений гляциальных суперпаводков неоплейстоцена в Горном Алтае // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 79–86.
2. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель. 2008. 180 с.
3. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Савельева П.Ю., Сизикова А.О., Смольянинова Л.Г. Верхний кайнозой юга Западной Сибири: современное состояние стратиграфии и палеогеографии // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011, вып. 16–17. С. 137–152. Приложение к журналу «Геология и геофизика». т.52.
4. Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ  
И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ  
КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

CURRENT STATUS AND PRINCIPAL  
PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND  
PALEO GEOGRAPHY OF QUATERNARY OF  
WESTERN SIBERIA

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.Г. Смолянинова

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
zykin@igm.nsc.ru*

V.S. Zykin, V.S. Zykina, L.G. Smolyaninova

*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia*

Полученные за последнее время новые данные по строению, составу, распространению, геохронологии, биостратиграфии и палеомагнетизму четвертичных отложений Западной Сибири позволили существенно уточнить стратиграфическую последовательность, наметить основные стратиграфические рубежи, сопоставить основные региональные события с глобальными, более детально выявить последовательность биотических, геологических и климатических событий и провести палеогеографические реконструкции на некоторых временных срезах, а также установить взаимосвязь периодов увлажнения климата с изменениями термического режима. Несмотря на значительные успехи, многие ключевые проблемы геологии, стратиграфии и палеогеографии квартера еще ждут своего решения. Недостаточно полно выявленная последовательность геологических, биотических и палеоклиматических событий во многих районах Западной Сибири часто приводит к искажению региональной истории климата и не позволяет в полной мере выявить причинно-следственные связи его формирования и региональные закономерности изменения природной среды.

Существенное изменение объема четвертичной системы в связи с ратификацией в июне 2009 г. Исполнительным комитетом МГСН определения основания четвертичной системы точкой глобального стратотипа границы гелазского яруса, датированной в 2,58 млн. лет, привело к значительному изменению структуры стратиграфической шкалы квартера Западной Сибири. В связи с резкими изменениями климата на этом рубеже его распознавание во внутриконтинентальных областях, в том числе в Западной Сибири, не вызывает затруднений. Единственным палеонтологически хорошо охарактеризованным разрезом, который следует рассматривать в качестве регионального стратотипа нижней границы квартера на этом уровне для Северной Азии, является разрез в обрыве правого склона долины р. Иртыша у пос. Лебяжье, где она проходит

между аксорской и иртышской свитами. В разрезе этот рубеж почти совмещен с границей хронов Гаусс и Матуяма. В стратиграфической последовательности Западной Сибири в интервале 2,58–0,78 млн лет, соответствующему нижнему плейстоцену МСШ, выделяются иртышский и ерестнинский горизонты, сопоставляемые с гелазским и калабрийским ярусами. Иртышский горизонт, охарактеризован лебяжьинской фауной млекопитающих, сопоставленной В.С. Зажиным со средневиллафранкской фауной Европы и иртышским и муккурским комплексами пресноводных и наземных моллюсков. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккурскую свиты. Он отчетливо делится на два климатостратиграфических подгоризонта – относительно холодный иртышский, соответствующий претиглию Западной Европы и теплый муккурский, сопоставляемый с тиглием. Ерестнинский горизонт включает разновозрастные свиты, пачки и слои недостаточно охарактеризованные биостратиграфически и плохо скоррелированные между собой. На рубеже около 2,58 млн. лет на юге Западно-Сибирской равнины заканчивается красноцветное осадконакопление и появляются желтоцветные аллювиальные и субаэральные отложения. В муккурское время, по-видимому, стало возможным первое проникновение человека в Евразию. Определяющими условиями при раннем расселении гоминид в Евразии следует считать распад зоны аридного климата в Передней и Средней Азии около 2,1 млн. л.н. и возникновение влажных и теплых условий, фиксируемых по появлению среди сино-индийской малакофауны Западной Сибири среднеазиатских и переднеазиатских родов *Corbicula*, *Corbiculina* и *Allocinma*. По-видимому, этому времени соответствует появление человека на Горном Алтае.

Широкое распространение в Западной Сибири имеет лессовая толща. Классическими областями ее развития на территории Азии являются Лессовое

плато Китая, Средняя Азия и Южный Казахстан, а также юг Западной и Средней Сибири. В геоморфологическом отношении это – предгорные равнины, возвышенные плато, низкогорные территории, межгорные котловины. Лессовые отложения Западной Сибири, формировавшиеся в эоплейстоцене, нижнем и среднем неоплейстоцене, приурочены к предгорной Предалтайской равнине, речным долинам низкогорий Алтая, западным склонам Салаира и Кузнецкой котловине. В позднем неоплейстоцене распространение лессовой толщи резко расширилось, она получила широкое развитие на междуречных пространствах Западно-Сибирской равнины вплоть до широтного отрезка Оби. Наиболее полное строение лессовая толща имеет в районах, приближенных к Алтаю и Салаиру. В полной лессово-почвенной последовательности неоплейстоцена Западной Сибири выделяется девять педокомплексов, разделенных мощными слоями лессов. Детальное последовательное сопоставление строения лессово-почвенной толщи неоплейстоцена Западной Сибири и, особенно, строения педокомплексов со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы, теплых стадий байкальской летописи, записей температуры и пыли из ледяных кернов станции Восток в Антарктиде и магнитной восприимчивости лессово-почвенной последовательности Китая позволило установить, что строение ископаемых педокомплексов в лессовой записи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями. Так как в стратиграфической шкале лессово-почвенной последовательности неоплейстоцена стратиграфические горизонты отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата, она должна являться единственной эталонной шкалой для внутри региональных корреляций сибирских разрезов.

Сравнение ископаемых почв Западной Сибири, развивающихся в межледниковые эпохи, с современной (голоценовой) почвой в сходных геоморфологических условиях показало большую мощность ископаемых почв, что свидетельствует о том, что крупные межледниковья, в том числе и последнее, были значительно продолжительнее голоцена. Особенно важное значение имеет сопоставление профилей голоценовой почвы и полигенетичной шадрихинской почвы, формировавшейся в 11 изотопно-кислородную стадию, во время которой геометрия земной орбиты была близка современной и стабильные теплые межледниковые условия продолжались около 40000 лет. Мощность гумусо-

вого и иллювиального горизонтов шадрихинской почвы, образовавшейся в автоморфных условиях, в три раза больше, чем у голоценовой почвы, развивающейся в тех же условиях, что соответствует непрерывному почвообразованию продолжительностью более 30000 лет. Это позволяет говорить о том, что голоцен, по-видимому, представляет собой начальную фазу длительного потепления.

Одной из наиболее дискуссионных является проблема детального расчленения, корреляции и генетической интерпретации четвертичных отложений Горного Алтая. Этому способствует недостаточно детальное изучение разрезов, недостаток геоморфологических, палеонтологических и палеомагнитных материалов и, особенно, данных определения абсолютного возраста. До настоящего времени отсутствует единое мнение о возрасте, количестве, масштабах, границах распространения и типах оледенений в позднем кайнозое на Горном Алтае. Особенно дискуссионны представления о проявлении на Горном Алтае самого древнего оледенения. Раннеплейстоценовое башкауское оледенение было впервые выделено в 1960 г. Е.Н. Шукиной на основании наличия в одноименной свите крупных валунов, их выветрелости и плохой сортировке отложений. В дальнейшем оно было опровергнуто большинством исследователей Горного Алтая. В прошлом году в хорошо известном обнажении на р. Туерык у южного подножия Курайского хребта в Чуйской впадине, в нижней части отрицательно намагниченной башкаусской свиты были найдены ледогранники, представляющие собой обломки пород в виде неправильных многогранников с плоскими гранями, расположенными под разными углами. Башкаусская свита сложена преимущественно аллювием и ледогранники в ней переотложены из более древней основной морены, время формирования которой приближено к границе квартера в 2,58 млн лет.

В последнее время некоторые исследователи большую геологическую роль в осадконакоплении в долинах Катунь, Чуи в четвертичное время отводят гигантским паводкам, обусловленными катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер. В этом отношении показателен участок долины Катунь в районе устья ее правого притока – р. Инья, непосредственно ниже одноименного поселка. Он был описан многими исследователями. Здесь на поверхности 65-метровой террасы в левом борту долины Катунь, находится значительное скопление глыб коренных пород, образовавшееся, по мнению сторонников катастрофических паводков, в результате их переноса и отложения «гигантским потоком». Детальное исследование этого участка выявило следующие особенности строения и состава четвертичных от-



ложений: глыбы на поверхности террасы, сложенной сальджарской толщей, распространены только непосредственно ниже устья р. Иня на расстоянии 1,7 км и не встречаются вдоль Катуня выше ее устья; глыбы состоят из коренных пород, образующими борта р. Иня; в основании 65-метровой террасы залегают фрагменты морены, сложенной коричневато-серыми, плохо сортированными, рассланцованными валунными суглинками, с дресвой, щебнем, галькой, валунами, ледогранниками и глыбами коренных пород до 2,5 м и перекрытой флювиальными галечниками и валунниками; глыбы на поверхности террасы не несут следов окатанности в водном потоке и образуют валы, протяженные вдоль бортов террасы, а на правом и левом склонах уступа 180-метровой террасы, почти до ее бровки, встречаются глыбы с острыми краями; на многих глыбах на поверхности террасы имеются углубления различной формы, свидетельствующие об их обработке в текущем водном потоке в слабо подвижном состоянии; между глыбами развиты флювиальные галечники и пески. Полученные данные свидетельствуют, что материал, слагающий 65-метровую террасу и отдельные глыбы на склонах уступа 180-метровой террасы у устья р. Иня, привнесен ледником, выдвигающимся по долине р. Иня в долину Катуня и продвинувшимся по ней почти на 1,7 км. Во время существования ледника в долине Катуня сток отсутствовал или был значительно слабее современного, так как эрозионная сила водного потока, близкая стоку современной Катуня разрушала бы выходящий из

долины р. Иня относительно небольшой ледник. Судя по вертикальному распространению глыб на склонах уступа 180-метровой террасы его толщина составляла около 180 м. Во время реконструируемого оледенения множество относительно небольших ледников выходило в долины Катуня и Чуи из боковых притоков. Между многочисленными ледниками в долинах Чуи и Катуня, а также в долине р. Иня формировались небольшие озера, отмеченные в разрезах маломощными горизонтально слоистыми алевритами. При потеплении, во время таяния ледника сток в долинах постепенно восстанавливался, река достаточно быстро врезалась в остатки ледниковых плотин, морена разрушалась и частично перемывалась. Высота водного потока в долине р. Катунь, после восстановления в ней стока при потеплении климата незначительно превышала 65-метровый уровень. В строении сальджарской толщи, принимаемой некоторыми исследователями за отложения гигантских паводков, присутствуют морена, продукты ее перемыва, отложения небольших подпрудных озер, а также речные образования. Таким образом, представления о гигантских гляциальных паводках на Горном Алтае сильно преувеличены. В большинстве случаев они основаны на недостаточно детально изученных разрезах, неверной интерпретации текстурных особенностей отложений, недоучете их геоморфологического положения и отсутствием достоверной хронологической основы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00599-а.

**МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ЗОНАХ ДИСЛОКАЦИЙ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И НИЖНЕГО ПРИКАМЬЯ** | **MORPHOSTUCTURAL MANIFESTATIONS IN THE ZONE OF DISLOCATIONS OF MIDDLE VOLGA AND LOWER KAMA REGIONS**

**Д.С. Зыков, С.Ю. Колодяжный**

*Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия  
zykov@ginras.ru*

**D.S. Zykov, S.Yu. Kolodyazhny**

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

Длительное время платформы, включая Восточно-Европейскую (ВЕП), считались сравнительно жесткими и мало активными участками земной коры на плитном этапе их развития, включая неотектонический этап. Однако, в последнее время, это утверждение все в большей мере подвергается переосмыслению (Леонов и др., 1998; Зыков и др., 2007, 2008; Колодяжный, 2010; Копп, 2011). Благодаря структурно-кинематическим и морфоструктурным исследованиям установлено, что формы рельефа, осложняющие поверхность ВЕП, в большой степени предопределены тектоническими дислокациями фундамента и чехла, т.е. являются неотектоническими. В частности, М.Л. Коппом (2011) было подробно обосновано, что геоморфология речных долин ВЕП, особенно расположение в их пределах эскарпов и обрывов, отражают тектоническую (горизонтальную и вертикальную) подвижность разрывных нарушений.

В развитие этих взглядов в настоящее время является актуальным выявление признаков и новых примеров сопряженного проявления тектонических деформаций и процессов новейшего рельефообразования.

Такая работа была проведена нами в районах Среднего Поволжья и нижнего течения р. Камы (рис. 1 А). Рельеф территории в целом равнинный, слабовсхолмленный, на водоразделах наблюдаются хорошо выраженные поверхности выравнивания, нарушенные густой сетью врезанных долин речек и оврагов, несущих террасовые комплексы. При приближении к долинам крупных рек (Волги, Камы и Вятки) глубина врезов увеличивается, и рельеф становится более расчлененным. В этих местах на поверхности обнажается платформенный чехол, представленный в основном терригенными породами пермского возраста, местами перекрытыми глинами юры. На геологических картах здесь повсеместно показано горизонтальное залегание пород. Однако детальные исследования свидетельствуют, что на локальных участках это не так. На расма-

триваемой территории широко развиты протяженные (сотни километров) зоны концентрированных деформаций, в пределах которых осадки чехла пронизаны разрывами, образуют валы и, нередко, испытывают интенсивное смятие. Многие из этих зон имеют сдвиговую кинематику и представлены долгоживущими нарушениями, испытавшими многоэтапное развитие на протяжении длительного времени и, как правило, реактивизацию на неотектоническом этапе. Представителями такого рода структур являются Вятская и Нижнекамская зоны, некоторые сегменты которых были изучены нами геоморфологическими и структурными методами (рис. 1 А).

**Вятская зона** изучена нами в районе г. Чебоксары, на правом берегу Чебоксарского ВДХР (р. Волга) (рис. 1 А, точка 1). Вернепермские и юрские отложения охвачены здесь интенсивными деформациями в широкой (порядка 10 км) полосе. Это выражено в формировании открытых и сжатых (до изоклинальной морфологии) складок, в развитии взбросов и надвигов, а также сдвигов и сбросов. Системы малоамплитудных сколов и разрывов проникают в четвертичные отложения. Линейно-плоскостные структурные элементы зоны нарушений имеют преимущественно СВ простирание, что отражается в особенностях строения рельефа данного участка.

Здесь наблюдается сеть протяженных сравнительно прямолинейных оврагов и долин, имеющих также СВ простирание и врезанных на глубину в первые десятки метров. Прямолинейность оврагов по многим признакам контролируется трещинно-разрывной сетью Вятской зоны, а их протяженность в десятки километров свидетельствует о тектонической значительности маркируемых ими структур. Характерный пример наблюдается в районе пос. Чуроккасы, где пермские слои образуют сжатые складки и пронизаны разрывами конформными бортам и тальвегу оврага, прорезающего эти структуры. Геоморфологические наблюдения позволяют

выявить признаки новейшей активизации данной системы нарушений. В своей средней части овраг имеет сравнительно крутые борта высотой 20–30 м и днище шириной 20–50 м. В пределах него выделяется пойма небольшой речки и надпойменная терраса высотой в 2–3 м. Наблюдение над формой долины в плане показывает, что пойменные участки образуют ромбовидно-овальные расширения, врезанные в первую террасу, которые цепочкой повторяются вдоль оврага. Особенно четко эта картина наблюдается на стрелке при слиянии оврага и его притока. Здесь хорошо выражены не только обрывистые борта депрессий, но и разваленный на блоки – оползни мыс между оврагами. Форма врезанных понижений по внешнему ромбовидному облику схожа с известными структурами типа пулл-апарт, которые образуются при сдвигах в условиях транстенсии (рис. 1). Учитывая, что овраг заложен над разрывом, кажется вероятным связать появление этих морфоструктур с этапом новейшей активности разрыва и реконструировать правосдвиговые смещения вдоль него.

Об активности разрыва свидетельствуют и геоморфологические признаки перекосов бортов оврага. Так, в современное время, речка, текущая по дну оврага, постоянно подмывает свой левый берег. Это противоречит направлению действия сил Кориолиса, и свидетельствует о перекосе дна в северо-западном направлении. Фрагменты же первой террасы, наблюдаемые на обоих берегах реки, имеют общий уклон в сторону правого борта, к юго-востоку, что свидетельствует о перекосе дна в этом направлении. Смена направления перекоса днища также может свидетельствовать о новейшей активности разрыва, по которому заложен овраг.

Над оврагом, на высоте более 20 метров от днища, наблюдается широкая поверхность выравнивания, которая слабо наклонена в сторону оврага по всей его длине. На бровке оврага, над моноклиной, наблюдается пологий гребень, возвышающийся над общим уровнем поверхности выравнивания. Такая рельефообразующая роль деформированного перекошенного блока

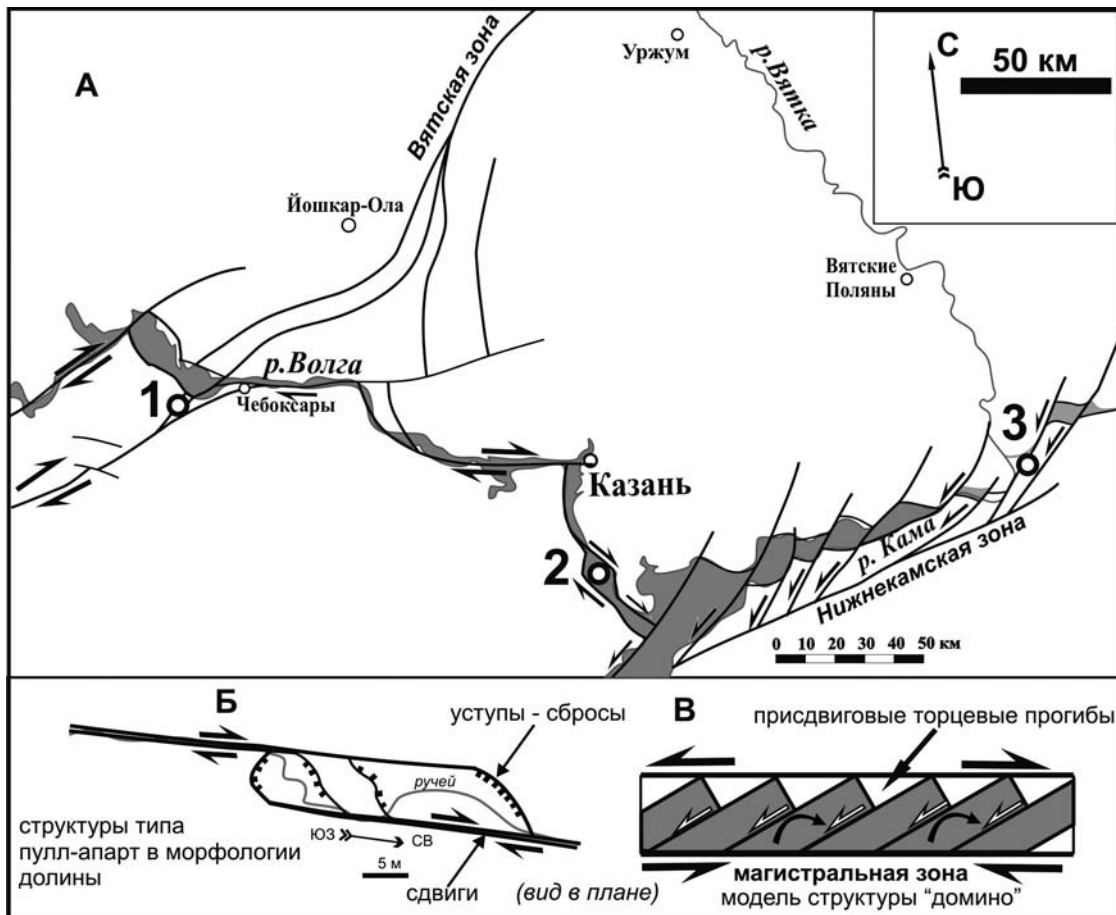


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая местоположение главных зон концентрированных деформаций Среднего Поволжья. На рисунке линиями показаны главные линеаменты и разрывы, полустрелками – направления сдвига, полукруглыми стрелками – вращение блоков, цифры – участки детальных работ

непосредственно свидетельствует о реактивации тектонических процессов в новейшее (видимо голоценовое) время.

Подобные морфоструктурные построения, дополненные структурно-кинематическими наблюдениями, применяются для крупных речных долин (Копп, 2011). Многие морфоструктуры имеют разноранговый характер проявления. Так например, размеры морфоструктур типа пулл-апарт варьируют от десятков метров до десятков километров. Пример структуры такого рода, имеющей размер порядка 12–15 км, был изучен нами в долине р. Волга к югу от г. Казани (рис. 1 А, точка 2).

**Нижнекамская зона (НКЗ)**, имеющая ВСВ простирание, изучена нами в нижнем течении р. Камы (рис. 1 А, точка 3). Здесь она разделяет Северный и Южный Татарские своды, хорошо дешифрируется в рельефе и на карте магнитных аномалий. Примечательной особенностью зоны является своеобразная морфология долины р. Камы в ее пределах, которая подчеркивается контурами Куйбышевского ВДХР. Долина построена из цепочки кулисно расположенных депрессий ромбовидной формы, напоминающих присдвиговые структуры пулл-апарт. Депрессии расширяются к устью реки, где их размеры достигают первых десятков километров. На основании дешифрирования материалов дистанци-

онных съемок и геологического картирования здесь была выявлена сеть малопротяженных разрывных нарушений, имеющих СВ простирание. Именно с ней связаны наиболее хорошо выраженные в виде уступов рельефа борта ромбовидных депрессий. Кинематическими наблюдениями было установлено, что эти нарушения имеют преимущественно левосдвиговую составляющую перемещений, что не согласуется с конфигурацией предполагаемых структур пулл-апарт.

В целом на данном участке выявлена следующая динамическая ситуация. Имеет место магистральная зона ВСВ простирания. В ее ССЗ борту зону опережают левые сдвиги второго порядка, имеющие СВ простирание. Они нарезают блоки, расположенные по типу клавиш домино. При развитии деформаций любого типа (транспрессия – транстенсия, левый или правый сдвиг) вдоль всей НКЗ эти блоки будут вращаться единообразно по часовой стрелке. Вращение компенсируется левосдвиговым скольжением блоков – клавиш, а скольжение адаптируется за счет растяжения и раскрытия прогибов в торцах блоков (рис. 1 Б). Эта модель соответствует механизму деформации по типу «домино» и объясняет причины формирования современных присдвиговых торцевых прогибов в долине р. Камы. Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 10.

#### Список литературы

1. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. Геоморфологические индикаторы горизонтальных перемещений юго-восточной окраины Балтийского щита // Геоморфология, 2007. № 4. С. 42–52.
2. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балугев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП, Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.
3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника, 2010. № 2. С. 56–76.
4. Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника, 2011. № 5. С. 71–90.
5. Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. О признаках течения горных масс фундамента в послеледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника, 1998. № 3. С. 71–79.



ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ  
КАК НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ  
СООБЩЕСТВ МИКРОМАМАЛИЙ  
ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА  
ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

ECOLOGICAL  
CHRONOSTRATIGRAPHY  
AS THE NEW RESEARCH DIRECTION  
OF MIKROMAMMALY ASSEMBLAGE  
INVESTIGATION IN BELARUS  
IN THE LATE GLACIAL – HOLOCENE

Д.Л. Иванов

Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь  
geoivanov@mail.ru

D.L. Ivanov

Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus

Ископаемая фауны микромаммалий позднеледниковья-голоцена территории Беларуси представлена 45-ю местонахождениями, из которых 29 представлены достаточным для анализа количеством остатков. Использование микротериологического метода при эколого-палеогеографических реконструкциях природной среды и хроностратиграфии позднеледниковья – голоцена определяется его самостоятельностью с точки зрения информативности отражения, полноты передачи и широты охвата палеогеографических событий и обусловлено эколого-адаптационными и эволюционными особенностями мелких млекопитающих, а также высокой информативностью и разрешающей способностью метода при палеогеографических реконструкциях, его обеспеченностью специальными методиками и методическими приемами, которые позволяют проследить эволюцию во времени и развитие в географическом пространстве, как отдельных компонентов природной среды, так и географического комплекса в целом.

Использование голоценового палеомикротериологического материала в целях палеогеографии и геохронологии событий этого отрезка времени, по сравнению с более ранними геологическими эпохами квартера, обусловлено хорошей изученностью местонаждений этого времени комплексом геолого-палеогеографических методов, что позволяет сопоставлять полученные результаты, и повышает их достоверность.

Анализ материала показал, что в отличие от более ранних этапов квартера, при эколого-палеогеографических реконструкциях и обобщенной оценке состояния природной среды, хронологии и периодизации природных событий и пространственно-временных корреляциях природных комплексов позднеледниковья – голоцена целесообразно использовать не только эволюционно-палеонтологические (морфологические особенности и морфометрических показателей

моляров), но и структурно-экологические (видовой состав микротериокомплексов и структурное соотношение в них экологических групп) особенностей микротериокомплексов, а также и показатели видового разнообразия ископаемых фаун по отдельным хроносрезам этого отрезка времени (Иванов, 2008, 2010, 2011).

Палеоэкологические реконструкции природной среды, основанные на разработанной применительно к территории Беларуси методике оценки состояния условий среды по данным показателей видового разнообразия микромаммалий, позволили дать качественную и количественную оценку благоприятности среды для разных временных срезов позднеледниковья – голоцена, включая и современный этап (Иванов, 2004, 2005, 2008, 2010, 2011).

Выполнение палеоэкологических реконструкций осуществлялось на основе анализа показателей видового разнообразия (табл. 1): общее видовое разнообразие ( $H$ ) (индекс Шеннона), видовое богатство ( $d$ ), индекс выравненности Пиелу ( $e$ ), индекс сходства видового состава Серенсена ( $S$ ), индекс доминирования Симпсона ( $c$ ).

По интегрированным показателям индексов видового разнообразия дана оценка благоприятности условий среды для сообществ мелких млекопитающих. Ее отражает индекс благоприятности среды ( $I_{6c}$ ), рассчитанный на основе индекса Пиелу ( $e$ ). Он представлен 6 качественными градациями в градиенте между крайними положениями (при оптимальных условиях  $e = 1$ ; при наиболее экстремальных  $e = 0$ ) (рис. 1).

Установлено (Иванов, 2008, 2011), что условия среды для сообществ мелких млекопитающих позднеледниковья можно оценить как «умеренные», при этом во время позднедриасового стадийного похолодания они приближались к «суровым» ( $e = 0,598$ ). В направлении от позднего дриаса к среднему голоцену благоприятность среды улучшалась. В раннем голоцене эти показа-

Таблица 1

**Показатели видового разнообразия сообществ мелких млекопитающих Беларуси в позднеледниковье – голоцене \***

Индексы разнообразия	Максимум позерского похолодания	Поздне-ледниковье		Голоцен						
		Аллердский интерстадиал (AI)	Позднедрасовый стадиал (DR-3)	PB-1	PB-2	BO-1	BO-2	AT	SB	Рецентные (Беларусь)**
Общее количество особей (N)	515	125	13	1135	396	649	1102	2096	409	9005
Среднее количество видов в местонахождении (биотопе) (S)	10	11	5	12,5	10,25	9,25	10,75	15	10,5	9,81
Индекс доминирования Симпсона $c = \sum (ni / N)^2$	0,373	0,192	0,396	0,215	0,214	0,232	0,243	0,175	0,258	0,317
Индекс разнообразия Симпсона $1 - c$ ;	0,627	0,808	0,604	0,785	0,786	0,768	0,757	0,825	0,742	0,683
Индекс разнообразия Шеннона $H = - \sum (ni / N) \log (ni / N)$	0,54	0,72	0,418	0,773	0,776	0,651	0,708	0,859	0,718	0,627
$H = - \sum (ni / N) \ln (ni / N)$	1,244	1,658	0,963	1,779	1,787	1,599	1,631	1,977	1,654	1,397
Индекс выравненности Пиелу $e = H / \log S$	0,54	0,691	0,598	0,675	0,796	0,78	0,76	0,815	0,704	0,644
Индекс видового богатства $d = (S-1) / \log N$	3,319	4,769	3,591	4,656	4,573	3,641	4,178	5,011	4,116	3,469
$d = (S-1) / \ln N$	1,441	2,071	1,559	2,022	1,986	1,81	1,814	2,176	1,787	1,507

\* показатели разнообразия рассчитаны как среднее арифметическое по местонахождениям для каждого этапа позднеледниковья – голоцена

\*\* показатели разнообразия для рецентных сообществ рассчитаны как средние для 21 выборки из 4-х регионов территории Беларуси

Горизонт (подгоризонт), зона по [87]	Условия среды (e = 0,0-1)									
	Оптимальные	Мягкие		Умеренные		Суровые		Близкие к экстремальным		Экстремальные
	0,9-1,0	0,8-0,89	0,7-0,79	0,6-0,69	0,5-0,59	0,4-0,49	0,3-0,39	0,2-0,29	0,1-0,19	0,0-0,09
sd Y (SA) - совр.				0,644						
sd IY (SB)			0,704							
sd III (AT)		0,815								
sd II (BO)	sd II-2		0,76							
	sd II-1		0,78							
sd I (PB)	sd I-2		0,796							
	sd I-1			0,675						
IIIpz	(pz-n5) DR-3				0,598					
	(pz-n4) AL			0,691						
	IIIpz *				0,54					

\* Оршанский мегастадиал (макс).

**Рис. 1.** Динамика значений индекса благоприятности условий среды ( $I_{6c}$ ) в позднеледниковье – голоцене по данным видового разнообразия микромаммалий

тели соответствуют средним значениям градации «мягкие». В атлантическое время среднего голоцена условия среды были наиболее благоприятны и оцениваются как «мягкие», приближенные к «оптимальным», а в суббореале – к «умеренным». Начиная со второй половины среднего голоцена, показатели благоприятности среды снижаются, достигая самых низких значений у рецентных сообществ микромаммалий. Низкие значения индексов разнообразия, в том числе и индекса выравненности, позволяют отнести условия среды для современных сообществ мелких млекопитающих к градации «умеренные» ( $e = 0,644$ ), однако по своему значению они более чем для других этапов смещены в сторону «суровых».

Показатели видového разнообразия рецентной микротиериофауны республики существенно уступают таковым практически всего голоценового этапа, что свидетельствует о значительной трансформации сообществ рецентных биотопов. Начиная с суббореального периода голоцена, развитие фито- и зооценозов республики было обусловлено не только естественным ходом сукцессионной динамики ландшафтов, но и все возрастающим прессингом со стороны антропогенного фактора.

Комплексный анализ динамики показателей видového разнообразия и условий среды по хроносрезам позднеледниковья – голоцена показал их полное совпадение с сукцессионной динамикой ландшафтов и климатических показателей, сменой растительных формаций и фаунистических ассоциаций за этот отрезок времени. Сопоставимость и взаимодополняемость результатов микротиериологического изучения условий среды позднеледниковья – голоцена региона и хорошая корреляция полученных результатов с аналогичными данными других палеогеографических методов, подтверждает значимость микротиериофаунистического метода в экостратиграфии и хронологии голоцена.

Таким образом, полученные данные количественной оценки условий среды по видовому разнообразию микромаммалий, объективно отражают направленность динамики природных процессов и хронологию природных событий позднеледниковья – голоцена в целом. Использование этих показателей при хроностратиграфических корреляциях и периодизации природных событий этого отрезка времени дает основание обозначить новое направление *экологической хроностратиграфии* в изучении ископаемых сообществ микромаммалий территории Беларуси.

#### Список литературы

1. Иванов Д.Л. Динамика развития микротиериокомплексов Беларуси в позднеледниковье – голоцене (анализ видového богатства и динамики количества видов в сообществах) / Брэсцкі геагр. веснік. – Вып. 1, 2004. Т. IV. С. 36–46.
2. Иванов Д.Л. Видовое разнообразие микротиериокомплексов позднеледниковья – голоцена Беларуси как индикатор условий среды / Литосфера, 2005. № 2 (23). С. 45–53.
3. Иванов Д.Л. Идентификация сообществ мелких млекопитающих временных срезов позднеледниковья – голоцена по данным видového сходства по индексу Серенсена / Весці БДПУ. Сер. 3, 2008. № 3. С. 50–57.
4. Иванов Д.Л. Микротиериофауна позднеледниковья – голоцена Беларуси. – Минск, 2008. 215 с.
5. Иванов Д.Л. Микротиериокомплексы климатического оптимума голоцена как эталоны видového разнообразия при оценке трансформации рецентных биотопов Беларуси / Актуальные проблемы экологии: материалы IV Междунар. науч.-практ. конф. – Караганды, 2010. С. 89–94.
6. Иванов Д.Л. Оценка трансформации приречных биотопов за исторический период по данным изучения видového разнообразия микромаммалий / Вестник БГУ. – Сер. 2, 2010. № 3. С. 63–70.
7. Иванов Д.Л. Эволюция сообществ микромаммалий территории Беларуси в позднеледниковье и голоцене: автореф. дисс. ...д-ра геогр. наук. Минск, 2011. 44 с.

**ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕДНИКОВ БАССЕЙНА  
ИНЫЛЬЧЕК НА ТЯНЬ-ШАНЕ  
В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО  
ОЛЕДЕНЕНИЯ** | **INYLCHERK  
CATCHMENT GLACIERS EVOLUTION  
IN THE LGM**

**М.Н. Иванов<sup>1</sup>, Д.А. Петраков<sup>1</sup>, А.П. Строевен<sup>2</sup>, Ж. Харбор<sup>3</sup>, Ж. Хеймэн<sup>2</sup>, Н.А. Лифтон<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*  
*misha\_scout@mail.ru*

<sup>2</sup>*Департамент физ. географии и четвертичной геологии, университет Стокгольма, Швеция*

<sup>3</sup>*Факультет наук о Земле, атмосфере и планетах, университет Пардью, США*

**M.N. Ivanov<sup>1</sup>, D.A. Petrakov<sup>1</sup>, A.P. Stroeven<sup>2</sup>, J. Harbor<sup>3</sup>, J. Heyman<sup>2</sup>, N.A. Lifton<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, Stockholm, Sweden*

<sup>3</sup>*Earth, Planetary and Atmospheric Sciences, Purdue University, United States*

Бассейн реки Иныльчек представляет собой дендритовый трог к западу от пика Победы (7439 м) и включает ледники Северный и Южный Иныльчек, контактирующие через озеро Мерцбахера, а также целый ряд более мелких ледников-притоков и отдельных ледников по бортам долины (рис. 1). Бассейн даёт значительный вклад в сток азиатских рек, что определяет его высокую значимость для хозяйственных нужд. Ледник Ю. Иныльчек – один из наибольших в Центральной Азии (60 км) и весьма интересен с палеогляциологической точки зрения. В максимум последнего оледенения (LGM) ледники Северный и Южный Иныльчек сливались, вбирали в себя ледники по бортам долины и образовывали древний ледник Иныльчек, который занимал всю долину. Подобные оценки были сделаны ещё первыми исследователями (Демченко, 1935), однако ввиду сложности рельефа долины, до сих пор в обширной литературе (Диких и др., 1991; Xu et al., 2010, и др.) продолжается дискуссия относительно возраста и границ наступания древнего ледника Иныльчек.

В ходе полевых работ 2011 г. нами отобраны образцы из глыб на гребне левой боковой морене над селением Иныльчек в районе слияния с р. Сары-Джаз, что позволило впервые датировать ледниковые отложения в бассейне на основе использования космогенных изотопов. Исследования проводятся в рамках международного проекта по изучению древнего оледенения Центральной Азии, охватывающего Тянь-Шан, Куньлунь и Алтай включая монгольскую часть (Harbor et al., 2012; Stroeven et al., 2013).

Долина Иныльчек продолжается на десятки километров ниже конца современного ледника Ю. Иныльчек до впадения в р. Сары-Джаз и характеризуется асимметричным строением. Левый борт представляет собой сглаженный ледником круто-

стенный склон, практически лишенный рыхлых отложений, рассечённый боковыми долинами из которых спускаются мощные конусы выноса нескольких генераций. Правый борт состоит из нескольких террасовидных ступеней структурного генезиса, покрытых моренными отложениями. При дешифрировании материалов дистанционного зондирования ступени зачастую принимаются за несколько уровней разновозрастных моренных отложений, однако при наземном исследовании очевидно, что моренные отложения являются остатками размытой боковой морены, спроецированной на сглаженный ступенчатый борт долины. Для проверки этой гипотезы летом 2012 г. отобрана новая серия образцов, которая обрабатывается. По всей видимости эти отложения древнее максимума последнего оледенения.

На контакте правого борта долины с уплощенным днищем на высоте около 2800 м. прослеживается моренный вал с множеством гранитных глыб. Этот вал рассекается современными конусами выноса, водотоками и прослеживается до окончания долины где упирается в мощное разноуровневое моренное поле ниже селения Иныльчек на высоте около 2600 м. На левом борте долины сходный вал отчётливее выражен в нижней части долины и имеет форму гребня с гранитными глыбами и отторженцами на поверхности. Прослеженный уровень боковых морен представляется единой границей распространения древнего ледника Иныльчек в LGM. На гребне левой боковой морены в районе её выклинивания и слияния с моренным полем были отобраны образцы для датирования по космогенным изотопам бериллия и хлора (табл. 1). Образцы отобраны из устойчивых глыб кварцесодержащей породы превышающих 3×2×2 м, что снижает возможные ошибки датирования.



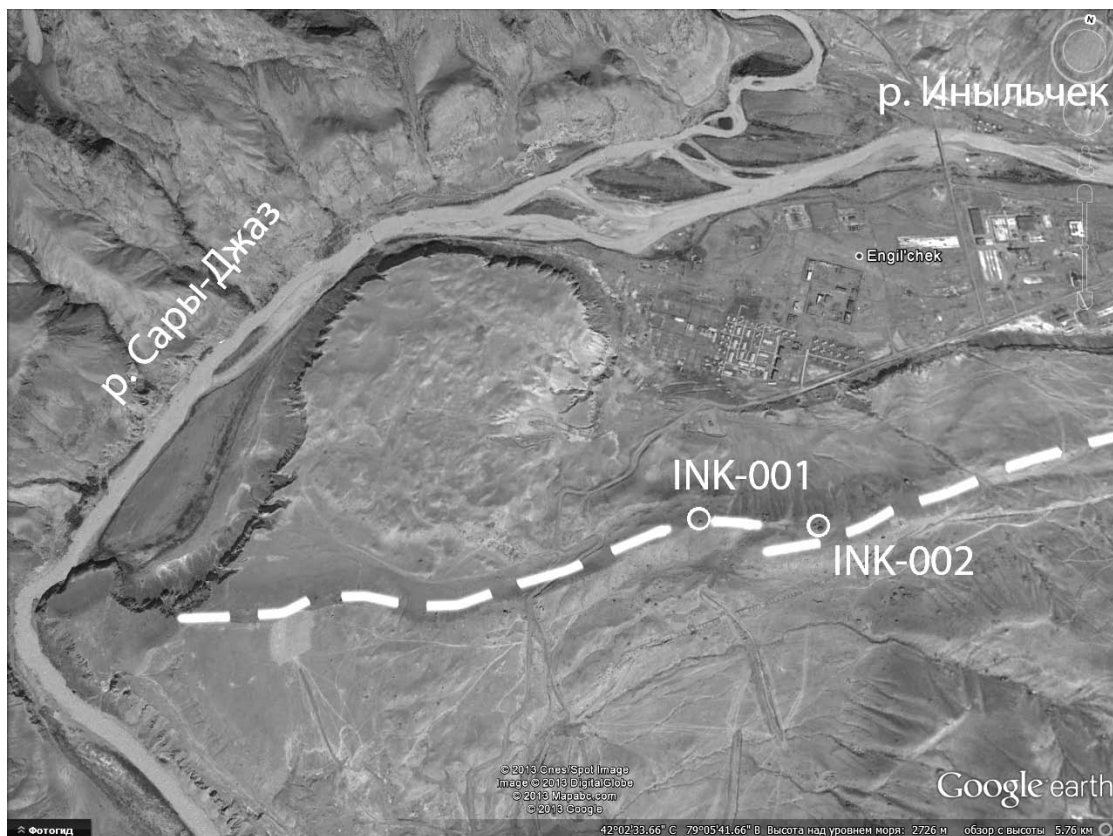
Полученные первые датировки различаются по возрасту, что может быть обусловлено тем что отдельные гребни боковой морены имеют разный возраст, на рисунке это подтверждается формой вала. Датировки находятся в пределах максимума последнего оледенения и позднеледниковья и подтверждают границу распространения древнего ледника Иныльчек на тот период, прослеживающуюся на местности по боковым моренным с глыбами на гребне. Выше по левому склону долины на высоте около 2800 м прослеживается ещё один более древний уровень валунов, возможно моренный вал. Для более детального определения возраста различных гребней и поверхностей моренного комплекса отобрано ещё нескольких образцов, проводится их анализ.

В результате проведенного исследования получены первые датировки моренных отложений в бассейне Иныльчек, позволяющие проводить границы ледника в максимум последнего оледенения после которого ледники сокращались с незначительными осцилляциями. Спорным и неясным вопросом стратиграфии четвертичных отложений является корреляция террасовых комплексов, выделяемых на правом борту долины Иныльчек, с разновозрастными моренами. Отсюда же вытекают вопросы о количестве оледенений, о характере ледниковых ритмов и их палеогеографической значимости и др. Данные вопросы на территории Северного Тянь-Шаня изучены слабо и планируется осветить в рамках реализуемого проекта.

Таблица 1

**Результаты определения возраста образцов  
по космогенным изотопам бериллия и алюминия**

Образец	Координаты		Возраст экспозиции, лет и точность			
	с.ш	в.д.	10Be	±	26Al Age	±
INK-01	42°01'19,62"	79°04'42,50"	14000	1700	16200	5400
INK-02	42°01'21,18"	79°04'59,44"	23400	2700	22500	3100



**Рис. 1.** Район устья бассейна Иныльчек на слиянии с р. Сары-Джаз и точки отбора образцов

### Список литературы

1. Демченко М.А. К оледенению массива Хан-Тенгри // Исследование ледников СССР, вып. 2–3. – Л.: ЦУЕГМС, 1935. С. 64–86.
2. Диких А.Н., Баков Е.К., Кошоев М.К., Мельникова А.П., Диких Л.Л. Ледовые ресурсы Центрального Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1991, 168 с.
3. Harbor J., Stroeven A.P., Beel C., Blomdin R., Caffee M.W., Chen Y., Codilean A., Gribenski N., Hattestrand C., Heyman J., Ivanov M., Kassab C., Li Y.K., Lifton N.A., Petrakov D., Rogozhina I., Usabaliev R. Reconstructing spatial and temporal patterns of paleoglaciation along the Tian Shan // Abstract of the AGU fall meeting. – San Francisco, 2012. 1 p.
4. Stroeven A.P., Beel C., Blomdin R.L., Caffee M.W., Chen Y., Codilean A.T., Gribenski N., Harbor J.M., Hattestrand C., Heyman J., Ivanov M., Kassab C., Li Y., Li Y., Lifton N.A., Liu G., Petrakov D., Rogozhina I., Usabaliev R. Reconstructing spatial and temporal patterns of former glaciation along the Tian Shan // Abstract book PAGES – 4th Open Science Meeting: – Goa (India), 2013. 1p.
5. Xu X., Kleidon A., Miller L., Wang S., Wang L., Dong G. Late Quaternary glaciation in the Tianshan and implications for palaeoclimatic change: a review // Boreas, 2010, Vol. 39, pp. 215–232.

Е.Д. Иванова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия  
ivanova@tig.dvo.ru

Ye.D. Ivanova

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia

При палеонтологических исследованиях геологических разрезов традиционно геологи изучали изменения в фораминиферных ассоциациях как стратиграфические маркеры, без выяснения причин таких изменений. Однако, начиная со второй половины 20 века стали активно проводиться исследования по экологии фораминифер и среды их обитания. Это привело к пониманию, что современное распределение фораминифер может быть использовано как аналог их распределения в прошлом, зарегистрированного в четвертичных осадках. Предложенный С.Л. Троицким миграционно-климатический подход к изучению позднечетвертичных разрезов по палеонтологическим данным, предполагает выявление миграционной последовательности местных фаун и флор, составление схем их изменения, определения числа и последовательности горизонтов с характерными видами и группами разного типа, для использования их в качестве индикаторов закономерных изменений органического мира, вызванных климатическими переменами (Троицкий, 1979). Изучение четвертичных комплексов бентосных фораминифер (БФ) в глубоководных колонках Охотского моря позволило существенно дополнить уже имеющийся материал по данной фаунистической группе, и выявить некоторые экоструктурные особенности, являющиеся общими для выделенных палеокомплексов.

Материалом для исследования послужил керн глубоководной колонки LV40-18-2 (51°59'934 с.ш.; 149°30'010 в.д.), отобранной в центральной части Охотского моря (рис. 1). Литологический состав представлен в основном алевритовым пелитом с примесью мелкозернистого песка. С поверхности залегает четко фиксирующийся слой диатомового ила (D1), нижняя граница которого датируется примерно 7 тыс. лет (Gorbarenko et al., 2002). В интервале 70–80 см отмечен пепловый прослой (K<sub>2</sub>), датируемый 26 тыс. лет (Горбаренко и др., 2000).

Выделение комплексов БФ, характеризующих определенные интервалы в исследуемой колонке,

было основано на их экоструктурных особенностях (общая численность БФ, видовое разнообразие, процентное соотношение видов). На основании этих критериев выделено восемь комплексов бентосных фораминифер.

Интервал 360–450 см. Комплекс представлен единичными видами *Alabaminella weddellensis*, *Cassidulina teretis* и *Uvigerina auberiana*, достигающих своих максимальных значений в палеосообществах, сформированных в холодных климатических условиях. В инт. 360–380 см и на отм. 410 см зафиксировано большое количество вулканических стекол, БФ практически исчезают.

Интервал 280–360 см. Комплекс БФ характеризуется обилием раковин, разнообразием видов и неоднородной структурой. Инт. 330–360 см отличается сравнительно невысокой численностью раковин (42–91 экз./г осадка), число видов варьирует от 2 до 11. Доминантами в комплексе являются *Uvigerina auberiana* (66,7–70,6 %) и *A. weddellensis* (33,3–41,2 %). Субдоминантами выступают виды *Uvigerina peregrina* и *Cassidulina laevigata*, характеризующие активное поступление на дно Сорг. Подобный комплекс формировался в условиях относительно невысокой биопродуктивности поверхностных вод с достаточно высоким насыщением кислородом придонных вод. Инт. 300–330 см отличается самыми высокими на протяжении всего разреза количественными параметрами. Обилие раковин здесь достигает 1370,2 экз/г (отм. 320 см), число встреченных видов варьирует от 13 до 20. Ядро комплекса составляют *A. weddellensis* (41–49 %), *U. peregrina* (до 42,5 %), *Cassidulina laevigata* (до 25 %) и *U. auberiana* (до 20 %). На отм. 320 см доминирующее положение занимает *U. peregrina*, здесь же отмечено появление вида *Epistominella exigua* (до 7 %), более нигде по разрезу не встреченного. Вид *E. exigua* редко встречается в современных отложениях Охотского моря, но обычен для Северо-Западной Пацифики, что позволяет коррелировать его присутствие

с проникновением в охотоморский бассейн тихоокеанских водных масс в теплые эпохи. Все это свидетельствует об условиях высокой биопродуктивности поверхностных вод, обеспечившей мощный поток органического материала на дно, и связанной с теплыми климатическими условиями. Верхние слои осадка (инт. 280–300 см) характеризуются комплексом БФ, сходным по структуре с комплексом из нижней толщи интервала. Однако число встреченных видов (до 13) и их обилие (до 153 экз/г) несколько выше.

Особенности комплекса БФ в интервале 240–280 см свидетельствуют о его формировании в условиях интенсивного похолодания климата. Усиление роли вида *U. auberiana* (более 66 %) с одновременным снижением (вплоть до полного исчезновения) вида *A. weddellensis*, а также появление и увеличение численности видов, предпочитающих условия хорошей вентилируемости донных вод – *Discoislandiella umbonata*, представители рода *Cibicides*, *Cassidulina teretis*, являются следствием резкого снижения поступления  $C_{орг}$  на дно и увеличения концентрации кислорода в воде. Суммарная численность раковин не превышает 25–34 экз/г, видовое разнообразие составляет не более 8 видов.

Интервал 180–240 см. Комплексы, выделенные в данном интервале, характеризуются высокими обилием раковин БФ (до 350 экз/г осадка) и их видовым разнообразием (до 19 видов). Однако структура комплексов из верхней и нижней части интервала значительно отличаются. Инт. 200–240 см характеризуется доминирующим положением субоксидных видов *U. auberiana* (до 72 %), *Cassandra singularis* (до 19 %), *Cassidulina teretis* (более 7 %). Инт. 180–200 см отличается значительным увеличением численности видов-индикаторов биопродуктивности (*Cassidulina laevigata* – до 60 %; *Pullenia apertula* – 4 %; представители рода *Brizalina*, а также *Globobulimina auriculata elongate*) на фоне резкого снижения числа ранее доминирующих видов.

Комплекс БФ, выделенный в интервале 140–180 см, отмечается малочисленностью раковин (от 8 до 37 экз/г) и бедным видовым составом (5–8 видов). Здесь устойчиво доминируют *U. auberiana* и *A. weddellensis*, отмечено появление *U. peregrina* (до 23 %) и *Valvulineria sadonica* (до 15 %). Комплекс характеризует нестабильные условия формирования осадков с эпизодическим обильным потоком фитодетрита на дно.

Интервал 90–140 см характеризуется высокими показателями обилия (до 336 экз/г) и видового состава БФ (до 15 видов). Доминирующее положение все также занимают отмеченные в предыдущем интервале виды, однако отмеча-

ется появление довольно многочисленных представителей родов *Lagena*, *Oolina*, *Fissurina*, а также вида-индикатора низкоокислородных условий *Cassidulina delicate* (3,5 %). Это позволяет предположить, что данные осадочные слои формировались в условиях стабильного поступления на дно различного по своим характеристикам органического материала, свидетельствующих об активных процессах биопродуктивности в поверхностных водах моря.

Интервал 40–90 см. В подошве слоя встречено только 4 вида БФ при их незначительной численности (6–10 экз./г). Инт. 70–80 см отмечен полным исчезновением бентосных фораминифер, что связано с приходящимся на этот интервал пепловым прослоем  $K_2$ . Следует отметить, что во всех просмотренных образцах, где фиксируется присутствие вулканического пепла (вулканических стекол), наблюдается резкое уменьшение численности БФ. Такая связь прослеживается по всему разрезу. Верхняя толща осадка (инт. 40–70 см) характеризуется значительным увеличением обилия раковин (до 170 экз./г) и их разнообразия (до 15 видов). Здесь отмечается увеличение числа видов-индикаторов олиготрофных условий при полном исчезновении таких видов-индикаторов биопродуктивности как *U. peregrina* и *Valvulineria sadonica*.

Интервал 0–40 см характеризуется высокими количественными параметрами (численность БФ – до 554 экз./г; разнообразие – до 21 вида), и переходом доминирующей роли в комплексе к видам, характеризующим условия стабильного мощного поступления  $C_{орг}$  на дно (*U. peregrina*, *V. sadonica*, представители рода *Brizalina*, *Pullenia apertula*, *Cassidulina delicate*). Особенно стоит отметить здесь резкое увеличение вида *C. delicate*, максимальное содержание которого отмечается, как правило, во время изотопную терминацию T1A, характеризующейся значительным потеплением климата и датированной примерно 13–14,5 тыс. л.н.

Особенности экологии и жизненного цикла бентосных фораминифер дают нам возможность использовать их в качестве индикаторов состояния среды в морских экосистемах. В настоящее время многие исследователи-микрорепалеонтологи пришли к выводу, что в глубоководных условиях важнейшими факторами для жизнедеятельности бентосных фораминифер являются поставка органического вещества на дно и концентрация кислорода в придонных водах, что связано с определенными климатическими условиями формирования вмещающих осадков. Именно этими факторами можно объяснить значительные экоструктурные изменения глубоководных комплексов БФ во времени и пространстве.



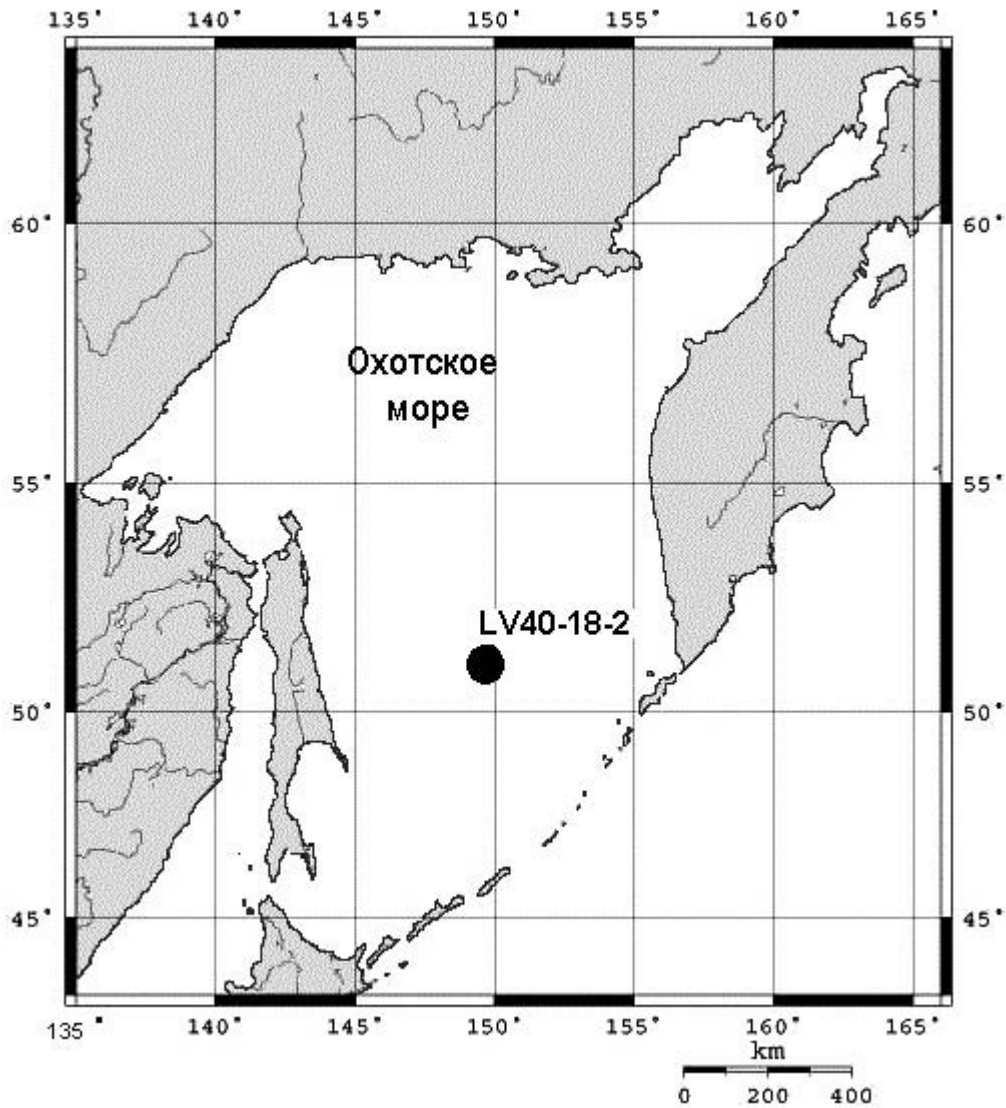


Рис. 1. Местоположение колонки LV 40-18-2

#### Список литературы

1. Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Соутон Дж., Шаповалов-Чупрынин В.В., Нюрнберг Д. Литостратиграфия и тифрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2000. Т. 19. № 2. С. 58-72.
2. Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S, Souton J.R., Kaiser A. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology, 2002. N 183. P. 107-129.
3. Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин: стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 293 с.

**АДАПТАЦИЯ ЧЕЛОВЕКА  
К ИЗМЕНЕНИЯМ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ  
В СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ  
(БРОНЗОВЫЙ ВЕК) | HUMAN ADAPTATION  
TO ENVIRONMENTAL CHANGES  
IN THE NORTHERN BLACK SEA  
(BRONZE AGE)**

**С.В. Иванова**

*Институт археологии НАНУ, Киев–Одесса, Украина  
svi1956@gmail.com*

**S.V. Ivanova**

*Institute of Archaeology, National Academy of Sciences, Kiev–Odessa, Ukraine*

В археологии эпохи палеометалла долгое время доминировала концепция М. Гимбутас, согласно которой носители степных «курганых культур» медного и бронзового века продвинулись далеко на Балканы, разрушив древние цивилизации Европы, причем выделялось несколько волн движения «курганых народов». В дальнейшем получило распространение учение Л.Н. Гумилева (историко-географический синтез), и одной из основных причин миграций степных народов в разные исторические эпохи стал считаться переход к ариднему климату, который трактовался как негативный фактор (Гумилев, 1992). Появляется значительное количество работ, где именно климатическими изменениями объясняются и передвижки населения, и смены археологических культур. В последние годы реконструкции палеоклимата вышли на новый уровень: привлечение архивов Гренландских льдов дало возможность выделить ключевые климатические аномалии голоцена – т.н. «стремительные климатические события» (СКС); стали исследоваться их воздействия на жизнь древних обществ (Weninger et al., 2006; 2009). С интересующей нас эпохой связаны «событие 5300 calBP» и «событие 4200 calBP», что соответствует датам 3200 BC и 2200 BC в календарных датах. На наш взгляд, СКС нельзя интерпретировать однозначно: они вели не только к уменьшению количества населения, но и к изменению в стратегиях жизнеобеспечения.

С переходом от медного к бронзовому веку (около 3400–3200 BC) связывают культурные трансформации и активизацию культурно-исторических процессов на территории Юго-Восточной Европы и Северного Причерноморья. Претерпевают изменения мощные и достаточно стабильные культурные образования энеолита, формируются новые, связанные уже с бронзовым веком; центральное место среди них принадлежит ямной культурно-исторической общности. С другой стороны, этот хронодиапазон (3400–3200 BC) характеризуется не только культурными

трансформациями, но и климатическими изменениями – похолоданием, уменьшением количества осадков и началом аридизации в различных частях Европы. В степной зоне Украины аридным считается хронопериод 4500–3500 л.н. (3340/3100–1880/1770 BC) с максимумом аридизации между 4200 и 3700 л.н. (2890/2700–2140/2030 BC) (Кременецкий 1997).

Ямная культура, оставившая значительное количество памятников на огромной территории, являлась доминирующей в Северном Причерноморье на протяжении длительного периода эпохи бронзы (3100–2200 BC). Исследователи объясняют освоение ею территорий Карпато-Балканского региона тем, что засушливый климат и давление (на позднем этапе) со стороны каткомбных племен вынудили ямные племена искать новые районы обитания; поиск новых пастбищ заставил степных скотоводов мигрировать на запад (Черняков 1996; Яровой 2000 и др.). Мы полагаем, что климатические изменения не были столь негативными или катастрофическими для пастушеского населения, как это традиционно постулируется в археологических и исторических исследованиях. Взаимоотношение между человеком и окружающей его природой лежит в диапазоне от адаптации к требованиям окружающей среды до активного приспособления её для собственных нужд. На наш взгляд, именно новые климатические условия, повлекшие за собой расширение ареала степной зоны, привели к формированию достаточно стабильных экосистем, что способствовало успешному развитию скотоводства как основы экономики степных культур. О положительном эффекте новых климатических условий говорит резкое увеличение количества степного населения, по сравнению с энеолитическим этапом. К тому же, хронологические рамки основных культур раннего и среднего бронзового века практически совпадают с периодом максимальной аридизации. По-видимому, именно начало формирования новых климатических условий «продлило

жизнь» культурам энеолитической эпохи, которые сосуществовали уже с новыми культурными общностями бронзового века. Именно экологические трансформации предоставили возможность трипольскому населению найти в определенной степени выход из начинающегося кризиса культурно-хозяйственной системы, продвинувшись в новую для себя экологическую зону (степь) и активно взаимодействуя с достаточно чуждыми для себя культурами. Таким образом, удалось отсрочить для себя судьбу, постигшую многие достаточно сильные и яркие земледельческие культуры Европы.

Нами с помощью применяемых в археологических исследованиях методик (Крадин, 1996) произведена реконструкция моделей жизнеобеспечения населения ямной культуры, учитывая урожайность степи в разных климатических условиях, вычислено возможное количество скотоводческого населения, способного прокормиться в степях Северо-Западного Причерноморья в условиях меняющегося климата. Эти данные сопоставлены с расчетами реальной плотности населения степи по данным погребальных памятников (Пустовалов, 1999). Такие реконструкции позволили нам прийти к выводу об отсутствии экономического кризиса в рассматриваемый период. Следовательно, климатические изменения, которые в конечном итоге привели к изменению характера степей Северо-Западного Причерноморья (от луговых в атлантике к сухим в суббореале, судя по данным палинологических разрезов), не могли быть причиной миграции ямного населения на запад, где, кстати, происходили те же климатические изменения, что и в степном Причерноморье (Кременецкий, 1991). К тому же наличие импортных артефактов и достаточно многочисленных изделий из металла также не подтверждает кризисное состояние экономики. Эти данные позволяют предположить иные причины движения ямных племен на запад, а также указывают на высокие адаптивные возможности населения.

Синхронность памятников двух ареалов (Юго-Восточная Европа и северное Причерноморье), где они фиксируются на протяжении всего периода существования ямной культуры, предполагают адаптацию ямного населения, интерактивные закономерности и формы взаимодействия ямного общества с изменяющейся средой обитания. Можно говорить о торговой направленности колонизации ямным населением Карпато-Балканского ареала в раннем бронзовом веке, построении торговых путей и активного участия ямных племен региона в обменных операциях с синхронным населением западных земель. Таким образом, «событие 5300 calBP» не имело негативных последствий ни для на-

селения Северо-Западного Причерноморья, ни для более широкого ареала Причерноморской степной зоны. Напротив, можно говорить о его положительном влиянии на формирование и развитие степных скотоводческих культур эпохи бронзы и исторические судьбы населения позднеэнеолитического периода.

Иную ситуацию, чем сложилась ранее, мы наблюдаем при рассмотрении «события 4200 calBP». Основным и наиболее мощным признаком климатических изменений этого периода является мощная засуха, засвидетельствованная почти во всей Африке, Евразии, Южной Америке (Staubwasser, Weiss, 2006). В качестве «засухи XXII века до н.э.» данное событие давно и широко известно в истории Древнего Востока. Так, его влиянием, возможно, следует объяснять социальные изменения в рамках Хараппской цивилизации – переход от городского ее периода к пост-урбанистическому. Достаточно давно было выдвинуто предположение об этой засухе как ведущем факторе падения Аккадской державы и Древнего Царства в Египте. Современные исследования палеоклиматических источников высокого временного разрешения позволили найти новые аргументы в пользу этих гипотез.

Событие 4200 calBP нашло свое отражение и в палинологических колонках Северо-Западного Причерноморья и близких к нему регионов: исследователями фиксируется резкое падение количества древесной пыльцы (показатель иссушения климата). временем около 3700 л.н. (2135/2035 BC) датируется максимальная аридизация в Приазовье и на Украине (Герасименко 1997; Кременецкий 1997).

Именно с периодом 2200–2000 BC связывается финал основных культур, населявших степные пространства с начального этапа бронзового века. Прекращают свое существование ямная, катакомбная культуры, культура шаровидных амфор. Блок культур шнуровой керамики сохраняется лишь в лесостепной зоне, где известны памятники среднеднепровской культуры, датируемые первой четвертью II тыс. BC. Судя по небольшому количеству радиоуглеродных дат в диапазоне 21–20 вв. BC, немногочисленное население ямной и катакомбной культур доживает до начала следующей археологической эпохи, связанной с формированием новых культур, чтобы стать одним из субстратов нового и достаточно мощного культурного образования – бабинской культуры.

Таким образом, последствия события 4200 calBP оказались совершенно иными и по силе, и по характеру, и по последствиям, чем предыдущая климатическая аномалия. Вместо трансформации культур и активизации культурно-исторических процессов, расцвета экономики нового типа – мы

можем фиксировать культурный коллапс, одновременный финал целого ряда культур. Остатки населения раннего бронзового века были поглощены новой культурной общностью (бабинская культура), причем, скорее всего, можно говорить об определенной «милитаризации» этого общества, изменении культурных ценностей и жизненной

парадигмы, что могло быть отдаленным следствием климатической катастрофы.

Таким образом, влияние «стремительных климатических изменений» на жизнь древних обществ может быть различной (от адаптации до кризиса), и реконструкция этих процессов возможна на уровне интердисциплинарных исследований.

### Список литературы

1. Герасименко Н.П. Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене // Археологический альманах, 1997. Вып. 6. С. 3–64.
2. Гумилев Л.Н. Древняя Русь и Великая степь. Москва, 1992.
3. Крадин Н.Н. Империя Хунну. Владивосток, 1996.
4. Кременецкий К.В. Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. Москва, 1991.
5. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Труды ГИМ, 1997. № 97. С. 30–47.
6. Пустовалов С.Ж. До реконструкції динаміки чисельності степового населення України за матеріалами курганних могильників: (енеоліт – пізні кочовики) // Наукові записки НаУКМА. Теорія та історія культури, 1999. Вип. 13. С. 17–32.
7. Черняков И.Т. Культура многоваликовой керамики – восточный ареал Карпато-Балканского очага культурогенеза // Северо-Восточное Приазовье в системе евразийских древностей (энеолит–бронзовый век): материалы международной конференции. Донецк, 1996. Ч. 1. С. 59–64.
8. Яровой Е.В. Скотоводческое население Северо-Западного Причерноморья эпохи раннего металла. Автореф. дисс...и.н. Москва, 2000.
9. Staubwasser M., Weiss H. Holocene climate and cultural evolution in the late prehistoric-early historic West Asia // Quaternary Research, 2006. Т. 66. P. 372–387.
10. Weninger B., Alram-Stern E., Bauer E. et al. Climate forcing due to the 8200 cal yr BP event observed at early neolithic sites in the eastern Mediterranean. // Quaternary Research, 2006. № 66, P. 401–420.
11. Weninger B., Clare L., Rohling E. J. et al. The Impact of Rapid Climate Change on prehistoric societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean // Documenta Praehistorica 2009. Т. XXXVI. P. 7–59.



## РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ | RIVER TERRACES ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА | OF EASTERN CAUCASUS

**И.А. Идрисов**

*Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия  
idris\_gun@mail.ru*

**I.A. Idrisov**

*Institute of geology DSC RAS, Makhachkala, Russia*

Формирование рельефа Восточного Кавказа происходит под влиянием различных факторов (климатических изменений, колебаний уровня Каспийского моря, тектонических движений и др.), влияние которых контрастно проявляется для различных частей региона.

В частности крупнейший этап формирования рельефа региона Балаханский кризис связан с падением уровня моря на 500 и более метров и катастрофической активизацией эрозии, после которой рельеф территории развивался относительно стабильно. В дальнейшем развились крупные трансгрессии: акчагыльская и апшеронская. Для многих участков их разграничение затруднено (породы этого возраста образуют мощную чередующуюся толщу песков и глин) и по нашему мнению они образует единый крупный период развития региона. В юго-восточной части региона этими породами сформированы платообразные участки с плоскими водоразделами расчлененными долинами на 100–300 м.

В дальнейшем развилась значительная регрессия – Тюркянский кризис, однако, она несопоставима по масштабам влияния с предыдущим кризисом. После его окончания начался бакинский этап развития моря. В этом этапе выделяют две длительные трансгрессии, разделенные регрессией (Янина, 2009). Следы трансгрессий четко фиксируются по мощным пачкам глин (десятки метров) этого времени, служащих местными водоупорами и выделяемых при бурении тысяч артезианских скважин на напорных воды бакинского и апшеронского яруса на Прикаспийской низменности. В дальнейшем уровень моря многократно менялся от -130 до +50 м, при этом скорость изменений уровня могла достигать значительных величин (десятки сантиметров в год). В целом для этого периода развития региона выделяются хазарский, хвалынский и новокаспийские этапы. Однако по длительности они не идут ни в какое сравнение с предшествующими этапами (акчагыльским, апшеронским и бакинским). Вдоль склонов Кавказа изменения уровня моря привели к образованию многочисленных морских террас. Террасы хазарского возраста подняты тектоническими процессами на различную высоту. Самые молодые террасы (хва-

лынского и новокаспийского времени) практически не дислоцированы. Например, выделяются террасы хвалынского времени высотой +50, +35, +22, +10, +6, 0, -5, -10, -12, -16 м (Рычагов, 1997). Для новокаспийского возраста выделяют несколько близких уровней высотой от -20 до -23 м.

Широко распространенным является мнение о прямой корреляции уровней морских и речных террас (Голубятников, 1933). Логично предположить, что количество морских и речных террас при этом будет одинаковым. Однако прямой связи с многочисленными морскими террасовыми уровнями неоплейстоцена (бакинскими, хазарскими, хвалынскими и новокаспийскими) как ранее предполагалось (Никитин, 1979) для речных террас Восточного Кавказа нами не установлено. Вероятно, это связано с минимальным временем существования большинства стадий моря, сформировавших различные морские террасы. Следует отметить, что строение различных долин Восточного Кавказа значительно отличается друг от друга и однозначная корреляция даже одновысотных террас в различных долинах региона затруднена и требует специальных исследований.

Однако нами выявлены примеры прямой корреляции речных и морских террас, например, для долины р. Шура-Озень установлено, что речная терраса высотой +6–8 м непосредственно выходит на террасу максимального уровня новокаспийского моря (-20 м). Также для долины установлена слабо выраженная терраса высотой +4–5 м, прорезающая эту террасу и прослеживаемую значительно ниже по течению. В то же время нижняя часть долины р. Манас-Озень срезана абразией и для нее связать морские и речные террасы новокаспийского времени невозможно. Долины рек Самур и Гюльгерычай находятся в условиях переноса значительного количества вещества и в их низовьях также сложно установить прямую корреляцию речных террас (которые практически повсеместно погребены под молодым аллювием реки) с новокаспийскими морскими террасами.

Для горной части вдоль многих долин установлено наличие террасы высотой +7–10 м, эта терраса морфологически хорошо выражена и по нашему мнению синхронна террасе высотой +6–8 м выделяемой на равнинных участках речных долин (новокаспийского

возраста 6–2,3 тыс. лет). Показательно, что в речных долинах юго-востока Дагестана (Самур, Гюльгерычай и притоки, Рубас, Уллучай, Чирахчай и др.) в зоне развития сланцев и песчаников юры широко развита терраса новокаспийского возраста, достигающая ширины 2–3 км, более высокие и древние террасы здесь развиты крайне фрагментарно. Однако они также могут быть выделены, при этом в силу значительных отличий в характере эрозионных процессов в этих долинах, древние террасы в них даже при схожей высоте могут существенно отличаться от террас других геоморфологических регионов Восточного Кавказа.

Большинство долин региона характеризуется широкими поймами, отличающимися быстрой аккумуляцией материала, что обусловлено значительным эрозионным врезом в Дербентскую регрессивную фазу (4–13 вв.) и последующим заполнением врез в последние 500–600 лет.

В речных долинах Восточного Кавказа было установлено наличие 1 террасы, которую можно сопоставить с террасами хвалынского времени, однако примеров прямого выхода этой террасы на какой-либо уровень морской террасы хвалынского возраста пока не установлено. В горной части (в частности в долине р. Чирахчай) эта терраса развита на высоте порядка 20–25 м над поймой, однако она выражена значительно хуже нижележащей террасы (перекрыта делювиальными шлейфами, оползнями и конусами выноса притоков). Схожую высоту имеет терраса этого возраста (примерно 17 тыс. л.) и в других речных долинах региона, сложена преимущественно грубообломочным аллювием.

Хвалынскому времени также соответствуют галечниковые конусы выноса рек Сулак и Самур. В ходе исследований последней долины установлено, что конус выноса хвалынского возраста (времени деградации позднеплейстоценового оледенения) врезан в более древний конус выноса, который в свою очередь перекрыт лёссовидными породами (мощностью 25 м), с несколькими погребенными почвами. Для одной из которых на глубине 15 м получена дата 31.230 радиоуглеродных лет (ИГАН 4185). Идентичное строение имеют и долины рек прорезающих Кусарскую равнину. Однотипное строение характерно для долины р. Сулак, где также галечниковый конус врезан в древний галечниковый конус с покровом лёссовидных пород мощностью более 10 м. Толщи лёссов в десятки метров мощностью распранены и западнее, через долины р. Акташ-Аксай, Терек и далее на Ставропольскую возвышенности. Для этого массива лёссов нами выделено три погребенные почвы (Идрисов, 2009), средняя сопоставляется нами с Брянской палеопочвой (как и указанная выше в долине р. Самур). Верхняя из погребенных почв (отделенная от аналога Брянской палеопочвы осветленным слоем

с признаками засоления и криотурбаций) срезается погребенными эрозионными врезами. Подошва таких врезов лежит на 15–20 м выше уровня современной поймы и фиксирует уровень палеопоймы рек. Соответственно за время после формирования этой почвы (примерно 13 тыс. лет) реки системы Акса́я врезались более чем на 20 м. Для этих долин корреляция морских и речных террас пока невозможна. Также мы предполагаем, что вынос огромных масс наносов при быстром врезании долин (Акса́й и его притоки занимают первое место в России по мутности) привело к отклонению русла Палеосулака от Терека в восточном направлении (Идрисов, 2011).

В целом во время, предшествующее хвалынскому этапу, весь регион (включая низменности и затопленные сейчас территории) был покрыт мощной толщей лёссовидных пород. Однако наличие нескольких погребенных почв в этих породах позволяет предположить, что уровень моря в течение длительной ательской регрессии (времени накопления лёссовидных пород) значительно изменялся.

Терраса с превышением над поймой 15–25 м прослеживается в долинах рек значительно ниже изогипсы +50 м, соответственно она не связана с максимальной стадией хвалынской трансгрессии. Однако, как выше было отмечено, различные долины характеризуются своей спецификой и для отдельных долин возможно наличие и второй террасы хвалынского возраста, которую предварительно можно соотнести с максимальной стадией хвалынского этапа. В этой связи следует отметить, что бровка террасы позднего хазара испещрена сотнями балок, базисом эрозии которых является терраса максимума хвалынской трансгрессии. Подобная особенность характерна для всех участков вдоль берега Каспийского моря, где имеется морфологически выраженных уступ этой террасы (Чечня, Дагестан, Азербайджан, Иран).

Также уверенно можно выделить следующую террасу (3 надпойменную), соотносимую с крупными галечниковыми конусами рек Сулак и Самур и морской террасой позднего хазара (абс. высотой +80 м) возрастом около 110 тыс. л. Эта терраса широко развита в долинах Внутригорного Дагестана сложенных плотными мощными толщами мезозойских известняков. Здесь ее высота достигает 40–80 м, ширина для долин бассейна Сулака 2–3 км. Практически повсеместно эта терраса цокольная. Высота террасы в значительной степени контролируется неотектоническими особенностями. Для многих долин малых рек (от балки Сюгут (старое русло р. Рубас) и до р. Манас-Озень) Восточного Дагестана, эта 3-я н.п.т. имеет широкое развитие и также может прямо коррелировать с морской террасой позднего хазара. В зависимости от локальных

особенностей высота ее над современной поймой этих рек может быть разной (от 5 до 50 м). Таким образом, в различных долинах региона наблюдается различный спектр террас различной высоты (рис. 1). Это существенно затрудняет корреляции террас в различных долинах друг с другом.

Следует отметить широкое развитие в регионе отложений запрудных озер, крупных оползней (Вихли, Мискинджа, Балхар, Игали, Буцрах, Гапшима, Гергебиль, Гоцатль и т.д.), конусов выноса, которые существенно затрудняют выделение речных террас.

Сопоставление речных террас, моренных комплексов и т.н. «поверхностей выравнивания» на наш взгляд затруднено и нами не проводилось.

Выше этих однозначно диагностируемых уровней речных террас (позднего плейстоцена-голоцена), в горах Дагестана сохранилось множество артефактов древних террас. Однако точное соотнесение их с конкретными долинами затруднено, в том числе в связи с широким развитием речных перехватов в регионе., которые активно продолжают и в голоцене (перехват р. Камышчай р. Рубас, формирование новых позднеголоценовых врезов в долине

Самура и др.). В частности в ходе исследований аллювиальных отложений формирующих гребень водораздела рек Акуша и Усиша (бассейн р. Сулак) высотой над поймами 200–240 м, были обнаружены богатейшие находки фауны и орудий возрастом более 1,5 млн лет. (Амирханов, 2007). При этом, в этих отложениях полностью отсутствуют юрские породы (сланцы и песчаники), образующие верхнюю часть бассейна первой реки и которые практически нацело образуют аллювий р. Акуша и ее террас (в современных террасах второй реки, в бассейне которой отсутствуют юрские породы, нет их и в аллювии речных террас). Это позволяет уверенно предположить наличие на этом участке речного перехвата. Широкое развитие масштабных перестроек речной сети региона предполагалось рядом автором (Думитрашко и др., 1961).

Для отдельных участков долин Восточного Кавказа артефакты речных террас могут быть приурочены к современным долинам и простираются вдоль долин на десятки километров. Для уточнения возраста подобных форм рельефа необходимы дальнейшие исследования.

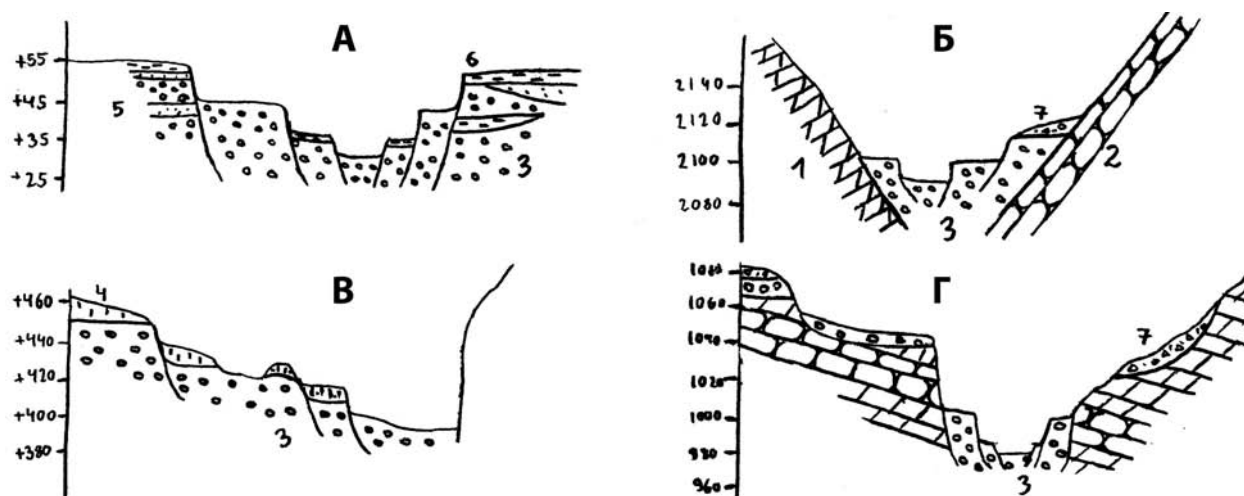


Рис. 1. Профили речных долин Восточного Кавказа

А – Манас-озень; Б – Чирах-чай; В – Гюльгерычай; Г – Каракойсу; 1 – сланцы юра; 2 – песчаники юра; 3 – галечники плейстоцен+голоцен; 4 – лёссовидные породы поздний плейстоцен; 5 – пески хвалынь; 6 – глины хвалынь+новокаспий; 7 – оползни, конусы выноса голоцен

#### Список литературы

1. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М., 1997. 364с.
2. Голубятников В.В. Геологическое строение области третичных отложений Южного Дагестана (между р. Рубас-чай и Самур). Л.-М., 1933. 41с.
3. Идрисов И.А. Особенности формирования рельефа Северного Дагестана. Известия ДГПУ. Естественные и точные науки, 2011, № 2. С. 102–107.
4. Никитин М.Ю. Речные террасы и новейшая тектоника горного Дагестана (бассейн р. Сулак). Бюллетень московского общества испытателей природы. Отд. Геологический, 1979. Т. 54, Вып. 5. С. 88–104.
5. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореферат дисс.на соиск.уч.ст. д-ра геогр.наук. М., 2009. 42 с.
6. Думитрашко Н.В., Будагов Б.А., Лиштенберг Д.А. Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. М., 1961. 115с.
7. Амирханов Х.А. Исследование памятников олдована на Северо-Восточном Кавказе (Предварительные результаты). М., 2007. 52 с.

**ПОПЫТКА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ  
ОЦЕНКИ ТЕМПОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ДВИЖЕНИЙ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ  
(ВОСТОЧНОЕ АЗОВО-ЧЕРНОМОРЬЕ)**

**AN ATTEMPT OF THE QUANTIFIED  
ESTIMATION OF ALTITUDES  
OF PLEISTOCENE VERTICAL MOVEMENTS  
OF SEA COASTS (EASTERN AZOV-BLACK  
SEAS REGION)**

**Я.А. Измайлов**

*Международный инновационный университет, Сочи, Россия  
izmailov.yakub@mail.ru*

**Ya.A. Izmailov**

*International innovation university, Sochi, Russia*

Более двух десятилетий тому назад нами была опубликована обобщающая статья, посвященная анализу изменений уровня Азово-Черноморского бассейна в позднем плейстоцене – голоцене (Балабанов, Измайлов, 1988). В ней констатировалось, что синхронные береговые линии характеризуемого времени для разных структурно-тектонических зон восточного побережья Азово-Черноморского бассейна (от зоны устойчивых погружений Западно-Кубанского прогиба до зоны устойчивых поднятий Черноморского побережья Кавказа), в основном, выдержаны по высоте. Амплитуды возможных неотектонических деформаций в большинстве случаев не выходят за пределы погрешности определения высот береговых линий по комплексу литолого-фациальных и геоморфологических признаков. Исходя из этого обстоятельства, было принято возможным построение региональной кривой колебаний уровня бассейна, базируясь на сводке наиболее надежных данных по разобщенным участкам. При построении кривой в качестве основных индикаторов уровня моря были использованы результаты нескольких сотен радиоуглеродных датировок, образующих два своеобразных ряда. Первый составляли датировки по раковинам морских моллюсков, отлагавшихся ниже уровня моря или близ него, а второй – датировки по прибрежным лагунным торфяникам, формировавшимся на уровне или выше уровня моря. «Обтекание» выложенных на графике точек датирования привело нас к подтверждению уже полученных ранее по геологическим данным выводов о контрастном возвратно-поступательном характере изменений уровня моря.

Следует отметить, что в течение прошедшего времени продолжают высказываться альтернативные взгляды на проблему, заключающиеся в утверждении, а скорее, в предположении о неправомочности построения региональной кривой из-за наличия разнонаправленных тектонических

деформаций в различных структурных зонах. Это мнение, высказанное еще в начале восьмидесятых годов прошлого века Л.Р. Серебряным (1982), поддерживается А.А. Никоновым (1998), Г. Брюкнером с соавторами (The Holocene ...2010), Н.В. и Н.И. Есиными (2012) и др. Однако, оно, несмотря на свою привлекательность, столь же гипотетично, как и противоположное, если не подтверждено конкретными фактическими данными. Учитывая отмеченные противоречия, имеет смысл более пристально рассмотреть имеющиеся у нас некоторые материалы по количественной оценке скоростей вертикальных движений в пределах Восточного Приазовья и Черноморского побережья Кавказа.

1. Зона устойчивых поднятий. Сюда, по общему признанию, относится Черноморское побережье Кавказа, во всяком случае, Российская его часть, приуроченная, в соответствии с районированием С.А. Несмеянова (1992), к южной прибортовой зоне западного сегмента Кавказского мегантиклинория. Составление спектрограмм реконструированных береговых линий неоплейстоценовых трансгрессий, производившееся рядом специалистов (Новые данные ...1977; Щеглов, 1986; Несмеянов, Измайлов, 1995) показывает их существенную схожесть между собой, за исключением некоторых деталей. Спектрограммы однозначно свидетельствуют о наличии нисходящей с омоложением «средиземноморской» системы береговых линий со скачкообразным увеличением их высот в юго-восточном направлении, т.е. с продвижением от западного к центральному сегменту свода. Весьма примечательным представляется факт, на который обычно обращают мало внимания, а именно – относительная простота строения и гипсометрическая выдержанность береговых линий, отсутствие возрастных «ножниц» внутри отдельных стабильных блок-массивов горных пород (страторайонов). И это в условиях очень сложного структурного пла-



на, многочисленных доказанных плейстоценовых сейсмических катастроф, контрастных эвстатических колебаний. Для определения осредненных темпов поднятий береговых линий основных страторайонов автором была предложена своеобразная методика графических построений. Она изложена в указанной выше работе (Несмеянов, Измайлов, 1995) и здесь нет необходимости ее повторять. Отметим лишь, что некоторая дополнительная информация по строению неоплейстоценового террасового ряда Черноморского побережья, полученная за последние годы, а также построение собственного варианта спектрограммы береговых линий не привели к изменению наших выводов, касающихся темпов деформаций береговых линий. В самом общем виде они сводятся к следующим утверждениям:

а) максимальные средние скорости поднятий побережья в зоне развития морского террасового комплекса за неоплейстоцен не превышают 0,2 мм/год (конкретные цифры по четырем оцененным страторайонам: Джанхотскому – 0,075, Пшадскому – 0,102, Джубгинскому – 0,138, Лазаревскому – 0,178 мм/год);

б) поднятия в каждом из страторайонов происходят с примерно равномерными скоростями, не испытывая существенного ускорения или замедления с переходом, например, от нижнеплейстоценовых террас к средне- и верхнеплейстоценовым. Скорости деформаций береговых линий разного возраста внутри отдельных страторайонов мало отличаются друг от друга.

Нужно отметить, что речь здесь идет лишь об узкой полосе побережья, приуроченной к южному борту Западно-Кавказского поднятия. С переходом к приосевой зоне, очевидно, скорости должны быть выше.

2. Зона устойчивых прогибаний. В качестве эталона такой зоны для характеризуемого побережья наиболее приемлема центральная часть Западно-Кубанского прогиба, занятая, как известно, Азовской дельтой реки Кубани. Эта территория подробно разбурена скважинами нефтепоискового и гидрогеологического назначения, позволяющими построить серию сравнительно достоверных разрезов мио-плиоценовых отложений (начиная с нижнего сармата). Прогиб заполнен мощной (более 3 км) толщей глинистых и песчано-глинистых мелководно-морских моласс, соответствующих позднеорогенной стадии развития мегантиклинория. Наличие информации по максимальным мощностям и хронологическим рубежам отдельных ярусов и отделов позволяет здесь произвести приблизительную оценку общих и поэтапных темпов осадконакопления, которые, по-видимому, были близки к темпам погружений. В среднем за

весь почти 12-миллионный период эти темпы оцениваются величиной порядка 0,27 мм/год. По отдельным этапам отмечаются существенные колебания: нижний сармат – 0,16, средний – 0,25, верхний – 0,14, меотис – 0,33, понт – 0,71, киммерий – 0,20, куяльник (акчагыл) – 0,33, апшерон (эоплейстоцен) – 0,18, неоплейстоцен – 0,28 мм/год. Для второй половины неоплейстоцена могут быть произведены несколько более точные расчеты. Так, в зоне максимальных погружений Западно-Кубанского прогиба из отложений дельтовой области Кубани при бурении картировочных скважин глубиной около 110 м, сопровождавшемся детальным изучением керна, было получено около 30 термолюминесцентных датировок. Образцы для датирования отбирались из прослоев субаэральных пород (в основном, ископаемых почв), а также лиманских и аллювиальных отложений, первично формировавшихся в условиях, подобных условиям современной низменной дельтовой равнины. Фиксируемые сейчас абсолютные отметки точек датирования, таким образом, соответствуют величинам тектонических погружений. Несмотря на определенный разброс значений, возможно, связанный с точностью самих датировок, можно уверенно констатировать прямое соотношение между их значениями и глубиной в разрезе. Трендовая линия увеличения отрицательных абсолютных отметок с увеличением значений датировок свидетельствует о приблизительно равномерных опусканиях со скоростью около 0,25 мм/год, т.е. имеют место тот же порядок значений, который получен при анализе более длительной геологической истории (рис. 1). Результаты исследований других участков восточно-российского побережья Азово-Черноморского бассейна показывают, что осредненные темпы неоплейстоценовых тектонических деформаций нигде не превышают приведенных выше значений а, напротив, они существенно меньше. Отмеченная выше близость высотного положения реконструированных береговых линий конца плейстоцена – голоцена указывает на то, что указанный порядок значений сохраняется и для данного периода. Предельными величинами тектонических деформаций для условной береговой линии, соответствующей основанию голоцена с возрастом 10 тыс. лет, являются  $\pm 3,0$  м.

В процессе исследований автору приходилось сталкиваться с данными о существенно более значительных темпах не только современных деформаций, которые здесь не рассматриваются, но и деформаций в неоплейстоцене и голоцене. Например, грязевулканические проявления сопровождаются как положительными, так и отрицательными деформациями с намного большей активностью. Анализ мощностей осадков в извест-

ных «вдавленных синклиналиях», представляющих собой компенсационные депрессии по периферии грязевулканических массивов, указывает на темпы прогибаний, в несколько раз большие, чем приведенные выше. Совершенно другой тип деформаций связан с участками распространения мощных (до 20 и более метров) рыхлых илистых осадков на приустьевых взморьях, в лиманах, озерах и т.д. Эффект опусканий здесь может быть связан с процессами диагенетического уплотнения

грунтов. Возможно, недоучет фактора уплотнения лагунных илов с прослоями торфа привел нас к некоторому завышению глубин регрессивных спадов уровня моря при построении упомянутой выше кривой. Пока неясным остается возможное проявление на побережье эффекта гидроизостазии, обусловленного контрастными эвстатическими колебаниями. Все эти деформации, по-видимому, должны быть отнесены к категории пара- или псевдотектонических.

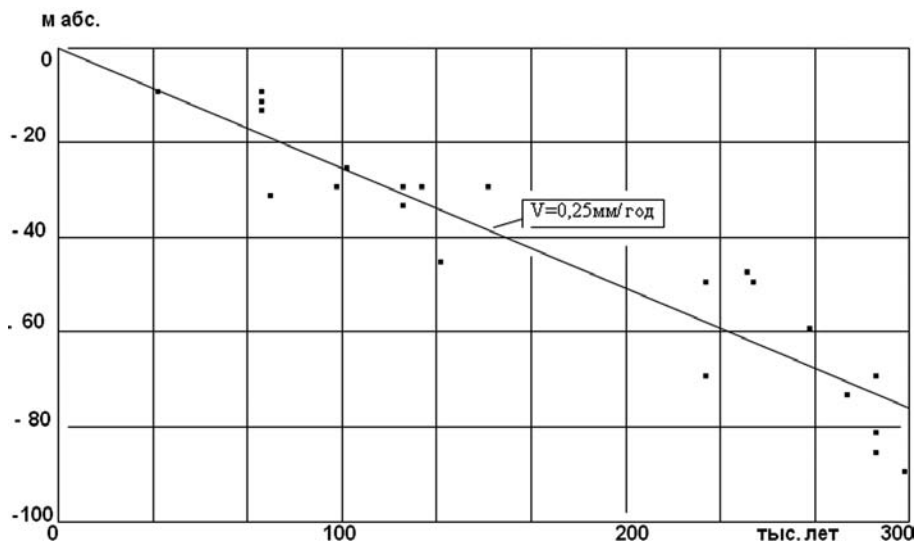


Рис. 1. Схема распределения термолюминесцентных датировок по глубине в разрезе дельты Кубани (приосевая зона Западно-Кубанского прогиба). Трендовая линия соответствует указанной скорости опускания

### Список литературы

1. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного моря за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. М.: АН СССР, 1988. № 6. С. 54–62.
2. Есин Н.В., Есин Н.И. Об изменении уровня Мирового океана в голоцене // Доклады академии наук. М.: РАН, 2012. Том 447. № 5. С. 568–570.
3. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254с.
4. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239с.
5. Никонов А.А. Затопленные останки античных сооружений по берегам Боспора Киммерийского (в связи с проблемой изменения уровня моря) // Российская археология. М.: РАН, 1998. С. 71–75.
6. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области / А.Б. Островский, Я.А. Измайлов, А.П. Щеглов [и др.] // Палеогеография и отложения южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.
7. Серебрянный Л.Р. Колебания уровня Черного моря в последлениковое время и их сопоставление с историей оледенения высокогорного Кавказа // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 161–167.
8. Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и г. Адлером): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Тбилиси, 1986. 25с.
9. The Holocene sea level story since 7500 BP – Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and Azov Seas / Brückner, H., Kelterbaum, D., Marunchak, O., Porotov, A., Vott, A. // Quaternary International, 2010. 225. Pp.160–179.

**КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ  
ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ  
И ИХ ПРИЗНАКИ В РАЗРЕЗАХ  
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
(ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

**CATASTROPHIC ERUPTION  
OF THE MUD VOLCANOS  
AND THEIR TRACES IN  
THE CROSS-SECTIONS OF PLEISTOCENE  
DEPOSITS (TAMAN PENINSULA)**

**Я.А. Измайлов<sup>1</sup>, И.Н. Гусаков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Международный инновационный университет, Сочи, Россия, izmailov.yakub@mail.ru

<sup>2</sup>Азовское отделение ГУП «Кубаньгеология», Темрюк, Россия, geotaman@mail.ru

**Ya.A. Izmailov<sup>1</sup>, I.N. Gusakov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>International innovation university, Sochi, Russia

<sup>2</sup>The Sea of Azov department of «Kubangeology», Temryuk, Russia

Термин «катастрофические извержения» не имеет строгого значения; обычно под ними понимаются извержения, сопровождающиеся скоротечными масштабными выбросами грязевулканического материала, взрывными эффектами, трансформациями в рельефе, появлениями островов в прибрежно-морской акватории, самовоспламенениями газов, разрушениями хозяйственных объектов и т.д. Четкой исторической статистики подобных явлений также не существует, хотя отрывочные сведения о некоторых, наиболее грозных из них, сохранились в устных и письменных источниках, начиная с Гомеровской «Одиссеи». Первая научная характеристика такого события, по-видимому, дана в самом конце XVIII века П.С. Палласом, описавшем появление в Азовском море грязевого острова, которому сопутствовали «...одземный грохот, оглушительный треск, столб огня и черного дыма» (Шнюков, Митин, 2000). С этого периода информация по извержениям стала носить более системный характер, интерес к ним особенно возрос в прошлом столетии. Так, И.М. Губкин уже в 1938 году отмечал, что по грязевому вулканизму Крымско-Кавказской геологической провинции имеется более 500 научных работ (Губкин, 1950). В конце столетия появились попытки организации мониторинга этого процесса.

На Таманском полуострове известно до 40 участков грязевого вулканизма разной размерности, внутренней структуры, геоморфологической выраженности и активности. Вулканы, функционирующие или имеющие явные следы недавних извержений, относят к категории активных, однако известны случаи внезапной активизации считавшихся ранее потухшими образований. Заслуживают внимания увлекательные попытки установления локальной или региональной цикличности активизаций вулканов, а также корреляционных связей с сейсмическими явлениями, напряжением геодеформационного поля, уровнями подземных

вод и т.д. Недостаточный объем и качество рядов наблюдений не позволяют пока придать этим попыткам заверченный характер.

К вулканам полуострова, на которых неоднократно наблюдались извержения катастрофического типа, относятся: Карабетовский (не менее 13–14 извержений, известных с 1818 г.), Западно-Цимбальский (1977, 2002), Голубицкий (до 10 извержений с 1799 года) и Темрюкский (неоднократные извержения, последнее в 2007 году) морские, Миска (1812, 1844, 1905, 1988). Вероятно, этот список следует расширить вулканами Азовское Пекло (1874), Гнилая гора (1810), Горелая гора (1794), Синяя Балка, Борисоглебский, Сопка и некоторыми другими, сведения по активизации которых не столь многочисленны. Продукты извержений представлены разными соотношениями кластитов, вязких и жидких глин, глинистых водно-газовых и нефтяно-водно-газовых эмульсий и газов. Катастрофические извержения, несомненно, связаны с прорывом на поверхность через эруптивные аппараты углеводородных газов, объем которых решительно преобладает над объемами других компонентов. По расчетам И.Н. Гусакова соотношения объемов твердой составляющей и газа находятся при этом в диапазоне от 1:700 до 1:1200. Е.Ф. Шнюков (Грязевые вулканы, 2005; Огненное извержение... 2009) установил, что в 16 % случаев катастрофические извержения сопровождаются самовоспламенениями газов. Ниже приводится краткое описание двух типичных извержений последних лет по результатам собственных наблюдений.

Извержение Карабетовой горы произошло утром 6 мая 2001 г. Оно сопровождалось сильным гулом, вибрацией, взрывными явлениями и выбросом мощного огненного факела. Гул и толчки ощущались в радиусе более 10 км, а огненный факел – 20 км. По прибытии на место, спустя несколько часов после основного взрыва, одним из авторов был обнаружен новообразованный

кратер воронкообразной формы диаметром до 25 и глубиной до 12 м, постепенно заполняющийся пелитовой массой. Во всех направлениях от кратера наблюдалась система радиальных трещин длиной 400–500 м (максимальная – до 700 м), шириной до 2,5–3,0 м и глубиной до 7 м. Они пересекались сериями концентрических, более коротких трещин. По бортам трещин отмечены вертикальные смещения амплитудой до 2,0 м. Грунтовые массы по стенкам кратера были опалены и имели цвет пережженного кирпича. На удалении до 16 м от кратера со всех сторон наблюдались крупные глыбы и блоки пород размерами до 5–6 м, менее крупные обломки были разбросаны на расстояние до 50–60 м, а общий радиус разброса продуктов извержения составил 300–400 м. В радиусе до 120 м вокруг кратера фиксировались фрагменты опаленной брекчии, отдельные из них спеклись в стекловидную массу.

В 1977 и 2002 гг. произошли мощные извержения вулкана Западные Цимбалы. При этом в первом случае, нам удалось за несколько месяцев до события описать систему возникших по склонам сопки радиальных и концентрических трещин протяженностью в сотни метров, образование которых свидетельствовало о начале процесса вспучивания массива. В дальнейшем, в марте 1977 г., произошло взрывное фрагментирование массива на блоки с заполнением межблочного пространства жидкой грязью. В 2002 г., в результате катастрофического извержения вулкана, образовался кратер диаметром 225 м! Края кратера были образованы концентрическими трещинами шириной раскрытия около 1 м и вертикальным смещением до 4–5 м. По северному склону холма образовался глинистый поток с крупными (до 15–20 м) блоками смещенных более древних и плотных грязевулканических пород. Поток образовал на склоне эрозионный врез глубиной до 10 м, длина его достигла 990 м, при средней ширине 150 м. После основного извержения в течение двух месяцев отмечались повторные, постепенно затихающие импульсы, иногда сопровождавшиеся самовоспламенениями газов.

Возможно, вспучивание массивов с образованием систем радиальных и концентрических трещин предвещает сильные извержения и его следует рассматривать в качестве универсального предвестника катастрофических событий. В этом плане привлекает внимание, например, участок аномального воздымания грунта, наблюдающийся в последнее время в береговой зоне Азовского моря у мыса Каменный. Здесь нельзя исключать возможности мощного извержения.

Подобные масштабные события, вне всякого сомнения, многократно проявлявшиеся в течение геологической истории, не могли не оставить заметных следов в разрезах плейстоценовых отложений, как

в собственно грязевулканических, так и в сопряженных с ними образованиях других генетических типов. До настоящего времени этому вопросу не уделялось достаточного внимания исследователями. В частности, насколько нам известно, не разработаны четкие идентификационные признаки катастрофических извержений в плейстоценовых осадках. Сейчас можно лишь констатировать, что в некоторых разрезах обнаруживаются эти признаки, например, в виде оплавленных или обожженных фрагментов, включений крупных блоков инородных пород и т.д.

Одним из районов возможного наличия следов катастрофического извержения является южное побережье Азовского моря на юго-восточных склонах Тиздарской антиклинальной гряды. Этот район широко известен благодаря уникальному местонахождению – стратотипу Таманской фауны млекопитающих – Синей Балке. В последние годы еще большее внимание привлекает обнаружение здесь группой исследователей во главе с В.Е. Щелинским археологических артефактов раннего палеолита (Щелинский и др., 2008, и др.). Все геологические разрезы связаны с абразионно-оползневой уступом высотой до 37 м. Последние их описания и схемы строения приведены в публикациях А.Е. Додонова и др. (2008) и, частично, С.А. Несмеянова и др. (2010). В 2012 г. в связи с активной абразией моря и появлением новых обнажений, Я.А. Измайловым, по приглашению и при активном участии В.Е. Щелинского, проведено обследование 3-км участка берегового уступа от г. Тиздар до пос. Пересыпь. Основной особенностью строения клифа является наличие моноκлиально залегающих мио-плиоценовых отложений (от понта до куяльника), образующих своеобразный «нижний структурный этаж». В верхней части уступа они перекрыты более полого залегающими морскими, аллювиальными и субаэральными осадками нео- и эоплейстоцена, образующими подобие «верхнего структурного этажа». В зоне обследования можно наблюдать два грязевулканических массива, разделенных моноκлиальной толщей: западный (малый), прослеживающийся вдоль берега на протяжении около 100 м, и центральный, основной, – не менее чем на 400 м. Предыдущими исследователями эти отложения часто ошибочно определялись как «куяльницкие глины», хотя наличие крупного грязевулканического массива на данном участке было показано на геологических картах еще несколько десятилетий назад. Отложения главного массива местами занимают весь уступ, а местами перекрыты субаквальными осадками эоплейстоцена. В центральной его части на клифе можно наблюдать несколько крупных (до 10 и более метров) инородных песчано-глинистых



блокообразных включений в грязевулканические отложения. Они имеют угловатые очертания с резкими контактами, по которым местами наблюдаются затеки брекчий, разнонаправленную ориентацию, иногда состоят из нескольких крупнопадающих слоев. При наших исследованиях эти образования получили название «ксенолитические пакеты». По литологическим признакам осадки, заключенные внутри некоторых пакетов, весьма близки к залегающим «in situ» по периферии грязевулканического массива в прибровочной части клифа эоплейстоценовым отложениям. Они представляют собой подобие крупных глыб, отколотых от материнского массива и полностью заключенных внутри «сопочных брекчий». Как показали впервые выполненные в процессе археологических работ детальные расчистки, основное

местонахождение отложений, содержащих остатки млекопитающих Таманского комплекса и раннепалеолитические артефакты (как памятник оно получило название «Богатыри») представляет собой один из таких ксенолитических пакетов. По ряду признаков пакеты отличаются от оползневых блоков. Наиболее приемлемым представляется механизм их образования в результате взрывного взламывания купола грязевулканического диапира на фрагменты с последующим заполнением окружающего пространства продуктами извержения. В свете изложенных выше данных об особенностях современного катастрофического вулканизма, этот механизм вполне логично объясняет образование ксенолитических пакетов обследованного разреза. Более детальное обоснование предполагается сделать в процессе продолжения работ.

### Список литературы

1. Губкин И.М. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтегазоносностью / Избранные сочинения. М.: АН СССР, 1950. Том.1. С. 495–523.
2. Додонов А.Е., Тесаков А.С., Симакова А.Н. Таманское местонахождение фауны млекопитающих Синяя Балка: новые данные по геологии и биостратиграфии // Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Ростов-на Дону: ЮНЦ РАН, 2008. С. 53–57.
3. Несмеянов С.А., Леонова Н.Б., Воейкова О.А. Палеоэкологическая реконструкция района Богатырей и Синей Балки // Древнейшие обитатели Кавказа и расселение человека в Евразии. Спб.: Петербургское востоковедение, 2010. С. 47–61.
4. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е.Ф. Шнюков, В.М. Шереметьев, Н.А. Маслаков [и др.]. Краснодар.: ГлавМедиа, 2005. 176 с.
5. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И. Опасное Черное море. Киев.: Карбон ЛТД, 2000. 448 с.
6. Огненное извержение вулкана Карabetова гора, 2000 г: сценарий события, продукты извержения, минералогия и петрография плавленых пород / Е.Ф.Шнюков, Э.В. Сокол, Е.Н. Нигматуллина [и др.] // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М.: РАН, 2009. № 4. С. 53–70.
7. Щелинский В.Е., Додонов А.Е., Байгушева В.С. и др. Раннепалеолитические местонахождения на Таманском полуострове (Южное Приазовье) / Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008. С. 21–28.

**ПРИЧИНЫ И ЭТАПЫ  
ОБВОДНЕНИЯ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ  
(ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ) ЗОНЫ  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ** | **THE REASONS AND STAGES  
OF WEST SIBERIAN PLAIN'S  
PERIGLACIAL ZONES  
INUNDATION**

**А.Г. Илларионов**

*Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия  
geo@uni.udm.ru*

**A.G. Illarionov**

*Udmurt State University, Izhevsk, Russia*

1. Палеогеография четвертичного периода Западно-Сибирской равнины – крупнейшей морфоструктуры Азиатского материка – остается до сих пор весьма дискуссионной. Наряду с нерешенными вопросами, касающимися масштаба и характера четвертичных оледенений региона, остроту этой дискуссии придает одно из величайших творений природы – сквозная Тургайская ложбина, соединяющая между собой низкие равнины Западной Сибири и Турана. Эта крупная, морфологически четко выраженная эрозионная форма прослеживается от низовий Иртыша до побережья Аральского моря на протяжении почти 1500 км.

2. Еще на заре прошлого века, первые исследователи края высказали точку зрения о происхождении Тургайской ложбины в результате стока талых ледниковых вод Западной Сибири в Арало-Каспийский бассейн. Эти интуитивные представления как реальную возможность в конце 30-х годов подтвердил И.П. Герасимов, изучая геоморфологию Турана. Он выявил интересный парадокс – факт неоднократного широкого обводнения равнин Турана в четвертичное время при общей сохранности климатической обстановки его территории в условиях семиаридного и аридного климата. Обводненность равнин в этой обстановке он увязал «со стоком вод, принесенном извне». Одним из поставщиков этого стока могла быть Тургайская ложбина.

3. Со времени установления этого явления резко выросла степень геологической и геоморфологической изученности региона. Обсуждение упомянутой проблемы после 50-х годов XX века перешло на фактическую основу, полученную в результате геолого-съёмочных работ и специальных тематических исследований. Новые факты, весьма интересные в отдельности, к сожалению, не привели к построению целостной, непротиворечивой палеогеографической картины. Коррелятно числу новых данных росли варианты их интерпретаций о происхождении и возрасте сквозной Тургайской ложбины и ее роли в обводнении равнин внеледниковой зоны (С.А. Архипов, В.И. Астахов, А.А. Бобоедова,

И.А. Волков и В.С. Волкова, П.П. Генералов, М.Е. Городецкая, И.Л. Зайенц и Р.З. Кубринский, А.Г. Илларионов, П.Я. Кошелев, Г.И. Лазуков Б.А. Николаев, А.П. Сигов, А.Л. Яншин и др.).

4. Восстановление полного и объективного сценария палеогеографической обстановки в плейстоцене в пределах Западной Сибири опирается в полноту геологической, прежде всего, стратиграфической летописи. В ней еще много противоречиво трактуемых и, более того, отсутствующих страниц. В этих условиях воссоздание палеогеографической картины плейстоцена на этой обширной территории возможно только на вероятностном уровне.

5. Автор доклада, по материалам своих исследований в 60–70-ых гг. и на основе анализа публикаций последующих лет рассматривает возможные причины и этапы обводнения внеледниковой (перигляциальной) зоны Западно-Сибирской равнины, Тургая и Приаралья.

Изучение рельефа и коррелятных осадков однозначно свидетельствует, что геоморфологический облик этих регионов сформировался в плейстоцене на фоне реликтовых черт рельефа предшествующих геологических этапов и, в основном, под воздействием флювиальных процессов. Проявление последних, как и везде, контролировалось тремя основными факторами – режимом новейших тектонических движений, климато-ландшафтными условиями и свойством размываемого субстрата. Режим первых определялся геодинамикой обновленных структур Урала и Казахского щита, зависящей, в свою очередь, от коллизионных процессов в Альпийско-Гималайском орогенном поясе. Большой изменчивостью отличались климато-ландшафтные условия в цикле «межледниковье – оледенения». Они определяли спектр и интенсивность рельефообразующих процессов. Возможность разнообразного сочетания основных факторов флювиального рельефообразования и осадконакопления создавало ситуации, в которой один из них приобретал некоторые черты избыточности, сы-

гравшие решающую роль в выведении эрозионных систем из состояния динамического равновесия и служившие толчком для перестройки их структуры и рисунка.

6. Обособление Тургайского плато от сопряженных равнин Западной Сибири и Турана как обращенной (инверсионной) морфоструктуры началось в раннем плиоцене. С этого времени на пути возможного стока вод Иртышского бассейна в Арало-Каспийский бассейн сформировался орографический барьер – Тургайский порог. В сквозной ложбине ему соответствует ныне мертвая, лишенная стока Убагана-Тургайская часть, расположенная между 51–52° с.ш. Она воспринимается как внутриложбинный водораздел и известна еще под названием «Тургайские ворота». Порог меньшего масштаба, обусловленный Акшийским поднятием, вплоть до позднего плейстоцена, разделял бассейны Тургая и Иргиза. В сквозной Тургайской ложбине этому порогу соответствует ее наиболее узкая часть – Туемойнакская горловина. Преодоление сквозной Тургайской ложбиной упомянутых порогов – это явление уникальное по своей природе. Приемлемое объяснение этого явления возможно только на основе анализа климато-ландшафтной обстановки плейстоцена.

7. Дискуссия о масштабах и характере оледенений приполярных областей Западной Сибири продолжается до сих пор. Однако неоспоримо доказанным фактом является установление колебательного изменения климата, сопровождавшегося неоднократным чередованием теплых (межледниковых) и холодных (ледниковых) эпох. Этот факт служит фундаментальной основой для решения многих ключевых вопросов палеогеографии плейстоцена. Однако, некоторые устоявшиеся представления, позиционирующие внимание исследователей как на аксиомы, нуждаются в более доказательной базе. Так, к ним, в частности, относится сопоставление времени обводнения внеледниковых областей с эпохами оледенений. Эти представления плохо увязываются с общей климато-ландшафтной обстановкой перигляциальных областей, а главное оставляют вне поля зрения корреляцию палеогеографических событий на территории развития ледниковых щитов. Поэтому многие вопросы, касающиеся колебания уровня Арктического бассейна в связи с климатическими изменениями в плейстоцене; причины и время образования глубоких каньонов на шельфе Карского моря и на территории приморских равнин; связь погребенного тальвега ложбины с днищами этих каньонов остаются на сегодняшний день открытыми.

Тем не менее, факт широкого и неоднократно обводнения внеледниковых областей Западной Сибири, Тургая и Приаралья является общепри-

знанным. Я полагаю, что характер обводнения этих территорий и причины его обуславливающие в течение плейстоцена менялись. В среднем плейстоцене широкое обводнение равнин в значительной степени контролировалось региональными факторами, хотя и происходило на общем фоне глобального изменения климатических условий. Такими региональными факторами, предопределившими причину широкого обводнения территории были: 1) небольшая глубина вреза речных долин тобольской эпохи; 2) исключительно плоский характер рельефа исходных эоплейстоценовых аккумулятивных равнин; 3) резко выраженный характер смены перстративной фазы развития русловых процессов на констративную фазу; 4) мощная криолитозона, установившаяся в эпохи среднеледниковых оледенений (самаровской и тазовской). Особенно важными для обводнения низких равнин было влияние двух последних факторов.

8. В эпохи оледенений существенно трансформировались эрозионно-аккумулятивные процессы в руслах рек. Вследствие резкого оживления склоновых процессов (солифлюкции, делювиального смыва) многократно возрастал сток наносов. Начинаясь повышенная их аккумуляция в пределах пойменно-руслового комплекса. Перстративная фаза развития русловых процессов, характерная для межледниковий в эпоху оледенений замещалась констративной фазой. Как следствие происходило значительное вертикальное смещение всего пойменно-руслового комплекса и, при незначительных амплитудах предшествующего эрозионного вреза, выход его на низкие междуречья. Затяжное половодье и плоский рельеф междуречий приводил к затоплению их обширных пространств. Классическое описание этого явления на примере Ишимской равнины дано в работе Е.В. Шанцера и Т.Н. Микулиной (1967). Сходное явление на Кустанайской равнине еще ранее было отмечено Г.Е. Быковым (1938) и В.В. Лавровым (1948).

Другой причиной широкого обводнения территории перигляциальных равнин была криолитосфера, появлявшаяся в эпохи оледенений в верхней части земной коры. Таяние ее сезонно-активного слоя очень неравномерное в связи с краткосрочными и вековыми флуктуациями климата в некоторые фазы оледенений и особенно в начале межледниковий сопровождалось высвобождением значительного объема воды. На плоских равнинах формировалось большое количество неглубоких, эмбриональных водоемов, занимавших значительную часть их территорий. Функционирование этих водоемов оставило в современном рельефе толщу маломощных осадков с признаками их аккумуляции в субаквальной среде.

Таким образом, флювиальные системы в эпохи среднеплейстоценовых оледенений характеризовались определенной избыточностью стока, генетически связанной однако не влиянием ледниковых покровов, а спецификой климато-ландшафтной обстановки перигляциальных областей. Следы деятельности стока этого времени наблюдаются на обширных пространствах низких равнин как Иртышского, так и Аральского бассейнов. Структура и рисунок гидросети среднего плейстоцена не препятствовали частичному и кратковременному сбросу стока Иртышского бассейна в Приаралье.

9. Иной была причина и картина обводнения внеледниковой области в позднем плейстоцене. Это время образования сквозной Тургайской ложбины. Она образовалась в два этапа. В начальный этап – во время формирования «липовской» террасы Тобола – произошел прорыв Туемойнакского порога и объединение рек Тургайского и Иргизского бассейнов в единую систему. Во второй этап образовался тальвег ложбины, погребенный под мощной толщей не только субаквальных, но и субаэральных осадков.

Образование тальвега ложбин связано со стоком, имеющим южное направление. Это было убедительно доказано еще в работах А.А. Бобоедовой (1966, 1979). В дополнение к ее материалам привожу полученные мною новые данные. Это, прежде всего, установление реликтовой асимметрии склонов ложбины планетарного типа. Она однозначно

свидетельствует о южном направлении водотока, сформировавшего тальвег ложбины. Планетарная асимметрия, как установлено, возможна при объеме стока не менее 1000 м<sup>3</sup>/с. Тальвег ложбины был выработан в фазу активного инстративного развития русловых процессов. Притоки ложбины не успевали за ее быстрым врезом; их тальвеги в устье имеют висячий характер. Ложбина не пережила перстративную фазу развития русловых процессов – инстративное осадконакопление почти сразу сменилось на констративное. Произошло быстрое заполнение ложбины аллювиально-озерными, озерными и склоновыми осадками.

Морфология ложбины и заполняющие ее осадки указывают на катастрофическое проявление стока. По своему происхождению, как справедливо полагают некоторые исследователи, она представляет собой типичный спиллвей. По моим представлениям образование Тургайского спиллвея связано с глубоким позднеплейстоценовым внедрением вод Арктического бассейна в пределы суши. Это произошло во второй половине позднего плейстоцена. Единственная радиоуглеродная датировка (Астахов, Гросвальд, 1978), полученная из нижней части разреза осадков, залегающих на погребенном тальвеге ложбины, не противоречит подобной интерпретации происхождения и возраста Тургайской ложбины. Однако корреляция палеогеографических событий в позднем плейстоцене в ледниковой и внеледниковой областях Западной Сибири требует дальнейшего изучения.



О НАХОДКЕ МАМОНТА | ABOUT THE FINDING OF MAMMOTH  
В БЕЛОКАЛИТВИНСКОМ РАЙОНЕ | IN THE BELAYA KALITVA DISTRICT OF  
РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ | ROSTOV REGION

И.А. Казанов<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Белокалитвинский политехнический техникум, Белая Калитва, Россия  
kazanovia@mail.ru

<sup>2</sup>Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия  
vvtitov@yandex.ru

I.A. Kazanov, V.V. Titov

<sup>1</sup>Belaya Kalitva polytechnic technical school, Belaya Kalitva, Russia  
<sup>2</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

В конце 1980-х гг. на северо-восточной окраине х. Крутинский Белокалитвинского района Ростовской области (48°14' с.ш., 40°55' в.д.) местными жителями были обнаружены остатки мамонта. К сожалению, о находке долгое время ничего не было известно, и лишь усилиями работников Белокалитвинского краеведческого музея (БКИКМ) удалось сохранить небольшую часть костных остатков.

Местонахождение расположено на левом берегу р. Калитва, в русловой части небольшой балки. Полный или фрагментарный скелет слона находился в суглинистом слое буровато-коричневого цвета.

В данной работе использованы следующие материалы: фрагмент верхней челюсти с сильно стёртым коренным зубом (М3) сравнительно хорошей сохранности (рис. 1) и шейные позвонки (рис. 2) – все образцы принадлежали одной особи. Измерение толщины эмали производилось микрометром на окклюзионной поверхности в местах, где измерение возможно с минимальными искажениями вследствие стёртости.

### Описание

Образец БКИКМ-КП № 2802-ЕНП – фрагмент верхней челюсти с М<sup>3</sup> (рис. 1). Амплитуда складчатости эмали характерна для рода *Mammuthus*. Формула зуба – 9t, все сохранившиеся пластины затронуты стиранием, рисунок которого ближе к меридионалоидному типу. Ширина коронки – 86 мм, длина фрагмента зуба – 182 мм. Средняя толщина эмали – 2,95 мм. Эмаль слабоволнистая: на 10 мм – 4–5 складок. Расстояние между межпластинными промежутками увеличивается от 4 до 7,7 мм в заднем направлении. Частота пластин: 8 на 10 см.

У позвонков шейного отдела повреждены спинные дуги и остистые отростки (рис. 2). Позвонки характеризуются постепенным сужением нервных дуг в каудальном направлении. Тела позвонков округлой формы, слегка вытянуты дорсально-вентрально. Краниальные сочленовные фасетки имеют форму окружности и выпуклы. Каудальные сочленовные фасетки вогнуты.

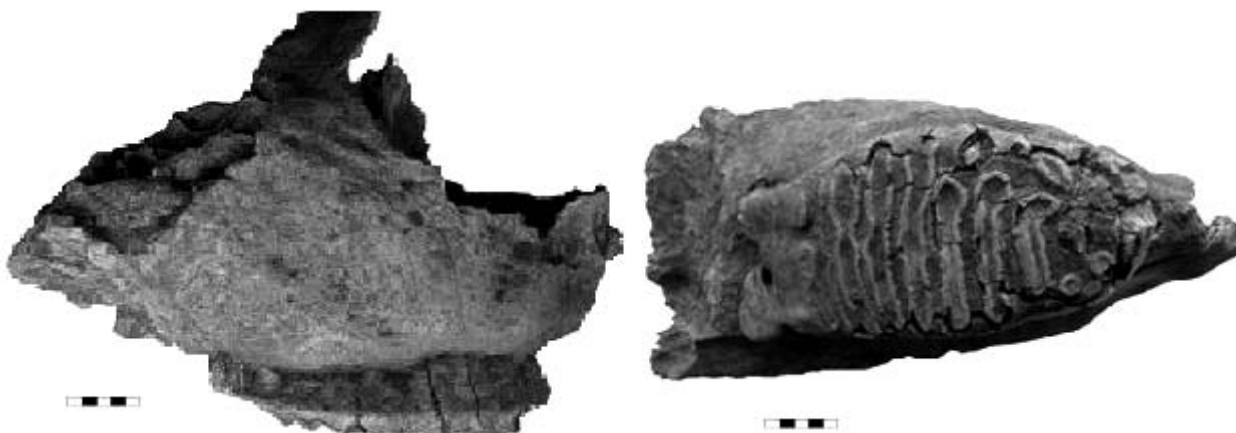


Рис. 1. Фрагмент верхней челюсти с М<sup>3</sup> вид сбоку и снизу (БКИКМ-КП № 2802-ЕНП)



Рис. 2. Шейные позвонки БКИКМ-КП № 2804/1-ЕНП (слева) и БКИКМ-КП № 2804/2-ЕНП (справа), краниальный вид

Промеры шейного позвонка БКИКМ-КП № 2804/1-ЕНП (в мм)

Высота тела позвонка	162,0
Поперечный диаметр тела позвонка	132,0
Длина тела позвонка, вентральная	44,0
Длина тела позвонка, дорзальная	37,5
Ширина спинномозгового канала (около основания)	93,0

Промеры шейного позвонка БКИКМ-КП № 2804/2-ЕНП (в мм)

Высота тела позвонка	158,0
Поперечный диаметр тела позвонка	151,0
Длина тела позвонка, вентральная	44,5
Длина тела позвонка, дорзальная	33,4
Ширина спинномозгового канала (около основания)	84,0

**Выводы**

Определение видовой принадлежности производилось на основании сравнения морфологии

заднекоренных зубов (Дуброво, 1960; Гарутт, 1977). Сравнение с географически близкорасположенным из местонахождения г. Каменск материалом *Mammuthus primigenius* (Байгушева, 1980) позволило провести аналогии между образцами в складчатости и толщине эмалевого слоя и частоте пластин. Полученные данные свидетельствуют, что данный образец существенно не отличается от *Mammuthus*, в связи с чем, вероятнее всего, отождествить белокалитвинского слона с представителями этого рода, идентифицировав его как *Mammuthus* sp. Значительная степень стёртости не позволяет дать более точное определение. Однако по комплексу признаков мы предполагаем принадлежность данной находки к ранней форме *M. primigenius*. Палеонтологические данные из Ростовской области демонстрируют, что этот район, как один из северокавказских регионов, на протяжении первой половины позднего плейстоцена был областью постоянного распространения мамонтов.

**Список литературы**

1. Байгушева В.С. Мамонт *Mammuthus primigenius* Blum. левобережья Северского Донца // Труды Зоологического института АН СССР, 1980. Т. 93. С. 75–80.
2. Гарутт В.Е. Зубная система слонов в онтогенезе и филогенезе // Труды Зоологического института АН СССР, 1977. Т. 73. С. 3–35.
3. Дуброво И.А. Древние слоны СССР // Труды Палеонтологического института АН СССР, 1960. Т. 85. С. 1–78.

# КЛИМАТИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН МАЛОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ | CLIMATIC PHENOMENON OF SMALL ICE EPOCH

**С.П. Казьмин**

*Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия  
s\_kazmin@ngs.ru*

**S.P. Kazmin**

*Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia*

В последние годы появилась литература, затрагивающая важнейшую палеоклиматическую проблему – Малую ледниковую эпоху (МЛЭ), которая протекала целиком в историческое время, т.е. «на памяти» человечества. Получены весьма важные данные о природном изменении гидро-термического баланса земной поверхности на протяжении этого последнего похолодания. Наиболее ранние фактические данные об этом похолодании известны в Западной Европе. Оно продолжалось от 1450 до 1850 гг., т.е. около 400 лет. Перед ним был длительный период относительно сухого и тёплого климата, близкого к современному. Значит, это похолодание было самостоятельным и не являлось окончанием субатлантического периода голоцена, широко известного палеоклиматологам. На территории Западной Сибири и всей Северо-Восточной Азии геологические образования МЛЭ выявлены как в равнинной части, так и в пределах Алтайской горной страны (Шнитников, 1963; 1982; Казьмин, Волков, 2010; Казьмин, 2011; и др.). Охарактеризованы подобные отложения в пределах бассейна Амура и всего Дальневосточного региона (Базарова, 2012). Известная Новокаспийская трансгрессия Каспия (Волков, Кошечкин, 1960) также хронологически совпадает с периодом МЛЭ. Следовательно, теперь можно уже считать твёрдо установленным, что названное похолодание охватывало всю Евразию, т.е. территории всего Старого света. Оно носило глобальный характер, и было позже конца субатлантического периода голоцена, принятого в палеоклиматических схемах.

В своих многочисленных исследованиях автор уделял существенное внимание изучению изменения климата в пределах Западной Сибири. Наблюдения и учёт литературных данных ясно показали, что климат недавнего прошлого в южной семиаридной полосе Западной Сибири отличался от современного (Казьмин, Волков, 2010; Казьмин, 2011). Это особенно заметно по характеру гидрологических процессов, состоянию озёр и стоку местных рек. Большинство крупных водоёмов в этой полосе Западной Сибири имели более высокий уровень, по сравнению с современным. Таковы

оз.Убинское и система озёр Чаны в Барабе, оз.Чаглы на СВ Кокчетавской возвышенности, система озёр Салтаим и оз.Чёрное на Ишим-Тобольском междуречье. Они не только имели высокие уровни, но были также сточными. Избыток вод озёра сбрасывали по мелким местным речкам. Оз.Убинское по рч.Угурманка, оз. Чаны – из Юдинского плёсса на запад в оз. Курумбельское (Шнитников, 1982), оз. Чаглы – по р.Чаглинка в сторону Иртыша, оз.Чёрное – на север по рч. Камышловка в верховьях Вагая и на запад по долине Емуртлы (Волков и др., 1969).

Конец XIX-го в., XX в. и начало текущего столетия являлись временем единого снижения уровней озёр и сокращения стока местных рек. Уровни водоёмов понизились, а сток местных водотоков сократился (Шнитников, 1982). Большинство названных крупных озёр стало бессточными. Так, например, оз. Убинское не только стало бессточным, но и почти высохло. Система оз. Чаны значительно понизила уровень и также сократила площадь водной поверхности. Именно поэтому было отчленено обширное Юдинское плёссо дамбами и усохло, обратившись в солончак. Усохли и многие мелкие озёра ныне семиаридной зоны Западной Сибири. Это общее усыхание охватывало в основном время XX-го века.

Надёжно выявленные в семиаридной зоне Западной Сибири факты увлажнения климата времени МЛЭ подтверждаются и наблюдениями в иных регионах. Прежде всего, это исследования Горного Алтая. В этой горной стране выявлены не только явления увлажнения климата, но также и непосредственные данные его похолодания. Исключительно показательными и важными являются исследования В.А. Панычева в Южночуйском хребте Алтая. В верховьях троговой долины р. Тары им был изучен ледник в верховьях этой долины. Современный край этого ледника находится в состоянии некоторого отступления. Вблизи края ледника дно долины дугообразно пересекается моренной грядой. Указанная морена формировалась в два этапа – древнего и новейшего. Каменный материал древнего этапа покрыт лишайниками, а новейшего

этапа от них полностью свободен. Этот этап явно имеет «исторический» возраст в отличие от древнего «доисторического».

Новейший этап последнего продвижения ледника, оставившего морену, есть все основания считать геологическим образованием последнего похолодания климата, т.е. МЛЭ. Именно в то похолодание произошло некоторое понижение снеговой границы. В результате этого надвигания и сформировалась новейшая часть морены трога. Ввиду того, что морена древнего этапа геоморфологически едина с таковой новейшего этапа, ясна причина этого похолодания: похолодание, как и продвижение ледника имело два этапа время единого общего похолодания. Эти особенности колебаний климата, как будет показано далее, характерны и для иных регионов МЛЭ.

Дно трога между современным краем ледника и новейшей частью гляциальной гряды, не покрытой лишайниками, является ярким аналогом приледниковой высокогорной тундры, известной в Альпах, как луга стадии Фернау исторического продвижения ледников. Если это так, то приледниковая тундра трога Тары Южночуйского хребта есть альпийская «историческая» стадия Альп. Следовательно, эта стадия имела глобальный характер, т.к. она проявилась в пределах всего Старого света Земли. Она образовалась именно во время МЛЭ.

Другим обширным регионом, в котором установлено увлажнение климата времени МЛЭ является бассейн Амура. В развёрнутой статье (Базарова, 2012) убедительно показано, что на Дальнем Востоке в это время произошло увлажнение и некоторое похолодание климата. Это наблюдалось также и на территории Японии.

История увлажнения МЛЭ полнее всего изучена в регионе Каспийского моря. Время, предшествующее началу МЛЭ ознаменовалось длительным периодом снижения уровня Каспия, которое началось позже максимума хвалынской трансгрессии. Это ясно по строению осадков района Западных подступных ильменей. Верхний горизонт морских осадков хвалынской трансгрессии, известной как «шоколадные глины», чаще всего слагает низкий цоколь бугров Бэра. Основная часть этих бугров сложена так называемой «бугровой толщей» континентального генезиса. Эти косослоистые песчаные осадки влекомого эолового наноса формировались при уровне моря, более низком, чем теперь. Время, предшествовавшее началу новокаспийской трансгрессии, выделено как мангышлакская регрессия Каспия. Тогда уровень моря был близок к минус 50 м. Пока время конца мангышлакской регрессии не имеет надёжных  $C^{14}$  дат. Начало новокаспийской трансгрессии, т.е. периода начала поднятия уровня

моря позже конца мангышлакской регрессии, тоже не датировано радиоуглеродным методом. Тем не менее, можно уверенно предполагать, что этот последний плювиал Каспия начался одновременно с началом МЛЭ, т.е. около 1450–1400 лет назад.

Время максимума новокаспийской трансгрессии Каспия охватывало последний плювиал. Хотя, начало этого плювиала пока в районе Каспия не датировано, всё-таки оно видимо, близко к XIV веку (Волков, Кошечкин, 1960), т.е. совпадало с началом МЛЭ. С опорой на исторические данные высокий и максимальный уровни трансгрессии охватывали время всего средневековья. Спад этой трансгрессии от уровня близкого к максимальному, начался в XIX веке.

Конец высокого стояния уровня Каспия прослежен по картографическим материалам и метеорологическим наблюдениям. Изучение автором старых карт ЮВ части Русской равнины, в частности «трёхвёрстки» и иных карт, изданных до ВОВ, показало, что уровень Каспия в начале XX-го века был несколько выше, чем даже в середине этого века (Атлас РККА, 1938). На этих картах залив Комсомолец и его восточное продолжение залив Кайдак представляли собой акваторию моря. Ныне это суша. Нижняя ступень рельефа региона бугров Бэра, западных и восточных «подступных ильменей», представляющая ранее мелководную северную часть Каспия, также стала сушей (Волков, Кошечкин, 1960). Это подтверждают и иные данные (Скриптунов, 1998).

Исследования автора с использованием литературы позволяют заключить, что климат семиаридных регионов страны существенно изменился во время МЛЭ. Он стал значительно более влажным по сравнению с климатом, предшествующим и последующим за завершением этой эпохи. МЛЭ является общепланетарным климатическим событием конца послеледниковья и исторического времени. Причиной этого события было некоторое уменьшение астрономического притока энергии к земной поверхности (АПЭ). В семиаридной полосе Северного полушария ясно выявлено некоторое увлажнение климата и смещение границы холодного пояса избыточного увлажнения на юг, от полюса к экватору.

XX век ознаменовался некоторым увеличением АПЭ. Произошло смещение границы холодного пояса избыточного увлажнения Северного полушария на север, от экватора к полюсу. Следовательно, МЛЭ не связана с антропогенным фактором, который являлся лишь сопутствующим процессом основному природному изменению климата. Это изменение климата – яркое проявление Периодического закона географической зональности (Григорьев, Будыко, 1956). Особенно



важно отметить, что завершение похолодания МЛЭ, сопровождалось существенным иссушением семиаридной полосы всей Европы и Сибири. Этот процесс отразился на погодных условиях тёплого периода года, т.е. времени процесса получения урожая сельскохозяйственных культур. Участились сезонные проявления засушливых периодов и, как следствие снижение урожая. Оценки причин этих погодных явлений чаще всего связывались и связываются только с антропогенным влиянием

на погодные явления. Эти ошибочные представления не учитывают должным образом особенностей иссушения климата. Оно было связано с естественным природным изменением гидротермического баланса земной поверхности. Только с изучением всего периода МЛЭ, в особенности времени её окончания, могут быть выявлены реальные причины антропогенного влияния на климат, а также намечены и выполнены необходимые мелиоративные мероприятия.

### Список литературы

1. Атлас командира РККА. М.: Генеральный штаб РККА. 1938.
2. *Базарова В.Б.* Малый ледниковый период в бассейне Амура // Материалы Междун. научн. конф. «Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии» (Иркутск, 17–21 сентября 2012 г.). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. 2012. Т. 2. С. 6–8.
3. *Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И.* Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1969. 332 с.
4. *Волков И.А., Кошечкин Б.И.* О новейшей трансгрессии Каспия // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. 1960. Т. X. С. 12–21.
5. *Григорьев А.А., Бudyко М.И.* О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 1. С. 129–132.
6. *Казьмин С.П.* Природный геологический эксперимент Малой ледниковой эпохи // Материалы VII Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», (12–17 сентября 2011, г. Апатиты). Апатиты; СПб, 2011. Т. 1. С. 241–244.
7. *Казьмин С.П., Волков И.А.* Увлажнение семиаридной зоны Западной Сибири времени Малой ледниковой эпохи // Антропогенная трансформация природной среды: матер. междун. конф. (18–21 октября 2010 г., г. Пермь). Пермский ун-т, 2010. Т. 1. Ч.1. С. 344–350.
8. *Скриптунов Н.А.* Режим уровня Каспийского моря // Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря (Сб. научн. ст.). М.: ГЕОС. 1998. С. 31–39.
9. *Шнитников А.В.* Озёра Западной Сибири – индикаторы колебаний общей увлажнённости их бассейнов // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. 1963. Т. XV. С. 4–74.
10. *Шнитников А.В.* История бассейна в эпоху позднего голоцена и историческое время // Пульсирующее озеро Чаны. Л.: Наука. 1982. С. 25–33.

## СУБАЭРАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ КУЛУНДЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КВАРТЕРА

## SUBAERAL FORMATION OF KULUNDA AS INDICATOR OF GLOBAL CLIMATIC CHANGES OF QUATERNARY

С.П. Казьмин<sup>1</sup>, И.А. Волков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия  
s\_kazmin@ngs.ru

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

S.P. Kazmin<sup>1</sup>, I.A. Volkov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia

Крупногрядовая равнина Кулунды является уникальным регионом Северного полушария Земли. Только в умеренном поясе Южного полушария в Австралии есть регион, близкий по геологическому строению к Кулунде. Еще в прошлом веке Кулунда естественно интересовала ученых-естествоиспытателей. Высказывались различные взгляды на историю формирования этого своеобразного региона, которые постепенно уточнялись по мере развития общих геологических и географических исследований. Среди наиболее ранних представлений верны мнения Б.А. Федоровича (Федорович, 1957), который считал, что этот регион имеет, в основном, субаэральный генезис и возник там, где поступающие с запада воздушные массы испытывали торможение. Здесь осаждался взвешенный золотый нанос, приносившийся этими воздушными массами. По мере дальнейшего развития геологических представлений многие ошибочные предположения отпадали, а высказанное мнение Б.А. Федоровича подтверждалось и детализировалось.

В настоящее время выяснилось, что крупногрядовая Кулунда целиком имеет преимущественно субаэральный генезис и формировалась на протяжении всего квартера. Крупногрядовый рельеф региона имеет преимущественно золовое происхождение и охватывает время конца палеомагнитной эпохи Матуяма и всей эпохи Брюнес (Гнибиденко, 2006). Толща осадков, слагающих крупные гряды Кулунды, имеет резко выраженное основание (Казьмин, 1997). Оно представлено грубозернистым аллювием (песком с галькой). Этот водоносный аллювий обнажен на дне оврага известного разреза Огурцово в Новосибирске и в обнажении Белово на левом берегу Оби в основании субаэральных осадков. Гипсометрически это основание аллювия подстилается регионально распространенной толщей третичных пород, верхняя часть которых представлена кочковской свитой эоплейстоценового возраста и более древними породами. Они вскрыты многими скважинами геологического картирования.

Исключительно важно подчеркнуть, что гипсометрически поверхность основания толщи, слагающей крупные гряды Кулунды, является прямым продолжением дна троговых долин гор Алтая. Это основание четко завершает длительный этап доледникового развития горных геологических процессов, единых с эрозионным разрушением горной страны Алтая и аккумулятивными водными процессами равнины, простиравшейся за пределами горной страны. Это время охватывало весь доледниковый кайнозой, а завершение его произошло лишь в ледниковом периоде. Вся толща отложений гряд Кулунды значительно моложе и отделена от поверхности ее основания весьма длительным хронологическим перерывом.

Поверхность основания толщи отложений Кулунды и по высоте естественных ее выходов и по положению в буровых скважинах мало отличается от высотного положения современных пологий Оби. Вся толща отложений гряд, включая и межгрядовые ложбины, возвышается над современным дном долины Оби. Она в целом образовалась в результате накопления взвешенного золотого наноса и генетически едина. Кулунда никогда не была плоским «плато», как это ошибочно предполагали многие исследователи в прошлом веке. Геологические съемки показали, что ложбины, разделяющие гряды не являются эрозионными долинами, расчленившими первоначально плоскую аккумулятивную равнину. Гряды и разделяющие их ложбины формировались одновременно в результате разной интенсивности золовой аккумуляции на грядах и в разделяющих их ложбинах. Слабые водотоки на дне этих ложбин (сезонные и постоянные) всюду вторичны по отношению к основным золовым элементам рельефа. Вся Кулунда представляет собой единое субаэральное образование, формировавшееся во время ледникового периода.

Отложения Кулунды и в естественных выходах и в керне многочисленных буровых скважин отражены на региональной стратиграфической схеме

как единая гетерохронная толща, формировавшаяся постепенно в виде последовательно налегающих друг на друга комплексов осадков (циклитов). Такой характер субаэрального осадконакопления типичен не только для региона Кулунды, но и всей субаэральной формации. В пределах Кулунды эта цикличность осадконакопления отражена особенно ясно.

Каждый цикллит, как это было установлено (Волков, 1971), формировался в виде различных климатолитов. Начало цикллита (первый климатолит) – накопление покрова эоловых осадков. Последующий (второй) климатолит – педогенез, третий (завершающий) климатолит – криогенез. С конца предыдущего и начала текущего века это мнение разделялось уже большинством исследователей (Казьмин, 1997; Velichko et al., 2003; Volkov, Volkova, 2003; и др.). Но и ошибочные мнения пока встречаются.

Изучение субаэральных отложений Кулунды не только выяснило её строение, но и оказало важное влияние на представления о ледниковом периоде в целом (Цикличность... 1980; 1987; Казьмин, 1997; и др.). Так, например, в пределах каждого цикллита Кулунды (её климатолитов) природная среда менялась от сухой степи с обитанием сурков и сусликов до тундры с многолетней мерзлотой, солифлюкцией и иными образованиями криогенеза.

Субаэральная формация Кулунды, её отложения представляют собой подобие своеобразной «летописи» квартера. Наиболее древние цикллиты этой летописи («окаменевшие илы») залегают внизу, а молодые вверху. Основными в формировании рельефа гряд и разделяющих их ложбин играли первые климатолиты. Именно они всегда формировали основную особенность строения рельефа в целом. Накопление эолового наноса было максимальным в верхней части увалов, уменьшалось на склонах и достигало минимума на дне ложбин. Так, высота гряд постепенно увеличивалась. Эти особенности осадконакопления выявлены ясно при изучении молодых цикллитов (Казьмин, 1997).

Как проходило и проходит образование цикллитов субаэральной формации квартера в Кулунде хорошо иллюстрирует разрез, изученный в ее центральной части близ города Краснозерское (Казьмин, Волков, 2010). В искусственной выработке в самой нижней части южного склона Карасукско-Баганской крупной гряды (увала) вскрыта верхняя часть субаэральных осадков позднего плейстоцена и голоцена. Ниже современного сибирского чернозёма залегает лёссовидный суглинок и супесь. Это – два первых климатолита верхнего (современного) цикллита. Чернозём – это второй климатолит, а лёссовидный эоловый осадок – первый климатолит. В основании лёссового

покрова нет никаких криогенных образований, оно весьма резкое. От нижней границы его вниз внедряются редкие тонкие трещины усыхания – безусловные образования аридного тёплого климата, более сухого, чем современный. Эоловые осадки данного разреза представляют собой последний, наиболее молодой покров позднечетвертичной субаэральной формации. Он выделен и охарактеризован  $C^{14}$  датами близ г. Искитима (Волков, 1980). Этот покров (ельцовский) образовался в начале потепления МИС 1, около 20 т.л.н. и позже. Чернозём, второй климатолит – современный педогенез.

В нижней части разреза вскрыт предыдущий цикллит субаэральной формации (Казьмин, Волков, 2010). Он представлен верхним климатолитом (криогенез). С резким денудационным срезом залегает темно-серый и почти чёрный суглинок, разбитый сетью широких морозобойных клиньев, заполненных черными затёками гумусированного суглинка существовавшей ранее почвы (т.е. второго климатолита – педогенеза). Первым климатолитом этого цикллита является тулинский покров субаэральных лёссовых осадков, на которых и образовался второй климатолит этого цикллита (педокомплекс).

В многочисленных природных разрезах Кулунды выше Новосибирска в левом обрыве долины Оби этот и более ранние цикллиты в полных выходах всюду представлены этим климатолитом полностью. Часто в верхнем слое этого третьего криогенного климатолита в массе встречаются норы землероев, г.о. сурков и сусликов. Полости их заполнены затёками чёрного гумусированного материала из ранее существовавшей чернозёмной почвы (второго климатолита – педогенного). Здесь ясно виден резкий и быстрый климатический переход от второго (педогенного) климатолита к третьему, криогенному (солифлюкция и другие образования криогенеза).

Современный уровень знаний позволяет сделать твердое заключение. Толща отложений Кулунды является древним эоловым наносом, формировавшимся циклично. Высоту и склоны увалов (гряд) наращивали первые климатолиты каждого цикллита (аридизация). Осадки покровов возникали, переносились и отлагались в воздушной среде. Данный вывод подготовил изучение цикличности, выяснение образования лёссовых отложений, дистанционные исследования ландшафтов и в особенности изучение геолого-геоморфологической основы ландшафтов. Дальнейшее изучение субаэральной формации квартера является необходимым дополнением общей концепции ледникового периода.

Климатические изменения формирования цикллитов и их климатолитов отражают колебания климата не только региона самой Кулунды, но и всего Старого света. На это указывает в общем

хорошее сопоставление строения субаэральной формации Кулунды с палеоэнергетической кривой SPECMAP (Jmbrie et al., 1984). Изменения природной среды в Кулунде во время последнего, незавершённого цикла протекают в основном сходно с теми, которые имели место и прежде. Время от 20 тыс. л.н. до 10 тыс. л.н. выделяется как первый климатолит (аридизация). Голоцен (10 тыс. л.н. – современность) следует выделять как второй климатолит (педогенез и активность биогенных процессов). В будущем климат будет ухудшаться. Настанет последний, третий климатолит (криогенез). В Кулунде вновь появится многолетняя («вечная») мерзлота. Эти изменения отражают всеобщую динамику природной среды ледникового периода и его энергетического фактора.

### Список литературы

1. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука. 1971. 254 с.
2. Волков И.А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 66–73.
3. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: «Гео», 2006. 161 с.
4. Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997. 46 с.
5. Казьмин С.П., Волков И.А. Климатические условия формирования покровных субаэральных образований Западной Сибири // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2010. № 2. С. 75–82.
6. Цикличность формирования субаэральных пород / Отв. ред. И.А. Волков. Новосибирск: Наука, 1980. 168 с.
7. Цикличность формирования субаэральных отложений (научные и прикладные аспекты проблемы) / Отв. ред. И.А. Волков. Новосибирск: Наука, 1987. 144 с.
8. Федорович Б.А. Вопросы палеогеографии Прииртышских равнин // Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четверт. периода 16–17 мая 1957 г. М., 1957. С. 26–29.
9. Jmbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of the marine  $d^{18}O$  record // Milankovitch and Climate. P 1: NATO ASL Ser.C.V. 126. Dordrecht: D. Reidel, 1984. P. 269–305.
10. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P. Chronostratigraphic and paleoclimatic significance of the loess-soil-cryogenic formation of the East European Plain // Loess and paleoenvironment, Moscow, May 26- June 1, 2003. М.: Publishing House «GEOS» (in English), 2003. P. 62.
11. Volkov I.A., Volkova V.S. Geological information from subaerial sequence as the basic direction in further study of Pleistocene // in the same place. P. 62–63.



**ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД  
К ИССЛЕДОВАНИЮ ПРОИСХОЖДЕНИЯ  
ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
И РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНЫХ  
УСЛОВИЙ ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ  
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

**GEOCHEMICAL APPROACH  
TO THE STUDY OF LOESS DEPOSITS  
ORIGIN, AND PALEOENVIRONMENT  
RECONSTRUCTION  
OF SOUTHERN RUSSIAN PLAIN  
IN PLEISTOCENE**

**П.И. Калинин, А.О. Алексеев**

*Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
kalinin331@rambler.ru*

**P.I. Kalinin, A.O. Alekseev**

*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia*

Геохимический подход к исследованию разновозрастных отложений представляет собой одну из самых динамично развивающихся областей в четвертичной геологии и палеоклиматологии. Геохимические параметры широко используются для решения многих задач, таких как определение источников лессообразования, интенсивности эолового переноса, определения климата и растительности в регионах осаднения и многих других (Калинин, 2009, 2011; Guo, 2010).

Целью работы являлось изучение изменений химического состава погребенных почв и лёссов для выявления особенностей почвообразовательного процесса и оценки природных условий в степной зоне юга Русской равнины в плейстоцене. Для этой цели с помощью метода рентгенофлуоресцентной спектроскопии был проведен сравнительный анализ химического состава разновозрастных лёссово-почвенных комплексов (ЛПК) (разрезы «Отказное», «Порт-Катон», «Шабельское» и «Мелекино»), расположенных на территории Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности.

Для палеогеографических реконструкций природной среды, а также оценки условий лессо- и почвообразования были использованы различные геохимические индикаторы процессов выветривания ( $ClA$ ,  $W$ ,  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$ ,  $Rb/Sr$ ), выщелачивания ( $Ba/Sr$ ), окисления ( $(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$ ), биологической активности и биопродуктивности ( $MnO/Al_2O_3$ ,  $MnO/Fe_2O_3$ ,  $(Fe_2O_3+MnO)/Fe_2O_3$ ), окарбонирования ( $(CaO + MgO)/Al_2O_3$ ), засоления ( $Na_2O/K_2O$ ,  $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ ,  $Na_2O/Al_2O_3$ ), степени однородности материала ( $TiO_2/Al_2O_3$ ,  $Zr/TiO_2$ ,  $((TiO_2/Zr)/(TiO_2/Nb))$ ), а также показатели, позволяющие провести количественные реконструкции атмосферной увлажненности.

Несмотря на то, что изученные лёссово-почвенные комплексы расположены в пределах двух различных орографических элементов, в целом, они имеют схожий химический состав с преобладанием  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $CaO$ . Однако существуют и не-

которые отличия. Так лёссовые горизонты разреза «Отказное» характеризуется повышенным содержанием  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  и более низким содержанием  $CaO$  и  $MgO$  по сравнению с лессами Приазовья.

Треугольная диаграмма  $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ , предложенная J. Konta (2009) для характеристики минералов в корах выветривания и почвах по их химическому составу, показывает, что изученные лёссы попадают в область «кварца разной степени сортировки», причем минеральный состав лёссовых отложений «Мелекино», который находится в самой западной точке района исследования, характеризуется именно плохо отсортированным кварцем. Кроме того, химический состав лёссовых отложений разреза «Мелекино» несколько отличается не только от лёссов разреза «Отказное», но и от двух других изученных приазовских лёссов. Он характеризуется повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $MgO$  и  $Zr$  и минимальными значениями  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$ .

Плохая сортировка кварцевых зерен и высокое содержание  $Zr$  в лёссовых горизонтах может говорить о том, что лёссообразующий материал поступал в зону аккумуляции из источника, который находился относительно близко. Это объясняется сортировкой зерен по размеру в процессе транспортировки и может рассматриваться как индикатор относительно короткой траектории пыли (Zhengtang, 2010).

Если посмотреть средние значения элементов в лессах в различные ледниковые периоды, то можно отметить общую тенденцию накопления  $SiO_2$  и  $Zr$  и уменьшения содержания  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  во всех изученных разрезах от более древних эпох к более современным. Это может говорить об активизации эолового переноса в более поздние эпохи плейстоцена.

В периоды активизации почвообразовательных процессов в межледниковые периоды в палеопочвах по сравнению с лёссовыми отложениями отмечается увеличение концентраций  $Fe$ ,  $Mn$ , которые интенсивно вовлекаются в биологический круго-

ворот, до 42 и 0,9 мг/г соответственно, и Rb, накапливающийся в результате активизации процессов выветривания, до 113 мкг/г. Также фиксируется увеличение средних значений коэффициентов выветривания ( $CIA \sim 76$ ,  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO) \sim 1,5$ ,  $Rb/Sr \sim 0,5$ ), выщелачивания ( $Ba/Sr \sim 2,3$ ), биологической активности и биопродуктивности ( $MnO/Fe_2O_3 \sim 0,023$ ,  $MnO/Al_2O_3 \sim 0,011$ ).

В целом, по показателю CIA лёссовые породы характеризуются как относительно слабыветрелые, формировавшиеся в умеренных климатических обстановках.

Показано, что в течение плейстоцена на территории юга Русской равнины существовали схожие условия осадконакопления с направленным сдвигом гидротермического режима с высокими влагообеспеченностью, биологической активностью и интенсивностью процессов выветривания,

к нарастанию аридизации и ослаблению процессов выветривания (Калинин, 2011).

Средние значения реконструированного по магнитным параметрам и показателю  $Y_{Rb}$  уровня атмосферной увлажненности в исследуемых районах колебались от 300 до 400 мм/год в ледниковые эпохи и от 400 до 600 мм/год в эпохи межледниковий. Наиболее гумидными условиями отличались эпохи лихвинского и рославльского межледниковий, наиболее аридными – микулинское межледниковье. Среди ледниковых эпох наибольший уровень атмосферной увлажненности отвечает окскому оледенению, наименьший – валдайскому оледенению на территории Терско-Кумской равнины и жиздренскому похолоданию на территории Азово-Кубанской низменности.

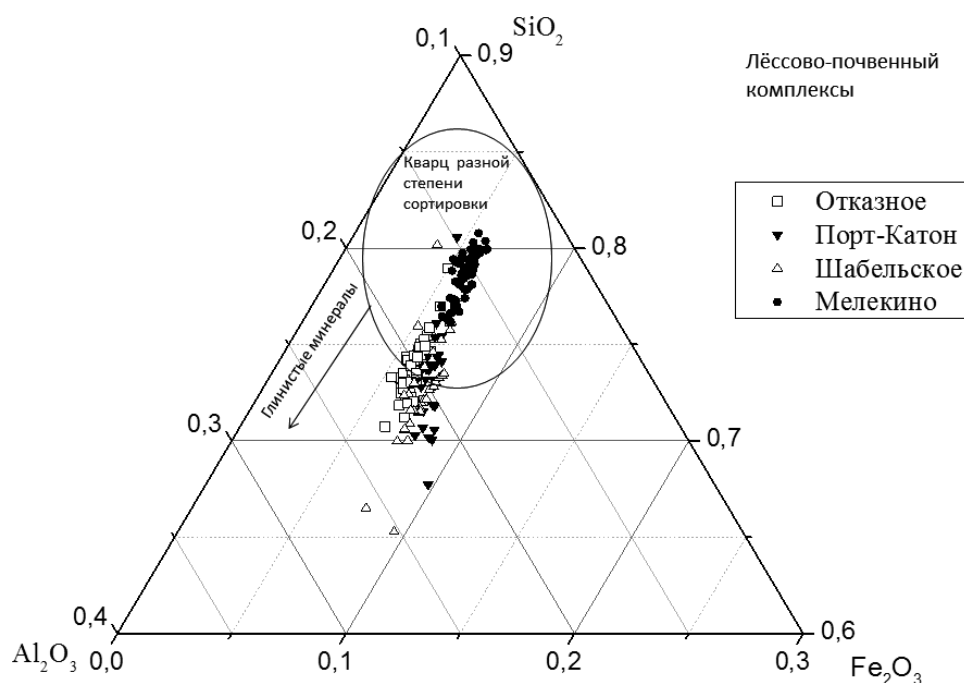


Рис. 1. Диаграмма ( $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $Fe_2O_3$ ) для характеристики особенности химического состава лёссов Азово-Кубанской низменности и Терско-Кумской равнины

#### Список литературы

1. Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины // Тр. науч. исслед. Ин-та геологии Воронежского государственного унта. 2009. Вып. 58. 140 с.
2. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-кумской равнины и Азово-кубанской низменности // Почвоведение, 2011, № 12. С. 1436–1453.
3. Kouta J. Phyllosilicates in the sediment-forming processes: weathering, erosion, transportation, and deposition // Acta Geodyn. Geomater., 2009. Vol. 6. No. 1 (153). P. 13–43.
4. Guo Zh. Loess geochemistry and Cenozoic paleoenvironments // Geochemical News 143, 28 April 2010.

## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В СТРОЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФЕ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

## NEOTECTONIC STRUCTURES AND THEIR IMPLICATION IN QUATERNARY DEPOSITS AND RELIEF WITHIN THE TERRITORY OF BELARUS

**А.К. Карabanов**

*Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Республика Беларусь  
karabanov@ecology.basnet.by*

**A.K. Karabanov**

*Institute for nature management of the National academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*

Международным коллективом геологов установлено, что основными геодинамическими факторами, обусловившими ход неотектонических процессов в рассматриваемом регионе было среднемиocen-четвертичное тектоническое поднятие Восточных Карпат, заложение в среднем плейстоцене Восточно-Балтийской системы рифтовых грабенов, а также гляциоизостатическое воздействие средне – и позднеплейстоценовых материковых ледниковых покровов. В среднем и позднем плейстоцене на территории Беларуси и смежных районов запада ВЕП произошла перестройка тектонического режима и заложилась молодые тектонические структуры и сформировалась одна из крупнейших неотектонических структур Центрально-Европейского сектора Евразийской литосферной плиты – Балтийско-Белорусская синеклиза. Она наследует палеозойскую Балтийскую синеклизу и наложена на Латвийскую седловину. Белорусскую антеклизу, а также восточную часть Припятского прогиба. На территории Беларуси Балтийско-Белорусская синеклиза представлена Литовско-Эстонской моноклиной, а в северо-восточной Польше – Мазовецкой впадиной (Karabanov et al., 1994; Гарецкий и др., 1999).

Крупные новейшие структурные формы осложнены малоамплитудными поднятиями и опусканиями субрегионального и локального уровня. По особенностям морфологии локальные структуры подразделяются на впадины (синклинали, мульды), поднятия (купола, брахиантклинали, антиклинали, валы), флексуры, ступени. Такие формы выражены деформациями опорных горизонтов позднеолигоцен-четвертичных отложений.

Проявление неотектонических структур в строении четвертичных отложений и современном рельефе прежде всего обусловлено воздействием тектонических процессов на характер ледниковой седиментации. Так, в региональном плане максимальная мощность отложений ледниковой формации приурочена к относительно опущенным северо-западным районам Беларуси и северным

районам Польши. Важным индикатором проявления в рельефе неотектонических структур является гидрографическая сеть, испытавшая значительную перестройку в среднем плейстоцене (Левков, Карabanов, 1987; Карabanов и др., 2009).

Влияние новейшей тектоники на формирование четвертичных отложений и рельефа отмечалось в работах многих белорусских геологов. Однако из-за недостатка детального геологического материала до недавнего времени вопрос о проникновении тектонических нарушений в толщу четвертичных отложений оставался дискуссионным. В последние годы получено много новых данных, свидетельствующих о неотектонической активизации разломов и молодом (не древнее среднего плейстоцена) возрасте многих локальных тектонических структур. Признаками дифференцированных движений по активным разломам являются нарушения первоначального залегания отложений, выраженные в форме уступов, флексур, разрывов слоев, резкое изменение мощности и состава аккумуляций на разных крыльях активного разлома, локализация над таким разломом конечно-моренных, озовых и других гряд, совпадающих с ним по простиранию, расположение непосредственно над разломом крупных гляциодислокаций и эрозионных (ледниковых ложбин и речных долин) врезов. Морфологически активные разрывные структуры лучше всего выражаются уступами, разделяющими расположенные на разном гипсометрическом уровне ступени. Они прослеживаются как по подошве и мощности опорных горизонтов, так и, нередко, в современном рельефе. Относительная высота уступов составляет 10–15 м, а иногда достигает 35–40 м. Такие уступы на значительных отрезках образуют борта Полоцкого приледникового озера, долины Западной Двины и других рек (Карabanов и др., 2009).

В плейстоцене территория региона многократно оказывалась в периферической зоне ледниковых покровов, причем чаще всего их границы проходили именно здесь. В Беларуси установлен ряд признаков

проявления гляциоизостази: перекосы береговых линий крупных озер, изменения в залегании одно-возрастных слоев озерно-ледниковых отложений; деформации аллювиальных террасовых уровней. К числу самых крупных озерно-ледниковых водоемов территории Беларуси относится Полоцкий. Этот пресноводный бассейн существовал в стадии деградации последнего (позерского, валдайского) оледенения. Анализ гипсометрических и других особенностей залегания одновозрастных образований Полоцкого озерно-ледникового бассейна позволил установить региональный перекося террасовых уровней этого водоема с амплитудой до 40 м, обусловленный величиной гляциоизостатического воздымания, проявившегося после снятия нагрузки периферической части последнего ледникового покрова.

По направлению к области распространения последнего ледника растет высота террас Днепра и Немана, хотя эти реки принадлежат разным бассейнам и текут в противоположные стороны. При этом уровни поймы и перигляциальной террасы Днепра увеличиваются к верховьям реки, к предельной границе оледенения, а у Немана – к низовью. В Белорусском Поозерье в долинах крупнейших рек (Западная Двина, Неман, Вилия) верхние голоценовые террасы приподняты до 6–10 м, тогда как на сопредельной площади (примерно в 100 км южнее), одновозрастная им высокая пойма только иногда достигает высоты 3–4 м. Подобные различия могут быть объяснены лишь воздыманием территории, недавно подвергшейся оледенению.

Определенная часть деформаций, смещающих подошву отложений ледниковой формации и слою внутри плейстоценовой толщи, связано с ростом соляных поднятий в Припятском прогибе. Одной из причин активизации соляной тектоники в среднем плейстоцене скорее всего была гравитационная нагрузка ледника, то есть гляциоизостатический фактор.

В тех районах территории Беларуси, где детально исследовались гляциоизостатические деформации, было установлено, что нередко они проявлялись в дифференцированной форме. Это приводило к активизации древних и заложению новых разрывных нарушений, заметному вертикальному смещению одновозрастных моренных горизонтов с амплитудой до нескольких десятков метров. Деформации преимущественно осуществлялись как по флексуобразным перегибам, так и по разрывам.

Связь крупных форм рельефа территории Беларуси с активизированными в новейшее время разломами обнаруживается на примере большинства линейно вытянутых полос краевых ледниковых образований Белорусского Полесья: Ельско-

Буйновичские краевые ледниковые образования приурочены к Наровлянскому горсту и окаймляющим его разломам; Солигорско-Любанские, Костешанско-Глядовичские – к Северо-Припятскому разлому; Мозырская гряда – к Шестовичскому; Загородье – к системе поперечных нарушений, секущих Выжевско-Минский разлом. Новогрудская, Слонимская, Копыльская возвышенности ограничены Свислочским и Ляховичским разломами, Минская возвышенность и Ошмянская гряда связаны с Ошмянским и Выжевско-Минским разломами. Вдоль Стоходско-Могилевского разлома располагаются краевые ледниковые комплексы у Солигорска, Марьиной Горки, Осиповичей, Кричевского – у Бобруйска, Славгорода. Краевые ледниковые образования Оршанской и Браславской возвышенностей также связаны с зонами нарушений фундамента (Матвеев, 1976).

Одной из особенностей проявления разрывных структур является их связь с эоловыми образованиями, которая установлена в районах распространения легко перевеваемых озерно-ледниковых и аллювиальных песков (Полоцкая и Неманская, низины, Белорусское Полесье). Предпосылкой локализации эоловых гряд над разломами, по которым осуществлялись малоамплитудные подвижки, является изменение гидрологического режима (осушение) на поднимающихся крыльях таких нарушений. Известны многочисленные факты тектонического контроля распространения и даже особенностей морфологии эоловых образований (Северо-Припятский, Южно-Припятский, Лоевский, Речицкий и др. разломы).

Среди разнообразных форм рельефа ледникового происхождения с активными разломами более всего связаны линейно вытянутые эрозионные врезы (ледниковые ложбины, долинные зандры) либо озовые и озоподобные гряды, возникшие в крупных трещинах в теле ледника. Сопоставление расположения систем ложбинных озер и озовых гряд в Белорусском Поозерье с простиранием разломов, установленных в фундаменте по геолого-геофизическим данным, показало, что некоторые из наиболее протяженных гряд или группы из нескольких коротких субпараллельных друг другу озов точно «сидят» над разломами (Карабанов, Левков, 1992; Левков, Карабанов, 1994).

Закономерная связь с локальными неотектоническими структурами и выступами скальных пород в подошве толщи четвертичных отложений установлена для многочисленных на территории Беларуси отторженцев, скибовых и инъективных гляциодислокаций, чаще всего имеющих среднеплейстоценовый возраст (Левков, 1980; Karabanov, 2000).



**Список литературы**

1. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляпуна А.И.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника, 1999. № 5. С. 3–14.
2. *Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.* Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. – Мн.: Беларуская навука, 2009. – 172 с.
3. *Карабанов А.К., Левков Э.А.* Мосары – тектоноледниковые формы рельефа // Докл. АН Беларуси, 1992. Т. 36. № 3–4. – С. 234–236.
4. *Левков Э.А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
5. *Левков Э.А., Карабанов А.К.* Роль неотектоники и оледенения в формировании гидрографической сети Белоруссии // Геоморфология, 1987. № 4. С. 67–73.
6. *Левков Э.А., Карабанов А.К.* О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье // Докл. АН Б. – 1994. – Т. 38, N 5. – С. 92–96.
7. *Матвеев А.В.* Ледниковая формация антропогена Белоруссии. – Минск., 1976. – 160 с.
8. *Karabanov A.* Glaciotectonics of Belarus // Geological Quarterly, 2000. Т. 44. № 1. S.1–8.
9. *Karabanov A.K., Goretzki R.G., Levkov E.A., Aizberg R.E.* E Zur neotektonischen Entwicklung des sudostlichen Ostseebeckens (Spatoligozan-Quartar) // Zeitschrift geol. Wiss. 1994. Bd. 22, N½. S. 271–274.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ  
СТОЯНКИ МАЛЫЙ РАКОВЕЦ IV  
В ЗАКАРПАТЬЕ

MICROMORPHOLOGICAL FEATURES  
OF PLEISTOCENE DEPOSITS  
OF PALEOLITHIC SITE  
MALIY RAKOVETS IV  
IN TRANSCARPATHIAN

С.П. Кармазиненко

*Институт географии НАН Украины, Киев, Украина  
Karmazinenko@mail.ru*

S.P. Karmazinenko

*Institute of Geography of NASU, Kyiv, Ukraine*

В статье изложены результаты микроморфологического изучения палеолитической стоянки Малый Раковец IV (основной раскоп), которая расположена на высоте 425 м над уровнем реки Тисы в районе хребта Большой Шолес на восточных склонах Вигорлат-Гутинской вулканической гряды Украинских Карпат. Палеолитические местонахождения давно известны в этом районе Закарпатья, что подтверждено целым рядом публикаций (Рижов, 1998; Рыжов, 1999; Матвиішина и др., 2011, 2012).

В расчистке прослежены отложения голоценового (hl), бугского (bg), витачевского (vt), удайского (ud), прилукского (pl), кайдакского (kd), днепровского (dn) и завадовского (zv) стратиграфических горизонтов (Сиренко, 1986), по всему профилю встречаются валуны до 0,20 м полуокатаного туфа.

Голоценовый горизонт (hl) – 0,0–0,10 м – палево-серый, песчано-пылеватый, комковато-рассыпчатый материал дерновой почвы, которая интенсивно пронизана корнями деревьев и травянистых растений. В микростроении почвы присутствует небольшое количество сложных микроагрегатов I–II порядка, разделенных извилистыми порами (Рис.1.а). Микростроение пылегато-плазменное, где масса равномерно прокрашена органо-глинистым веществом.

Бугский горизонт (bg) – 0,10–0,34 м – белесовато-палевый, рыхлый, песчано-пылеватый легкий суглинок, карбонатный, пронизан корнями растений. По трещинам заходит в нижележащий витачевский горизонт. Микроморфологически, для лессового материала характерно соразмерность лессовых (карбонатно-глинистых) частиц с зернами первичных минералов и пропитка плазмы крипто-, микро-и мелкокристаллическим кальцитом (Рис. 1 б).

Витачевский горизонт (vt) – 0,34–0,83 м – представлен монолитной почвой, в верхней части желтовато-светло-бурый, в нижней – темный, серовато-бурый материал, с карбонатным гори-

зонтом в удайском лессе. Условно можно выделить три стадии витачевского почвообразования:  $vt_c$  – 0,33–0,43 м;  $vt_{b_2}$  – 0,43–0,70 м;  $vt_{b_1}$  – 0,70–0,83 м. Скорее всего это генетические горизонты монолитной бурой лесной почвы с коротким профилем (Матвиішина, 1982; Рыжов, 2003; Кармазиненко, 2010; Матвиішина и др., 2011) и генетическими горизонтами:  $H_{пер.}$  (0,33–0,43 м) – пылегато-плазменное микростроение, нодульные образования (Рис. 1 в) органо-глинистого вещества с нечеткими формами и очертаниями;  $H_i$  (0,43–0,70 м) – более ожелезненный, что проявляется в большом количестве микроортштейнов и натеков (Рис. 1 г) разного состава (гумусово-глинистых, глинистых, железисто-глинистых);  $H_p$  (0,70–0,83 м) – единичные овальные обособления железисто-глинистого вещества, большее количество микроортштейнов (Рис. 1 д). Есть, кутаны (натёки колломорфных глин) преимущественно железисто-глинистые (Рис.1 д), но их масштаб проявления по сравнению с  $H_i$  горизонтом несколько меньше.

Удайский горизонт (ud) – 0,83–0,90 м – переходный горизонт, почти полностью преобразован витачевским почвообразованием. В зачищенном состоянии проявляется как светлый карбонатный горизонт (карбонаты сосредоточены по трещинам, в верхней части в форме пропитки). Наблюдается чрезвычайная разбитость и трещиноватость между фрагментами оранжево-бурого и желто-бурого материала. Материал отдельных обломков составляют выветренный туф, детрит, заметны марганцевые и железисто-марганцевые пленки, разбитость фрагментов вследствие солифлюкции. Возможно это карбонатный горизонт витачевского горизонта, или это материал заключительной стадии прилукского почвообразования, переделанный карбонатным горизонтом вышележащей витачевской почвы. Под микроскопом можно отметить наличие лессовых (глинистых) частиц, которые соизмеримы с зернами первичных минералов (Рис. 1 е), единичные скопле-

ния железисто-глинистого вещества и микроорштейнов, пылевато-плазменное микростроение.

Прилукский, кайдакский горизонты (pl + kd) – 0,83–1,30 м – оранжево-ярко-бурая бурозёмно-подзолистая почва с коротким профилем. Почва ожелезненна, оглинена, с марганцевым дендритами, прожилками и пленками, с четким элювиальным (Eh) и более плотным иллювиальным (It) генетическими горизонтами. Карбонатный горизонт – с белесыми затёками мучнистых карбонатов. Для Eh (0,83–1,0 м) горизонта характерно наличие единичных микроучастков со сложными микроагрегатами I–II порядка, разделенных извилистыми порами (остатки HE горизонта). Типичным является чередование небольшого количества «отмытых» участков с обособленными преимущественно гумусовыми и гумусово-глинистыми натеками (Рис. 1 ё). It (1,0–1,20 м) – неоднородно окрашенный, отличается наличием большого количества натеков (Рис. 1 ж) среди которых преобладают гумусово-глинистые,

глинистые и железисто-глинистые, часто бывают с включениями зерен скелета, гумуса, оксидов железа и марганца. Встречаются железисто-марганцевые микроорштейны (Рис. 1 ж). Ire (1,20–1,30 м) – с меньшим проявлением процессов иллювиирования, с преобладанием железисто-глинистых и глинистых натеков колломорфных глин (Рис. 1 з). Увеличивается количество железисто-марганцевых микроорштейнов, единично встречаются овалы железисто-глинистые нодулы.

Днепровский горизонт (dn) – 1,20–1,40 м – прослеживается в виде сизо-белесой светлой полосы между фрагментами бурого материала, из сортированным белесым материалом. Одновременно это элювиальный (Eh) горизонт нижележащей завадовской почвы. Как раз в этом белесом слое над оранжевым материалом в интервале 0,80–1,30 м на одной из стенок встречаются крупные 5–25 см окатанные валуны туфа (галуазита). Для нетипичного по мощности днепровского горизонта в микростро-

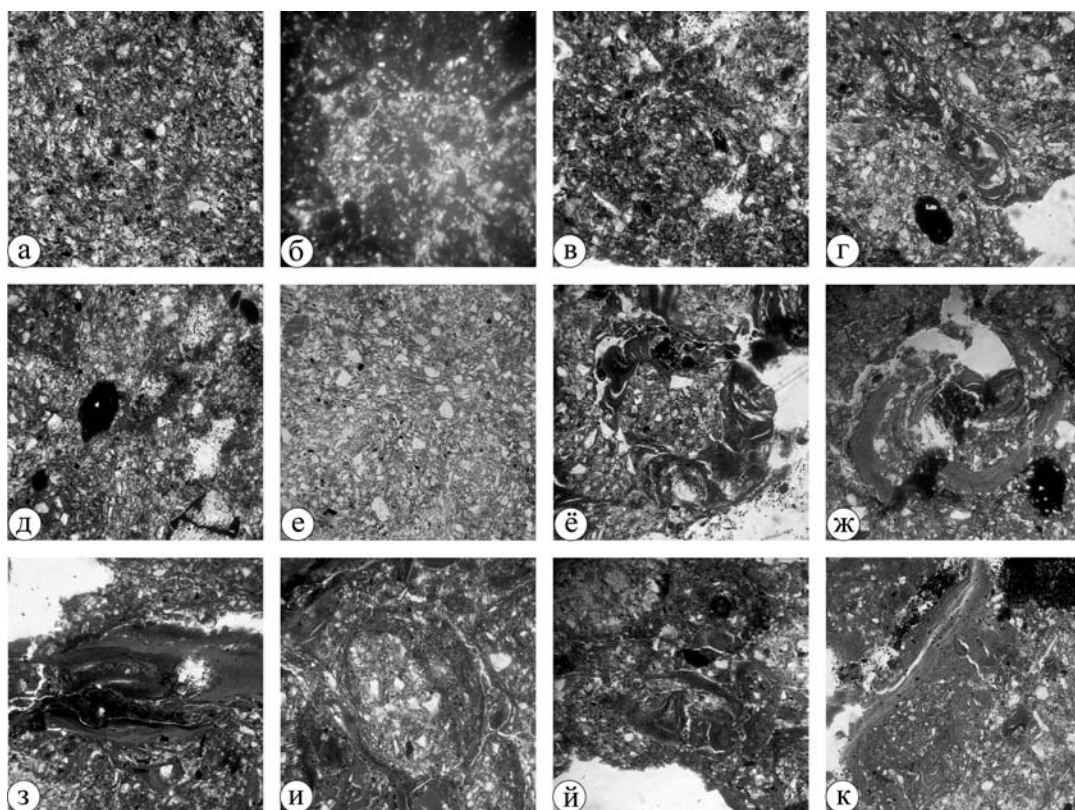


Рис. 1. Микростроение почв и отложений стратиграфических горизонтов:

hl: а – сложные микроагрегаты I–II порядка, разделенные извилистыми порами и железисто-марганцевые пятна; bg: б – равномерная пропитка плазмы микро- и мелкокристаллическим кальцитом; vt: в – нодульные образования органического вещества; г – железисто-марганцевый микроорштейн и железисто-глинистые натеки колломорфных глин в плазме; д – железисто-глинистые натеки вокруг поры и железисто-марганцевый микроорштейн; ud: е – соразмерность лессовых частиц с зернами первичных минералов;  
 pl + kd: Eh: ё – обособленные гумусовые и гумусово-глинистые натеки в плазме и вокруг зерен скелета и пор;  
 It: ж – колломорфные натеки глинистого вещества и железисто-марганцевый микроорштейн;  
 Ire: з – железисто-глинистые кутаны с включением оксидов марганца; zv: Iht: и – гумусово-глинистые кутаны;  
 й – железисто-глинистые натеки с вкраплением оксидов железа и марганца;  
 к – обособленные железисто-глинистые натеки в плазме; (а, в-к – ник. II, б – ник. +, увеличение 100)

ении можно отметить наличие типичных лессовых микроучастков, где лессовые частицы (преимущественно глинистые) соизмеримы с зернами первичных минералов. Встречаются небольшие натёки коломорфных глин на фоне светлого лессового материала и железисто-марганцевые микроорштейны.

Завадовский горизонт (zv) – 1,20–1,80 м – представленный оранжево-бурой лесной псевдоподзолистой почвой южных фаций влажных и теплых условий формирования. Почва с хорошо развитыми элювиальным и иллювиальным горизонтами. dn + Eh (zv) – 1,20–1,40 м – микроморфологически отмечается чередованием «отмытых» участков с отдельными участками с гумусовыми и гумусово-глинистыми натёками, округлыми железисто-марганцевыми микроорштейнами на фоне пылевато-плазменного микростроения. Iht – 1,40–1,80 м – характерно наличие единичных округлых глинистых ооидов, окруженных колломорфными гумусово-глинистыми и глинистыми

кутанами (Рис. 1 и), с включениями зерен скелета и оксидов железа. Но в целом преобладают разнообразные по составу и форме натёки (Рис. 1 й,к).

Согласно микроморфологическим данным отложения теплых этапов представлены лесными: бурыми (vt – умеренно-теплый климат), бурозёмно-подзолистыми (pl – умеренно-теплый, теплее и влажнее за современный) и бурыми псевдоподзолистыми южных фаций (zv – умеренный влажный переходный к субтропическому) почвами. Почвы отмечаются дифференциацией профиля по элювиально-иллювиальному типу, с наличием разнообразных натёков различного состава и величины, что свидетельствует о влажных условиях их формирования (влажные и теплые условия среди выделенных почв были в завадовское время) (Сиренко, 1986; Матвїїшина и др., 2011, 2012). Отложения холодных (bg, ud, dn) лессовых горизонтов являются мало-мощными (от 7 до 25 см) и интенсивно переработаны почвами теплых (hl, vt, pl) горизонтов.

#### Список литературы

1. Кармазиненко С.П. Микроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України – К.: Наук. думка. – 2010–120 с.
2. Матвїїшина Ж.Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины – К.: Наук. думка, 1982. – 144 с.
3. Матвїїшина Ж.М., Рижов С.М., Кармазиненко С.П., Задвернюк Г.П. Результати педологічних і археологічних досліджень палеолітичної стоянки Малий Раковець IV на Закарпатті // Матеріали XVII українсько-польського семінару «Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття» – Львів – 2011. С. 240–263.
4. Матвїїшина Ж.М., Кармазиненко С.П., Рижов С.М. Еволюція природних обстановок плейстоцену і умови проживання давньої людини на прикладі розрізу Малий Раковець IV // Наук. вісник Чернівецького ун-ту. – 2012. – Вип. 616. – С. 29–34.
5. Рижов С.М. Мустьєрська обсидіанова стоянка М. Раковець IV на Закарпатті // Археологія. – 1998. – № 4. – С. 91–107.
6. Рижов С.М. Некоторые аспекты обработки камня на мустьерской стоянке М. Раковець IV на Закарпаттє // Vita Antiqua. – 1999. – № 1 – С. 3–17.
7. Рижов С.М. Стоянка Малий Раковець IV на Закарпатті // Кам'яна доба України. – К.: Інститут археології НАН України, 2003. – С. 35–44.
8. Сиренко Н.А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н.А. Сиренко, С.И. Турло – К.: Наук. думка, 1986–188 с.
9. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины. Объяснительная записка / [М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвїїшина и др.] – К.: Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с., 8 табл.



**ВЛИЯНИЕ  
«ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ»  
НА НАСЕЛЕНИЕ ПРИЧЕРНОМОРСКОГО  
РЕГИОНА: ХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ  
КРИТЕРИЙ ВЕРИФИКАЦИИ**

**THE INFLUENCE OF  
«NATURAL CATASTROPHE»  
ON THE POPULATION OF THE BLACK SEA  
REGION: CHRONOLOGICAL CRITERIA  
OF VERIFICATION**

**Д.В. Киосак<sup>1</sup>, С.В. Иванова<sup>2</sup>, Е.Г. Конилов<sup>3</sup>, Е.И. Виноградова<sup>4</sup>**

<sup>1,3</sup>Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, Одесса, Украина

<sup>2</sup>Институт археологии НАН Украины, Одесса, Украина

<sup>4</sup>Государственная Академия холода, Одесса, Украина

dkiosak@ukr.net<sup>1</sup>; svi1956@gmail.com<sup>2</sup>; konikov2006@mail.ru<sup>3</sup>; evinogradova@land.ru<sup>4</sup>

**D.V. Kiosak<sup>1</sup>, S.V. Ivanova<sup>1</sup>, E.G. Konikov<sup>3</sup>, E.I. Vinogradov<sup>4</sup>**

<sup>1,3</sup>Odessa National University. II Mechnikov Odessa, Ukraine

<sup>2</sup>Institute of Archaeology NAS of Ukraine, Odessa, Ukraine

<sup>4</sup>State Academy of Refrigeration, Odessa, Ukraine

Значение колебаний уровня Черного моря для жизни древних обществ на его северном побережье получила неоднозначную оценку в современной науке – от картин катастрофических наводнений, уничтожающих цивилизации, до скептических идей о медленном геологическом процессе едва ли замеченном береговым населением. Так, концепция стремительного раннеголоценового затопления Черного моря, выдвинутая В. Райаном и В. Питменом, вызвала многочисленные спекуляции о предполагаемой роли этого гипотетического события в различных важнейших социо-исторических процессах, таких как, к примеру, исчезновение развитых земледельческих культур Балкан эпохи неолита, собственно неолитизация Юго-Восточной Европы и т.д. Уже сам перечень археологических реалий, которые ставились в соответствие «потопу» вызывает обоснованное сомнение. Они часто принадлежат к разным эпохам и отстоят друг от друга на тысячелетия. И действительно, датировка «потопа» является одной из проблемных теории В. Райана и В. Питмана. Как известно, хронология раннеголоценовой катастрофы в Черном море предложена в двух версиях. По первой, «наивной», версии гипотетический потоп имел место 7200 uncalBP потому что серия некалиброванных дат по раковинам моллюсков морских видов центрировалась вокруг этой даты. Учитывая нерешенность проблемы резервуарного эффекта в Черном море, указанная дата не могла быть использована для сравнения с датами, полученными по наземной органике (а именно так датированы большинство археологических культур). При условной калибровке по океанической кривой и с учетом значения резервуарного эффекта из базы данных П. Реймер, становится очевидным, что потоп был весьма поздним событием, скорее современником

позднего неолита, чем предшественником неолитизации региона.

Вторая версия хронологии потопа была предложена В. Райаном на иных основаниях. Колебания изотопного состава органического вещества из колонок, пробуренных на дне Черного моря, сравнивались с хорошо датированными кривыми изменения изотопного состава в гренландских ледниковых кернах. Результатом достаточно грубого сравнения стала дата около 8900 calBP. Указанная датировка также синхронна скорее развитому неолиту Балкан и Северного Азово-Причерноморья, чем предшествует его неолитизации.

Таким образом, гипотеза о влиянии Ноева потопа на неолитизацию Черноморского бассейна, скорее всего, должна рассматриваться как мало доказанная с научной точки зрения. В тоже время оживленная дискуссия о потопе позволила поставить ряд более реальных проблем соотношения колебаний моря и динамики культурных изменений на побережьях. Так, в частности к обсуждению предлагается сопоставление одной из региональных схем колебаний Черного моря с ритмами культурогенеза в Северо-Западном Причерноморье.

Так как содержание радиоактивного углерода в морях отличается от его содержания в атмосфере, необходима отдельная коррекция с учетом этого «резервуарного эффекта» при калибровке радиоуглеродных определений по материалам морского происхождения. Для Черного моря проблема измерения «резервуарного эффекта» еще не решена в полном объеме (Siani и др., 2000; Lericolais и др., 2007). Очевидно, что эффект менялся в зависимости от глубины и со временем. Потому, для калибровки дат морских отложений черноморского шельфа, как минимум, следует применять калибровочную шкалу, предложенную для Мирового океана. При этом,

скорее всего, последняя отражает лишь самые общие тенденции изменения количества радиоактивного углерода в водах такого необычного водоема как Черное море (табл. 1).

Эвстатические колебания Черного моря, несомненно, прямо или опосредованно влияют на археологические источники региона, определяя как топографию археологических памятников, существование дорог в различные периоды, так и способствуя перекрытию остатков поселенческих или погребальных памятников иловыми отложениями или же их затоплению. Отметим, что воздействие на природу и ландшафт понижения уровня моря (**регрессия**) двояко. Ведь параллельно с этим меняется температурный режим в сторону континентальности: повышается температура воздуха, уменьшается количество осадков. На освобожденных площадях формируются соленые озера, усиливаются процессы засоления почв низменностей, пойм, дельт, уменьшаются ресурсы питьевых вод. Леса и древесные растения отмирают, усыхают прибрежные тростниковые заросли, понижается подпор грунтовых вод, повышается поступление влаги в атмосферу. В то же время, именно за счет освободившихся от воды прибрежных земель, происходит увеличение площадей, пригодных для скотоводства и земледелия. Может уменьшаться продуктивность пастбищ. Поднятие уровня моря (**трансгрессия**) ведет к установлению новой береговой линии, формируются тростниковые заросли, галофитные луга, появляются новые озера, в почвах идут процессы рассоления. Вместо полинных сообществ на более высоких участках рельефа начинают развиваться древесные злаки галофитно-луговых и луговых видов. Восстанавливаются леса, в балках формируются плодородные почвы. Но на достаточном удалении от моря подъем грунтовых вод происходит в течение более длительного времени и изменения в почвенно-растительном покрове протекают очень медленно и в течение столетия почти не ощущаются (Гольева, 2000).

К вопросу использования самосадочных солей в причерноморских озерах и лиманах, как одного из самых значимых продуктов в экономике древних обществ, можно отметить следующее. По данным изучения химического состава и солености поровых вод донных отложений удалось выделить четыре цикла в изменчивости по глубине, сопоставимых с трансгрессивно-регрессивными, а по данным тематического моделирования – от одного до трех этапов существенного осолонения.

Реконструкция уровня Черного моря за последние 20000 лет, скоррелированная с климатическими событиями лесостепной и степной зон Причерноморья, демонстрирует характер соотношения термических и климатических изменений с эвстатикой Черного моря: определяется отсутствие линейной зависимости между изменением глобального термического режима и распределением осадков: аридизация и увлажнение климата наблюдаются при разном температурном режиме, как при потеплении, так и похолодании (Конииков и др., 2010).

На наш взгляд, в Северо-Западном Причерноморье сам факт регрессий и трансгрессий (если последние не носят характер катастроф) не является негативным или же позитивным фактором для экономической жизни древних обществ. В период регрессий может наблюдаться приток нового населения, возможно – в связи с образованием именно в это время достаточно удобных переправ, бродов и пересыпей. Так, в финале т.н. атлантического оптимума в Северо-Западном Причерноморье с территории Добруджи или юга Молдовы появляется культурная группа Болград-Алдень, древнейший вариант культуры Гумельница. Собственно с нее начинается ранний энеолит степной части Северо-Западного Причерноморья. Несмотря на единичные радиоуглеродные даты, эти памятники синхронизируются с периодом Триполье А по археологическому материалу. Мигранты с румынского Прикарпатья принесли на Средний Днестр и Южный Буг культуру Прекукутени-

Таблица 1

**Калиброванные даты эвстатических колебаний Черного моря (по Balabanov, Arslanov 2007)**

Эвстатические колебания	BP	BC cal, 1 сигма	BC cal, 2 сигма
Трансгрессия новоевксинской фазы закончилась	9600	8565–8500	8590–8470
Первая бугазская трансгрессия началась	9200	8155–8005	8170–7965
Бугазская регрессия	8400	7220–6895	7330–6720
Пик второй бугазской трансгрессии	8150	6695–6625	6750–6600
Конец бугазской фазы	7900	6435–6395	6450–6370
Регрессия в конце витязевской фазы	7000	5630–5460	5720–5360
Регрессия в сер. каламитской фазы	6100	4690–4460	4800–4350
Первая регрессия джемтитской фазы	4700	3160–2860	33154–2760
Вторая регрессия джемтитской фазы	4100	2340–2040	2465–1920

раннее Триполье. Трипольское население в лесостепной зоне Северо-Западного Причерноморья появляется в конце периода А-начале периода В (по трипольской хронологии), что в абсолютных датах укладывается в период 4700/4600–4300/4200 ВС. В эпоху ранней бронзы в Северо-Западном Причерноморье распространяется население ямной культуры, а среднем бронзовом веке – катакомбные племена. Время обитания здесь ямного населения охватывает период 30–22/21 вв ВС. Имеющиеся даты маркируют время пребывания здесь «катакомбников» в хронодиапазоне от 2580 до 2041 ВС.

В дальнейшем в Причерноморских степях распространяется население бабинской культуры, для Северо-Западного Причерноморья немногочисленные даты охватывают хроноинтервал от 22–18 вв ВС (Иванова и др., 2010).

Созвучные данные получены при исследовании палеогеографии Калмыкии в позднем голоцене – изучение погребенных палеопочв (на фоне радиоуглеродного исследования гумуса) позволило установить связь всплеск увеличения древнего населения именно с регрессивными этапами Каспийского моря в бронзовом веке (Гольева и др., 2006).

### Список литературы

1. Гольева А.А. Взаимодействие человека и природы в Северо-Западном Прикаспии в эпоху бронзы // Труды ГИМ, 2000. Вып. 120. С. 10–30.
2. Гольева А.А., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Этапы развития почв, ландшафтов и народонаселения Калмыкии в связи с динамикой Каспийского моря во второй половине голоцена. // Известия АН, серия географическая, 2006. № 1. С. 1–9.
3. Иванова С.В., Киосак Д.В., Виноградова Е.И. Модели жизнедеятельности населения Северо-Западного Причерноморья и климатические аномалии (6200–2000 лет до н.э.) // *Stratum plus*, 2011, № 2. С. 101–142.
4. Конигов Е.Г. Иванова С.В., Киосак Д.В. Виноградова Е.И. Палеоклиматы, палеогеография и освоение человеком Северо-Западного Причерноморья в раннем и среднем голоцене // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. Москва, 2010. С. 98–117
5. Siani G., Paterne M., Arnold M., Bard E., Metivier B., Tisnerat N., Basinot F. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea // *Radiocarbon*, 2000. № 42 (2). P. 271–280.
6. Lericolais G., Popescu I., Guichard F., Popescu S.-M., Manolakkis L. Water-level fluctuations in the Black Sea since the Last Glacial Maximum // *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*. 2007. P. 437–507.

**РАДОН В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ТАГАНРОГСКОГО ЗАЛИВА  
И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ЧЕРНОГО МОРЯ** | **RADON IN BOTTOM SEDIMENTS  
OF TAGANROG GULF  
AND NORTH-EASTERN  
OF THE BLACK SEA**

**А.В. Клещенко**

*Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия  
geo@ssc-ras.ru*

**A.V. Kleshchenkov**

*Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia*

В последнее время все большую актуальность приобретает развитие минерально-сырьевой базы нефтегазовой отрасли на юге России путем поиска залежей нефти и газа в акваториях Черного и Азовского морей. В этих условиях с целью оптимизации поисков целесообразно привлекать прямые геохимические методы, направленные на выявление непосредственного эффекта от залежей.

Принципиальная возможность поиска и зонального прогноза залежей УВ обусловлена субвертикальной миграцией углеводородных флюидов и возникающими при этом вторичными геохимическими аномалиями. Существование вертикальной миграции (диффузии и фильтрации) флюидов УВ из залежи к дневной поверхности доказано работами В.А. Соколова и его последователей (Соколов, 1933; Schumacher 1996; Зорькин и др., 2000). В результате указанного процесса в надпродуктивном интервале разреза происходят литохимические, гидрохимические, минералогические и микробиологические изменения, объединяемые под общим названием углеводородопродуцируемые аномалии (УВПА). Согласно существующим представлениям, субвертикальная миграция УВ газов из залежи к поверхности приводит к образованию аномальных содержаний метана и его гомологов, которые могут являться «прямыми» признаками нефтегазоносности недр. Эти аномалии сформированы, в первую очередь, высокими надфоновыми концентрациями УВ газов, в т.ч., метана с повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода, гомологов метана, в ряде случаев, повышенным содержанием масляной фракции в составе битумоидов, полями повышенной численности углеводородокисляющих микроорганизмов, высоким содержанием ряда химических элементов. Кроме того, периферийная часть аномалии характеризуется повышенными концентрациями двуокиси углерода и водорода, а также осаждением радиоактивных минералов на краевом геохимическом барьере.

Взаимосвязь между миграцией флюидов и концентрацией тяжелых металлов и урана в приповерхностной части надпродуктивной толщи обусловлена тем фактом, что изменение условий среды с окислительной на восстановительную под воздействием миграции углеводородов способствует осаждению

урана и других тяжелых металлов. Окисленный уран ( $UO_2^{2+}$ ) восстанавливается и выпадает из растворов в виде уранинита ( $UO_2$ ), который является относительно нерастворимым. Американские геологи (Eargle, Weeks, 1961) отметили взаимосвязь между урановыми отложениями в Карнес Каунти, штат Техас, и нефтегазовыми месторождениями, расположенными ниже по падению. Они установили, что флюидомиграция углеводородов создала восстановительную среду, благоприятную для отложения урана и сопутствующего пирита (Schumacher, 1996).

Опытные-методические работы по изучению объемной активности радона в современных донных отложениях южных морей были предприняты нами для определения возможности его использования в качестве индикатора геохимических ореолов рассеивания над залежами углеводородов.

Донные отложение исследовались на двух участках: Таганрогский залив Азовского моря и Гудаутское поднятие в пределах Северо-Восточной части Черного моря. В каждой точке наблюдений отбирались пробы донных отложений из интервала 0–10 см от поверхности осадка, которые затем переводились в суспензию заданного объема, через которую в замкнутом цикле прокачивался константный объем газа согласно методике, изложенной в (Hammond et al., 1977). Барботирование водноосадочной смеси в замкнутой системе позволило перевести радон в газовую фазу с последующим измерением на радиометре РРА-01-м-01 «Альфарад».

В пределах Гудаутского поднятия был заложен профиль вкрест к берегу. Общая протяженность профиля 38 км, отобрано 25 проб. Глубина моря по профилю увеличивается при движении вглубь моря с северо-востока на юго-запад с 80 до 780 м. Все пробы донных отложений представляют собой современные джеметинские алевритоглинистые илы в прибрежной части и глинистые илы в мористой. Учитывая тот факт, что для крупных водоемов основной вклад в баланс радона дает распад радия и урана, а концентрации короткоживущих изотопов радона на больших глубинах несут информацию преимущественно о концентрациях их более долгоживущих предшественников, в пределах этого же профиля нами были исследованы содержания урана (Рис. 1 а).



Объемная активность радона по профилю изменяется от 20 до 327 Бк/м<sup>3</sup> (региональный геохимический фон 20 Бк/м<sup>3</sup>). При движении по профилю от берега вглубь моря отмечается высокая согласованность концентрации радона и пиков концентрации урана в донных осадках. Повышенные значения на 4 и 23 пикетах соответствует краевым частям, а 15–17 пикет центральной части свода Гудаутского поднятия, с которым связывается перспективная нефтегазоносность (Мейснер, 2010). Максимальные значения в прибрежной части вероятно обусловлены миграцией углеводородных флюидов из рифогенных неантиклинальных ловушек, выделяемых здесь по геофизическим данным (Исмагилов, 1987).

В Таганрогском заливе Азовского моря объемная активность радона исследовалась в рамках комплексного подхода по прогнозированию нефтегазоносности Таганрогского залива в ходе экспедиции на НИС «Профессор Панов» в июне 2011 года. Были проведены газогеохимические работы по изучению углеводородпродуцируемых аномалий.

Данные измерений радона сопоставлялись с рассчитанным путем математического преобразования многоспектральных космических снимков индексом флюидонасыщения легкими углеводородами (ИФЛ) (Матишов и др., 2010, Давыденко, Клещенко, 2012). Приведенный на (Рис. 1 б) профиль протяженностью 43 км пересекает Таганрогский залив с запада на восток от Чумбурской до Сазальницкой косы, глубины меняются в пределах 4–6 метров, донные осадки представлены современными илами с примесью песчано-алевритовой фракции и глинистым илом. На графике содержания радона в донных осадках отчетливо видно, что максимумы радона тяготеют к участкам понижения ИФЛ в краевых частях аномалий. Характер распределения радона в пределах исследованного профиля во многом идентичен распределению радона в пределах Гудаутского поднятия (наличие пиков в краевых и эпицентральной частях прогнозируемой залежи), что согласуется с представлением об их общем источнике происхождения вследствие миграции УВ.

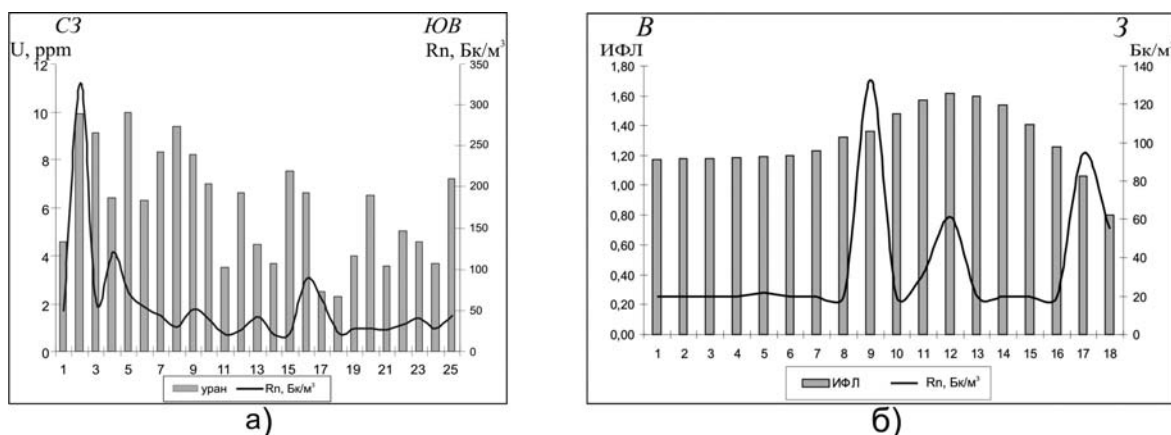


Рис. 1. Распределение объемной активности радона в донных осадках северо-восточной части Черного моря (а) и Таганрогского залива Азовского моря (б)

### Список литературы

1. Давыденко Д.Б., Клещенко А.В. Новые подходы к прогнозированию нефтегазоносности шельфа на примере Таганрогского залива // Экосистемные исследования среды и биоты Азовского бассейна. Ростов-н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012. С. 72–79.
2. Зорькин Л.М., Стадник Е.В., Лаубенбах Е.А. Нефтегазопроисхождение геохимия – вехи развития // Геоинформатика. 2000. № 3. С. 83–89.
3. Исмагилов Д.Ф. Возможные рифовые системы северо-запада Черного моря по сейсморазведочным данным // Геология нефти и газа, 1987. № 4. С. 31–33.
4. Матишов Г.Г., Давыденко Д.Б., Иванов Г.И., Клещенко А.В. О расширении комплекса мобильных методов исследования нефтегазоносности // Нефть и газ Юга России, Черного, Азовского и Каспийского морей – 2010. Геленджик, 2010. С. 27–30.
5. Мейснер А.Л. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Туапсинского прогиба и вала Шатского // автореф. дис. на соиск. ученой степ. канд. геол.-минерал. Наук. – М., 2010. – 26 С.
6. Соколов В.А. Прямые геохимические методы поисков нефти // Азерб. нефт. хоз-во, 1933. № 9. С. 303–307.
7. Eargle, D. H., Weeks M. D., 1961, Possible relationship between hydrogen sulphide-bearing hydrocarbons in fault line oil fields and uranium deposits in the southeast Texas coastal plain: USGS Professional Paper 424-D. P. D7–D9.
8. Hammond, D. E., Simpson H. J., and Mathieu G. 222Radon distribution and transport across the sediment-water interface in the Hudson River estuary // J. Geophys. Res., 1977. V. 82. P. 3913–3920.
9. Schumacher D Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments: in Schumacher, D., and Abrams, M.A., eds. / Hydrocarbon migration and its near-surface expression: American Association of Petroleum Geologists Memoir 66. 1996. p. 71–89

ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫЕ  
ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ  
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИАТОМОВОГО  
АНАЛИЗА НОВОАЗОВСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ)

TRANSGRESSIVE  
AND REGRESSIVE PHASES  
OF THE SEA OF AZOV  
(BY DIATOM ANALYSIS OF NOVOAZOVIAN  
DEPOSITS)

Г.В. Ковалева, А.Е. Золотарева

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия  
kovaleva@ssc-ras.ru, annaevgen@ssc-ras.ru

G.V. Kovaleva, A.E. Zolotareva

Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Азовское море – является одним из самых изученных эстуарных водоемов (Современное развитие... 1999). Как самостоятельный морской бассейн Азовское море сформировалось в начале голоцена (Стратиграфия..., 1974). За период своего существования в бассейне Азовского моря неоднократно происходили довольно значительные изменения климата (периоды аридизации и гумидизации) и, связанные с ними, изменения гидролого-гидрохимического режима (трансгрессивно-регрессивные фазы). Известно, что за последние несколько тысяч лет, уровень моря несколько раз изменялся (Федоров, 1977; Измайлов, 2005; Зайцев, Зеленщиков, 2009), однако, единого мнения о количестве и временных рамках трансгрессивно-регрессивных фаз до сих пор не существует.

Диатомовые водоросли играют важную роль в экосистемах морей, а их кремневые панцири могут сохраняться в осадочных толщах несколько сотен тысяч лет, что позволяет использовать их в палеорекострукциях для выяснения экологических параметров древних водоемов. Первые подробные исследования диатомовых водорослей Азовского моря были проведены А.И. Прошкиной-Лавренко (1963). Работа была посвящена современным планктонным диатомовым водорослям, но в ней затрагивались и вопросы происхождения и трансформации флоры диатомовых водорослей. В более поздних работах рассматривались только видовое разнообразие и продукционный потенциал диатомовых в фитопланктоне Азовского моря. Исследования ископаемых диатомовых водорослей из новоазовских отложений начались лишь в 2006 г. (Ковалева, 2006). В настоящее время видовой состав диатомовых водорослей из новоазовских отложениях изучен достаточно подробно (Ковалева, 2007 а,б; Матишов и др., 2007, 2009, Matishov et al., 2013), но до сих пор не было проведено обобщающего анализа накопленного материала, чему и посвящена данная работа.

В ходе рейсов на НИС «Денеб» и СЧС «Приморец» в период с 2005 по 2012 гг. при помо-

щи прямоточной грунтовой трубки было отобрано более 20 колонок донных отложений, которые были исследованы методом диатомового анализа. Максимальная мощность отложений в изученных колонках – два метра, возраст – около 3 тыс. лет. Учитывая частоту отбора образцов, мощность отложений и наличие данных радиоуглеродного датирования – для дальнейшего анализа были выбраны 6 колонок, отобранных в разных районах Азовского моря (рис. 1).

Обработка проб для диатомового анализа проводилась по стандартной методике (Диатомовые... 1974), с использованием тяжелой жидкости (с удельным весом 2,6 г/см<sup>3</sup>). Идентификацию видовой принадлежности диатомовых осуществляли при помощи светового микроскопа «Leika DME», а так же сканирующего электронного микроскопа «Carl Zeiss EVO 40 XVP». Радиоуглеродные определения возраста были проведены в Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода СПбГУ.

Во всех колонках отмечено характерное для Азовского моря чередование слоёв с преобладающими видами *Actinocyclus octonarius* Ehr., *Actinoptychus senarius* (Ehr.)Ehr. и спорами *Chaetoceros sp.* (Ковалева 2007б).

*Actinocyclus octonarius* солоноватоводно-морской вид, встречающийся в прибрежных опресненных участках умеренно-теплых морей (Прошкина-Лавренко, 1963; Караева, 1972, Лосева, 1992; Соорег, 1995). В ископаемом состоянии массовое развитие *Actinocyclus octonarius* в Керченско-Таманском районе отмечено в конце миоцена. Этот вид является стратиграфическим маркером понтических слоев этого региона (Ольштынская, 1999; Радионова, Головина, 2008). По литературным данным (Прошкина-Лавренко, 1963) *Actinoptychus senarius* обитает в сублиторали и случайно попадает в планктон. Не смотря на то, что *A. octonarius* и *A. senarius* обитают в современном планктоне Азовского моря (Студеникина и др., 1999; Ковалева, 2008), они не достигают такого количественного развития, как в новоазовских отложениях, где они

формируют до 80 % от общей численности створок. Подобные явления массового развития вида могут свидетельствовать о специфических гидродинамических условиях прибрежного мелководья в водоеме, существовавших на протяжении достаточно длительного периода.

Представители рода *Chaetoceros* играют особую роль в диатомовых комплексах. Обобщение литературных данных позволило заключить, что повышение в ассоциациях диатомовых водорослей спор рода *Chaetoceros* – может рассматриваться, как индикатор высокой продуктивности и перемешивания вод в зоне сходимости гидрологических фронтов и в зонах поднятия водных масс (Sansetta, 1982; Suto, 2003).

По нашему мнению, противоположные экологические характеристики этих видов позволяют использовать их в качестве индикаторов изменения уровня моря. Преобладание в осадочной толще *Actinocyclus octonarius* и *Actinoptychus senarius* позволяет предположить, что в этот период уровень моря был невысоким и, напротив, увеличение в отложениях спор морского рода *Chaetoceros* – маркирует этапы существования водоёма, когда происходило увеличение солёности и повышение его уровня (Ковалева, Золотарева, 2012).

Исходя из этого, по результатам диатомового анализа новоазовских отложений нами были

выделены трансгрессивно-регрессивные фазы в Азовском море, а затем, полученные данные были дополнены результатами радиоуглеродного датирования. В итоге, на протяжении последних 3000 лет существования Азовского моря было прослежено несколько стадий повышения и понижения уровня моря (рис. 2).

В результате диатомового анализа выделено 6 зон (рис. 2), соответствующих трансгрессивным, или регрессивным стадиям Азовского моря.

*Зона 1* выделена по трём колонкам (86, 79, 97). Она характеризуется высоким содержанием створок вида *Actinocyclus octonarius*, что, согласно особенностям распространения данного вида, говорит о происшедшей в это время регрессии. В колонках 86 и 97 можно отметить три подзоны (а, б, в). В подзоне б происходит резкое увеличение численности створок рода *Chaetoceros*, что может указывать на кратковременный подъём уровня моря. В колонке 79 заметного изменения видового состава не наблюдается, однако так же можно отметить незначительное увеличение створок *Chaetoceros* и уменьшение численности *Actinocyclus octonarius*. Данные абсолютной геохронологии показывают, что возраст этой зоны около  $3110 \pm 170 - 1730 \pm 100$ , что сопоставимо с периодом фанагорийской регрессии (рис. 2).

*Зона 2* характеризуется подъёмом уровня моря, о чём свидетельствует преобладание в образцах

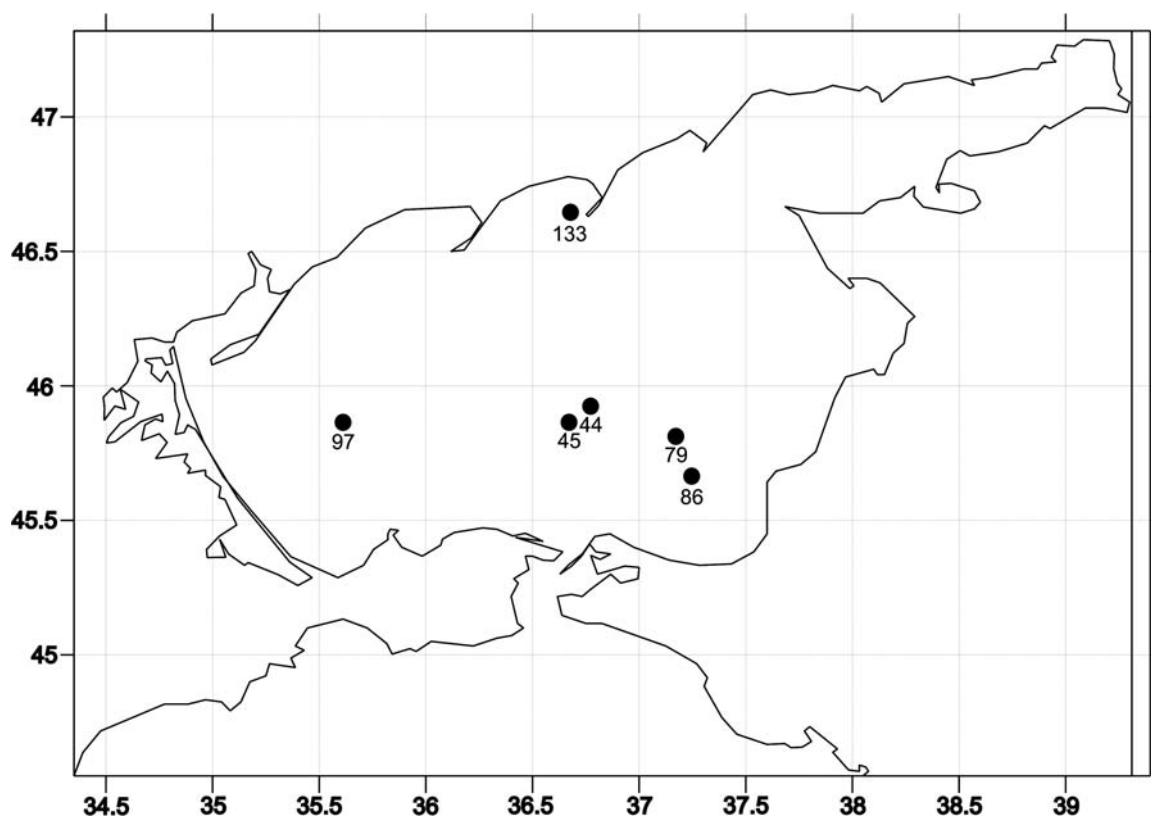


Рис. 1. Карта-схема расположения колонок донных отложений в Азовском море

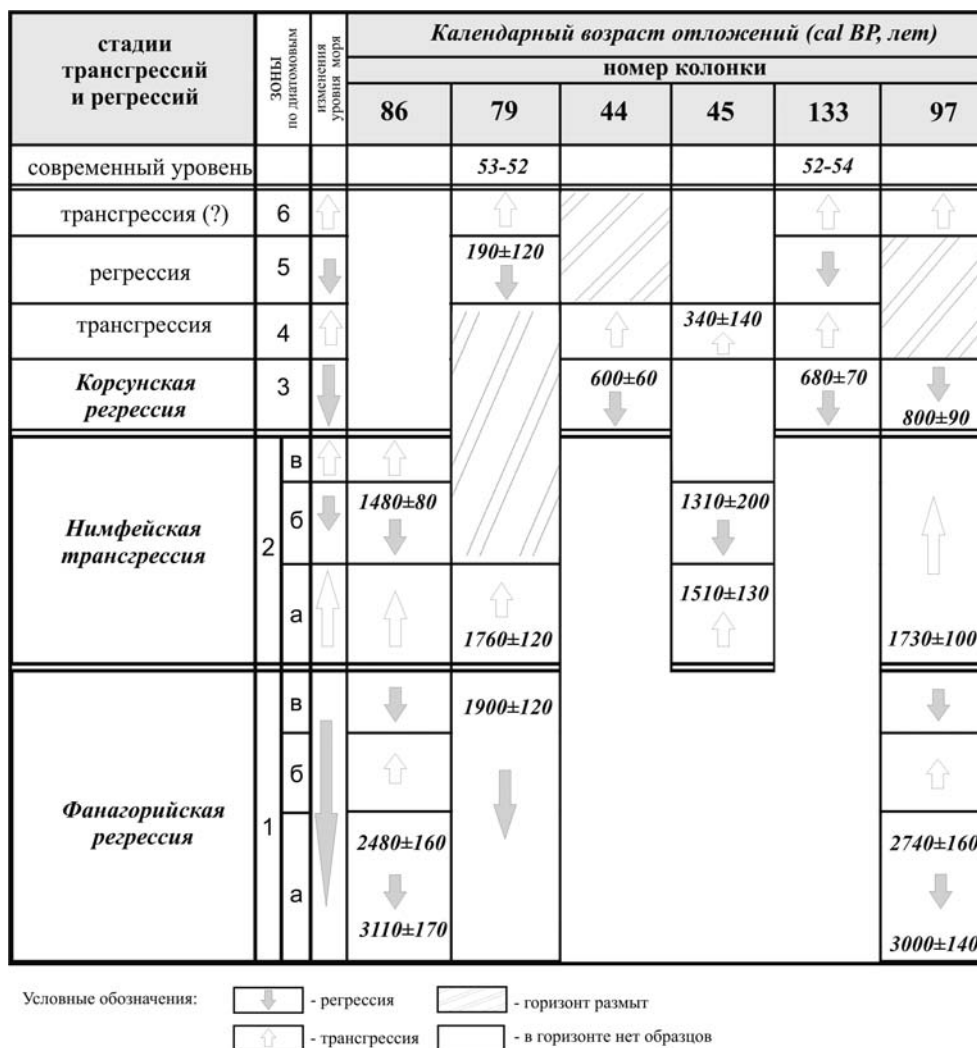


Рис. 2. Схема чередования трансгрессивно-регрессивных стадий Азовского моря по результатам диатомового анализа и абсолютной геохронологии

спор *Chaetoceros*. Эта зона выделяется по 4 колонкам и, так же в некоторых колонках может быть подразделена на три подзоны (по изменению доминирующих индикаторных видов), однако в этой зоне изменения прослеживаются не так четко. Временные рамки, согласно литературным данным (Измайлов, 2005; Зайцев, Зеленщиков, 2009), соответствуют нимфейской трансгрессии (возраст отложений: около 1800–800 лет).

Зона 3 совпадает с регрессивным этапом развития Азовского моря, поскольку в донных отложениях этого периода в массе встречается *Actinocyclus octonarius*, одновременно с уменьшением численности спор *Chaetoceros*. Эта зона прослеживается в 3 колонках (44, 133 и 97) и соответствует корсунской регрессии. Результаты радиоуглеродного анализа указывают на то, что отложения, соотносимые с этой зоной, накапливались примерно 600–800 лет назад (рис. 2).

Трансгрессивно-регрессивные этапы, совпадающие с зонами 4,5 и 6, не описаны в литературных

источниках, однако они выделяются по данным диатомового анализа практически во всех колонках. Трансгрессия в зоне 4 отмечена в трех колонках, однако радиоуглеродное датирование было проведено только для колонки 45 (340 ± 140 лет). Зона 5 (в которой снова наблюдается понижение уровня моря) прослеживается по двум колонкам (79, 133). Согласно данным абсолютной геохронологии возраст этих отложений составляет 190 ± 120 лет (рис. 2). Зона 6, согласно данным диатомового анализа, характеризуется повышением уровня моря и четко выделяется в трёх колонках, однако радиоуглеродная датировка образцов не проводилась. Возможно, что эта зона отражает изменения, происходящие и в настоящее время и, соответствует современному уровню Азовского моря.

Таким образом, можно отметить, что периодически менявшиеся на протяжении новоазовского времени (последние 3100 лет) климатические и, соответственно, гидрологические условия нашли от-



ражение в последовательной смене доминирующих видов микроводорослей. В результате диатомового анализа новоазовских отложений были выделены виды, маркирующие смену экологических условий в море (повышение, или снижение уровня моря). Основные выделенные зоны – соответствуют описанным ранее в литературе трансгрессивно/регрессивным этапам существования Азовского моря, что

подтверждает достоверность выводов сделанных в результате анализа видового состава диатомовых водорослей.

Исследования выполнялись в рамках ПФИ Президиума РАН «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы» и ПФИ ОНЗ РАН «Географические основы устойчивого развития Российской Федерации и ее регионов».

### Список литературы

1. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.
2. Зайцев А.В., Зеленищikov Г.В. Голоцен дельты Дона // Геология, география и экология океана: Мат. междуна. конф., посв. 100-летию со дня рожд. Д.Г. Панова (8–11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону). Ростов-наДону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 124–126
3. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Чёрного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи, 2005, 174 с.
4. Караева Н.И. Диатомовые водоросли бентоса Каспийского моря. Баку: Изд-во ЭЛМ, 1972. 258 с.
5. Ковалева Г.В. Диатомовые водоросли из позднечетвертичных осадков Азовского моря // Материалы Международной научной конференции диатомологов России и стран СНГ «Морфология, клеточная биология, экология, флористика и история развития диатомовых водорослей», Минск, 2007а. С. 194–197.
6. Ковалева Г.В. История формирования флоры диатомовых водорослей Азовского моря в позднечетвертичное время // Мат.межд. симп. «Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны», Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 209–214.
7. Ковалева Г.В. Обнаружение слоев с *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr.)Ehr. в позднечетвертичных осадках Темрюкского залива (Азовское море) // Мат. ЛII сессии Палеонтолог. об-ва РАН: «Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология» (2–6 апреля 2007, Санкт-Петербург). СПб., 2007б. С. 68–70.
8. Ковалева Г.В. Систематический список микроводорослей бентоса и планктона прибрежной части Азовского моря и прилегающих водоемов // Современные проблемы альгологии, Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. С. 174–192.
9. Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Результаты изучения диатомовых водорослей из поверхностных донных отложений Таганрогского залива // Мат. межд. науч. конф. «Экологическая безопасность приморских регионов (порты, берегозащита, рекреация, марикультура): посв. 150-летию Н.М. Книповича», Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012. С. 119–125
10. Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского северо-востока СССР – СПб.: Наука, 1992. 177с.
11. Матишов Г. Г., Ковалева Г. В., Польшин В. В. Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене // Доклады АН, 2009, Т. 428, № 6, С. 820–823.
12. Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Новенко Е.Ю. Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализа грунтовых колонок азовского шельфа. //Доклады РАН, 2007, Т. 416, № 2, С. 250–255.
13. Ольштынская А.П. Кайнозойский этап развития диатомовой флоры Украины // Автореф. дис. ...докт. геолог. наук. – Киев, 1999. – 35 с.
14. Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли планктона Азовского моря. – М.-Л.: АН СССР. – 1963а. – 190 с.
15. Радионова Э.П., Головина Л.А. Микрофлора эотиса – понта разреза Тамань // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України: Зб. Наук. Праць ІГН НАН України. Київ., 2008. С 276–284.
16. Современное развитие эстуарных экосистем на примере Азовского моря / Под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты, 1999. 366 с.
17. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). М.: Недра. 1984. 556 с.
18. Студеникина Е.И., Алдакимова А.Я., Губина Г.С. Фитопланктон Азовского моря в условиях антропогенных воздействий. – Ростов-на-Дону: Эверест, 1999. – 175 с.
19. Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы / в кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 25–32.
20. Cooper Sh. R. Diatoms in sediments cores from the mesohaline Chesapeake Bay // Diatom Research, Vol. 10 (1), 1995. P. 39–89/
21. Matishov G.G., Kovaleva G.V., Novenko E.Yu., Krasnorutskaya K.V., Polshin V.V. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments) // Quaternary International, 284 (2013). P. 123–131
22. Sansetta C. Distribution of diatom species in surface sediment of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology, 1982. V. 28. P. 221–257.
23. Suto I. Taxonomy of the Marine diatom resting spore genera *Diocladia* Ehr., *Monocladia* gen. nov. and *Syndendrium* Ehr. and their stratigraphic significance in miocen strata // Diatom Research, 2003, Vol. 18(2), P. 331–356.

**ИЗУЧЕНИЕ  
МИКРОРЕЛЬЕФА ГИЛЬГАЙ НА ЮГЕ  
ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ** | **THE STUDYING OF MICRORELIEF  
GILGAI IN THE SOUTH  
OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA**

**И.В. Ковда<sup>1</sup>, Е.Г. Моргун<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт географии РАН, Москва, Россия*  
*ikovda@mail.ru*

<sup>2</sup>*Факультет почвоведения МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия*  
*koto@rc.msu.ru*

**I.V. Kovda<sup>1</sup>, E.G. Morgun<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Faculty of Soil Science, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

Глинистым смектитовым почвам разных регионов мира часто сопутствует поверхностный микро рельеф, формирование которого связано с внутрпочвенными процессами усадки и набухания. Первоначально подобный микро рельеф был описан в Вертисолях Австралии, откуда он получил свое название, взятое из языка аборигенов. Считалось, что формированию микро рельефа способствует сезонность выпадения осадков с длительным периодом иссушения, во время которого глинистые почвы сильно растрескиваются, а в трещины засыпается рыхлый поверхностный материал. Во время последующего влажного сезона в трещины быстро просачивается большое количество воды и внизу происходит усиленное набухание смектитовой глины снизу, сопровождаемое, за счет избыточного засыпанного материала, выпучиванием материала в стороны и вверх (Hallsworth et al., 1955). В почвенной литературе этот процесс называли глинистыми педотурбациями.

Позже, появились гипотезы, предполагающие несколько иные механизмы образования гильгаев включая 1) различия в набухающей способности слоев (более высокая способность к набуханию нижних горизонтов); 2) дифференциальная нагрузка (эта же теория использовалась ранее в геологии для объяснения формирования диапировых складок – куполообразных антиклинальных складок со смятым ядром, образующихся при выдавливании снизу высокопластичных пород) и 3) комбинированная теория образования гильгай и интрузий при дифференциальных нагрузках и различий в пластичности слоев. Эта модель подразумевает, что гильгаи могут формироваться при наличии двучленности отложений, когда слои отличаются набуханием и пластичностью (Beckmann et al., 1981). Также есть мнение, что хотя формирование гильгаев несомненно связано с процессами усадки и набухания, однако не все

вертисоли их имеют и процесс формирования гильгаев до конца не понят (Hubble et al., 1983).

Наш опыт изучения глинистых смектитовых почв – вертисолей – на юге России и в других регионах мира показал, что микро рельеф гильгай как максимальная степень проявления внутрпочвенных деформаций в результате усадки-набухания, чаще формируется в геоморфологических позициях, обеспечивающих дополнительный латеральный приток влаги. Таким образом, дело даже не в сильно выраженной сезонности выпадения осадков, и не в значительной протяженности сухого периода, приводящего к сильному растрескиванию почвы. Наша позиция по поводу образования гильгаев близка к их отождествлению с дислокациями по типу диапиризма т.е. выжимания пластичного материала в трещины. Однако, в почвах масштаб этого явления существенно меньше, чем в горных породах. Тем не менее, можно говорить о двух типах подобных выжиманий: медленное обширное выпучивание и относительно быстрое выдавливание. В первом случае образуется типичный микро рельеф гильгай с округлыми повышениями. Во внутреннем строении наблюдается полого-наклонное расположение горизонтов и морфонов, вытянутых по направлению к центру формирующихся повышений. Между внедряющейся минеральной массой и вмещающими горизонтами образуются переходные горизонты/морфоны с постепенным изменением цветовых и других характеристик. Во втором случае внедрения приобретают облик интрузий, сходных с дайками или штоками, имеют близкую к вертикальной направленность. В англоязычных публикациях их иногда называют chimney (т.е. труба). В этом случае наблюдаются более резкие границы между внедренной и вмещающей массой и изменения признаков. На рисунке показан пример внутреннего строения вертисолей серии Берлесон (штат Техас, США) изученных в траншее протяженностью около 10 м.

Левая часть рисунка представляет пример выпучивания – медленного постепенного формирования микрорельефа. Правая часть рисунка соответствует выдавливанию, более быстрой интрузии материала нижних горизонтов. Аналогичные явления наблюдались нами в вертисолях Предкавказья. На поверхности почв можно было видеть крупные округлые повышения – бугры (первый тип) и небольшие седловины между крупными элементами (буграми или западинами). В траншее было видно, что под седловинами расположены узкие зоны выдавливания, имеющие по всей длине одинаковую ширину, практически вертикальную направленность и резкие границы – в нашем конкретном случае при протяженности около 40 см выдавленный материал имел ширину около 5 см.

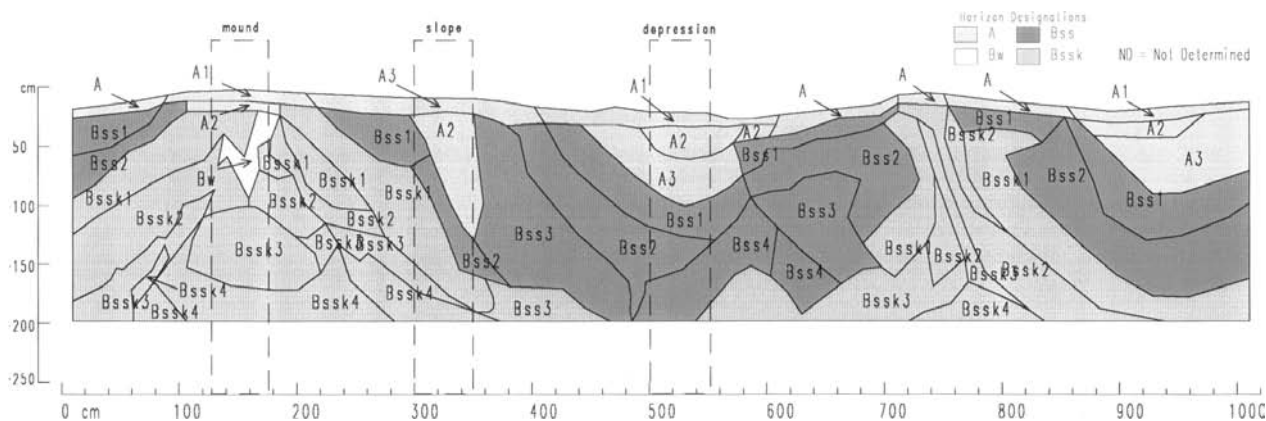
Общим между описанными двумя типами внедрений нижележащего материала вверх является то, что они осуществляются материалом, находящимся в пластичном состоянии. Однако для внедрений второго типа необходимо наличие открытой трещины, куда этот пластичный материал сможет внедряться, тогда как для первого типа внедрений, на наш взгляд, необходимо лишь влажное и пластичное состояние, а трещина, идущая от поверхности почвы к острию выпучивания, вероятно, появляется существенно позже, когда выпучивание уже поднимается на некоторую высоту ближе к поверхности и достигает зоны заметных сезонных колебаний влажности. Итак, образование гильгаев на наш взгляд скорее есть разновидность дефлюкции как процесса закрытого пластичного движения, выражающегося в медленном выдавливании слабоувлажнённых грунтовых масс. Засыпание материала в трещины в этом процессе роли не играет.

Таким образом, особое значение имеет грунтовая подпитка почв влагой. При отсутствии грун-

товой подпитки гильгаи не формируются. Именно этим на наш взгляд можно объяснить то, что гильгаи встречаются не во всех вертисолях, однако часто встречаются в аккумулятивных ландшафтах или приурочены к перегибам склонов. Можно отметить приуроченность гильгаев к поверхностям выравнивания и педиментам. В пределах участков этих денудационных равнин на поверхность нередко выходят древние глинистые отложения, которые будучи водоупорами обеспечивают наличие верховодки. В качестве такого примера можно привести гильгаи Центрального Предкавказья. Возможно, к гильгаям относятся и «солонцово-меловые полигоны» высотой до 0.5 м, диаметром около 5 м, разбитые трещинами, обнаруженные на Южном Урале (Чибилев, 2008). О роли грунтовой подпитки в формировании гильгаев свидетельствуют другие примеры их нахождения на территории России, например пойма Волго-Ахтубы (Корнблюм, Козловский, 1965), долина Маныча (Козловский, 1991; Ковда и др., 2013).

Нами изучены почвы, поверхность которых не имеет микрорельефа, хотя внутреннее строение почв характеризуется цикличностью горизонтов и наличием зон выдавливаний. Изучение пространственной вариабельности лабильных и консервативных почвенных характеристик поможет ответить на вопрос, существовал ли микрорельеф и был уничтожен, либо он еще находится на стадии формирования (Ковда, Моргун, 2001).

Следует учитывать изложенные факты при палеорекострукциях, поскольку наличие сликенсаидов (плоскостей скольжения) в погребенных почвах часто ошибочно интерпретируется как индикатор (суб)тропических условий, а наличие волнистых горизонтов – как показатель бывшего микрорельефа.



**Рис. 1.** Внутреннее строение вертисолей с поверхностным микрорельефом. Обозначения почвенных горизонтов даны по Soil Taxonomy (1999). Пунктиром отмечены три зоны детального изучения, соответствующие повышению, микросклону и западине гильгаев

### Список литературы

1. Ковда И.В., Моргунов Е.Г., Ильина Л.П. Солонцевато-слистой почвенный комплекс Маныч-Гудилловской западины // Почвоведение, 2013. № 1. С. 3–16.
2. Ковда И.В., Моргунов Е.Г. Эволюция вертисолей: стадии и индикаторы / IV Всерос. конф Проблемы эволюции почв. Пущино, 2001. С. 123–124.
3. Козловский Ф.И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв. М.: Наука, 1991. 196 с.
4. Корнблум Э.А., Козловский Ф.И. Слитые почвы Волго-Ахтубинской поймы как аналог черных слитых почв тропиков и субтропиков / География и классификация почв Азии. М.: Наука, 1965. С. 165–178.
5. Чибилев А.А. Бассейн Урала: история, география, экология. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 312 с.
6. Beckmann G.G., Thompson C.H., Richards B.R. Relationships of soil layers below gilgai in black earths // The properties and utilization of cracking clay soils. McGarity J.W., Hoult E.H. and So H.B. (Eds.). Reviews in Rural Science. V. 5. 1981. P. 64–72
7. Hallsworth E.G., Robertson G.K., Gibbons F.R. Studies in pedogenesis in New South Wales. The gilgai soils // J. Soil Sci., 1955. V. 6. P. 1–32.
8. Hubble G.D., Isbell R.F., Northcote K.H. Features of Australian soils / Soils: an Australian view-point. Melbourne: Division of Soils, CSIRO. 1983. P. 17–47.
9. Soil Survey Staff. Soil Taxonomy, A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, USDA, Agricultural Handbook, 1999. № 436. 869 p.



**ПАРАМЕТРЫ СТРУКТУРЫ  
ВЫНОСА В ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРА  
ПОДЧИНЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ  
БЕЛАРУСИ (ДЛЯ ФАЗ *PINUS* И *BETULA*)  
В ИМИТАЦИОННЫХ ГИС** | **STRUCTURAL PARAMETERS  
FOR THE REMOVAL AT THE HOLOCENE  
LAKES OF BELARUS SUBORDINATE  
LANDSCAPES (FOR PHASES *PINUS*  
AND *BETULA*) IN IMITATION GIS**

**Е.А. Козлов**

*Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь  
e-kozlov83@mail.ru*

**E.A. Kozlov**

*Belorussian State University, Minsk, The Republic of Belarus*

Основанием для совмещенного параллельного анализа данных о развитии природной среды Беларуси в голоцене, полученных разными палеогеографическими методами, являлась палинологическая (спорово-пыльцевая) диаграмма, на которую последовательно наращивались результаты работы других палеогеографических методов, и при возможности, точные датировки, полученные изотопными методами. К настоящему моменту обеспеченность компактной и относительно однородной территории Беларуси подобными данными позволяет использовать пространственное моделирование. Установленные факты, обработанные системно и имеющие строгую геопривязку к конкретной точке, в пространственно-временном отношении нельзя считать непрерывными. Попытки относиться к ним как к повсеместно-распространенным и усредненным не позволяют детализировать процессы развития геосистем как с использованием ландшафтного, так и с использованием бассейнового подходов. Фактическая ошибка, накопленная при формальной корреляции, до неузнаваемости искажает картину палеогеографической реконструкции.

Сопоставление имеющихся в нашем распоряжении материалов по 216 разрезам показало, что детальная привязка седиментационные колонок озерного и озерно-болотного (с покровными торфами малой мощности) происхождения позволяет выразить структурно-функциональные связи палеолимносистем в голоцене с их водосборами. Наиболее достоверные данные связаны не столько с полнотой седиментационной колонки, завершенностью осадконакопления, началом седиментации или микроположением озера, сколько с местом в системе стока и разнообразием вещественного состава илов. Базовыми факторы дифференциации последних – климатогенные и литогенные.

Положение макролитосисем Беларуси в области мобилизации материала и равнинный характер рельефа обуславливают весьма избирательный вынос материала. Достаточно точно установлено, что господствующие на водосборах породы формируют в вещественном составе илов лишь 16–33 % их мощности. Такая ситуация обусловлена механизмом транзита по облесенному водосбору, сезонными чертами стока, значительным увлажнением. Наиболее полно совокупность черт седиментации

Таблица 1

**Средние скорости осадконакопления в озерах подчиненных ландшафтов Беларуси  
для фаз *Betula* и *Pinus***

Время	Группа донных осадков				
	опесчаненные	оглиненные	сапропели		торф
			органические	прочие	
Северная зона (в границах Валдайского оледенения)					
предоптимальное	0,2	0,5	0,4	0,6	0,5
постоптимальное	0,1	0,2	0,6	0,4	0,4
Центральная зона (в границах Московского оледенения)					
предоптимальное	0,5	0,3	0,5	0,3	0,7
постоптимальное	0,2	–	0,2	0,2	0,2
Южная зона (в границах Днепровского оледенения)					
предоптимальное	1,5	0,1	0,3	0,3	0,8
постоптимальное	0,4	–	0,4	0,2	0,2

отражают не просто озера, являющиеся локальным накопителями, а те из них, которые принадлежат подчиненным ландшафтам, поскольку режим аккумуляции в них стабилен, а его вариации достигнуты путем изменения параметров седиментогенеза.

В силу климатических изменений, которые в голоцене на макро- и мезотренде можно считать периодическими, для анализа были выбраны близкие по комплексу индикационных характеристики и относительно стабильные условия, отраженные в фазах растительности максимумами пыльцы *Betula* и *Pinus*, обладающие комплексом известных характеристик (Голоцен Беларуси, 2004).

Стабильные параметры мощности и продолжительности накопления на основе хронологической привязки были интерполированы и получены скорости накопления озерных осадков по видам для предоптимального и постоптимального времени голоцена для указанных фаз развития растительности (табл. 1).

Скорости осадконакопления отражают общность отклика геосистем Беларуси на необратимые изменения, произошедшие в структуре ландшафтов в оптимум голоцена. Введение разграничения на пред- и постоптимальное время необходимо для верификации имитационных данных.

Имитационная (прогностическая) ГИС позволяет на основе дискретных данных о седиментации в водоеме учесть последовательность смены и обратимость основных параметров накопления. Во-первых, это относится к структуре накапливаемого материала: соотношению вещественного состава за хроносрез, границы которого проведены

на основании относительной датировки биостратиграфическими методами. Во-вторых, продолжительности накопления донного осадка указанного вещественного состава, показывающей смены осадков по мере развития процессов в литосистеме. В-третьих, оценить относительную величину мощности конкретного вида осадков в данной последовательности, а значит, оценить интенсивность его формирования.

Основным аспектом построения grid-модели, лежащей в основе имитации, стало определение интенсивности изменения выноса относительно модального порога в процентном отношении, для чего были использованы указанные выше параметры. В дальнейшем на grid-модель псевдорельефа интенсивности изменения выноса были наложены бассейны стока и оценена степень корреляции для разрезов, принадлежащим подчиненным ландшафтам. Полученные данные по интенсивности выноса обработаны в кластерном анализе. Всего выделено 8 групп водоемов по интенсивности накопления материала. Данные пролонгированы по общим правилам на кратные 400–500-летние интервалы. Отклонения данных, разделенных полным климаторитмом (макротрендом) в пределах голоцена составили от 31,3 % до 46,7 % для фаз пред- и постоптимального времени. Таким образом ошибка на каждый этап моделирования приблизилась показателям от 5,2 до 7,7 %. Использование имитационной модели для прогнозирования интенсивности седиментации и вещественного состава осадков на последующие 500 лет перспективно для использования, поскольку известна погрешность модели.

#### Список литературы

1. Голоцен Беларуси / Еловичева Я.К. [и др.]. Минск: БГУ, 2004. 241 с.

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ  
ИНФАНТИЛЬНЫХ ВПАДИН  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ  
ОЗ. БАЙКАЛ**

**THE QUATERNARY GENESIS  
OF SEDIMENT OF INFANTILE BASINS  
ON THE SOUTHEAST COAST  
OF LAKE BAIKAL**

**В.Л. Коломиец**

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
kolom@gin.bscnet.ru*

**V.L. Kolomiets**

*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude*

На юго-восточном побережье оз. Байкал, между устьями рр. Селенга и Баргузин, протягивается цепь небольших отрицательных морфоструктур, которые по своему развитию, глубине залегания фундамента, структурному положению, конфигурации, степени морфологической выраженности и сейсмическому режиму относятся к инфантильным структурам (Солоненко и др., 1968). Это – Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская впадины и несколько других более мелких депрессий (Максимихинская, Зезивандинская, Кикинская).

*Налимовская впадина* имеет северо-восточную ориентировку, воронкообразно сужается вверх по течению р. Налимовки на 17–18 км, наиболее широкая ее часть вытянута вдоль берега бухты Безымянной оз. Байкал на 6,5 км. На пологонаклонном в сторону Байкала днище котловины развит равнинный (прибрежная полоса, нижнее течение р. Налимовка) и холмисто-увалистый аккумулятивный рельеф (среднее и верхнее течение р. Налимовка). Для познания неоплейстоценовой истории развития изучаемой депрессии наибольший интерес представляют разновозрастные поверхности ее днища озерного и озерно-речного генезиса.

VII эрозионно-аккумулятивный уровень (ЭАУ) высотой 120–140 м залегает в виде неширокой полосы, размытой сетью эпизодических водотоков вдоль подножья хр. Черная Грива. Сложен субгоризонтально-слоистыми мелко-среднезернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц  $x=0,36-0,44$ ), из которых получена абсолютная дата на основе радиотермолюминесцентного (РТЛ) метода ( $1000000 \pm 90000$ , ГИН СО РАН-399, поздний эоплейстоцен). Коэффициент вариации определяет происхождение осадков ( $n=0,52-0,64$ ) как аквальное и принадлежит полю совмещения аллювиального и лимнического генезиса. По палеогидрологическим данным их накопление совершалось в слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемах с умеренным динамическим режимом потоков, транспортировавших сюда наносы. Палеореки имели равнинный (число Фруда

$Fr \leq 0,1$ ) тип натуральных блуждающих русел в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды.

VI ЭАУ ранне-среднеоплейстоценового возраста (60–80 м) распространен вдоль северо-западного склона хр. Черная Грива и, ввиду размыва, состоит из разобщенных участков. Выполнен субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелко-среднезернистыми песками ( $x=0,39-0,40$  мм). Коэффициент изменчивости ( $n=0,68-0,70$ ) соответствует аллювиально-озерному генетическому типу. Условия среды осадконакопления этой толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов с сетью палеопотоков равнинного типа ( $Fr \leq 0,1$ ). Фациальная природа данных осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестречневых фаций речной макрофафии.

В первой половине среднего неоплейстоцена произошло формирование V ЭАУ (40–50 м), поверхность которого приурочена к присклоновой части котловины со стороны хр. Черная Грива. Осадки представлены субгоризонтально-слоистыми с наклонными и слабоволнистыми маломощными прослоями мелко-среднезернистыми песками ( $x=0,41-0,43$  мм). Набор фракций и их процентное содержание, и, следовательно, статистические и палеопотамологические характеристики не имеют существенных отличий от таковых их более высоких уровней депрессии, что является доказательством существования схожих обстановок седиментации, имевших место на исследуемой территории в данный промежуток квартера.

Значительно большее распространение имеет IV ЭАУ (2-я половина среднего неоплейстоцена, 25–35 м), который занимает большое по площади пространство в пределах расширенной части депрессии. Изученное вещество являет собой песчаный материал мелко- ( $x=0,42-0,45$ ) и крупно-среднезернистой структуры ( $x=0,51-0,58$ ). Показатели коэффициента вариации ( $n=0,55-0,69$ )

сопоставляются с полем смещения двух обстановок седиментации, но учитывая близость к Байкалу и тот факт, что они не превышают верхнего предела в 0,8 единиц для осадков лимнического генезиса, данные пески следует считать озерными, накопившимися в высоко-динамичных условиях прибрежно-пляжевой фациальной зоны.

Поздненеоплейстоценовые III (15–25 м) и II (9–12 м) аккумулятивные террасы развиты широким фронтом вдоль берега Байкала на всем его протяжении. Сложены мелко- ( $x=0,42-0,45$  мм) и крупно-среднезернистыми ( $x=0,50-0,57$  мм) песками. Слоистость – маломощная, характер залегания субгоризонтальный, волнистый реже – косые серии обохренных гравелистых песков. Статистические параметры определяют некоторые различия динамики седиментационных бассейнов – более равновесная событийность периода аккумуляции осадков III террасы и повышенный в сравнении с ней энергетизм условий накопления осадков II террасы, связанный с возможным увеличением количества свободной воды в каргинское межледниковье, что подтверждается РТЛ-датированием этих отложений (>42000 л.н., ГИН СО РАН-396). Возраст осадков третьей террасы – ермаковский (>84000 л.н., ГИН СО РАН-397).

Таким образом, анализируя характер седиментогенеза Налимовской впадины, можно констатировать, что уже в позднем эоплейстоцене в котловине имел место озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа, осаждение его происходило преимущественно в подводно-дельтовом положении. Схожие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена – депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных соров. Возникновение и столь длительное существование подобных обстановок явилось следствием дифференцированных тектонических движений, охвативших территорию Прибайкалья, приведших к поднятию юго-западной рамы впадины Байкала и ингрессиям его вод в понижения горного обрамления. Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления в позднем неоплейстоцене – котловина до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и, следовательно, представляла собой Налимовский палеосор.

Нижнетуркинская впадина занимает приустьевую часть нижнего течения р. Турки. В плане это сужающееся вверх по течению асимметричное субширотное понижение с довольно пологими бортами. Наиболее полный комплекс рыхлых отложений наблюдается на междуречье рр. Турки и Коточика. Это останцовый увал высотой 60–80 м с мелкохолмистой вершинной поверхностью и выположенными

местами с эрозионными врезами, склонами.

Гранулометрически осадки, слагающие этот массив, принадлежат к среднезернистым пескам с подчиненной ролью других разностей (мелко- и крупнозернистых). Текстура горизонтальная, отчетливо слоистая. В целом всей толще свойственна определенная литологическая однородность отложений в плане и по разрезу. Текстурные и структурные особенности указывают на водный характер переноса и отложения осадков, а почти ровный механический состав – о близких энергетических условиях среды седиментации. Согласно гидродинамическим показателям отложение происходило в мелководном проточном озеровидном водоеме (прибрежные фациальные обстановки).

Важным моментом в понимании условий среды седиментации является факт обнаружения Г.Г. Мартинсоном (1951) в этих песках спикул губок двух семейств: губок материковых водоемов сем. Spongillidae: *Ephydatia fluviatilis* L., *Spongilla* sp. и эндемичных байкальских губок сем. Lubomirskiidae – *Lubomirskia baikalensis* Pall. (Dyb.). Наличие данных видов обосновывает аккумуляцию песчаных толщ в озерном водоеме, который имел генетическую связь с оз. Байкал. Физико-географические условия этого палеоводоема были сходными с условиями, имеющими место в современных байкальских сорах.

Котокельская впадина имеет в плане субмеридиональную овальную форму. Большая часть депрессии занята водами оз. Котокель, южный, суходольный сегмент Зезивандинским отрогом отделен от Зезивандинской депрессии. Слабонаклонное в сторону озера Котокель суходольное днище впадины выполнено разнообразным комплексом рыхлых осадков четвертичного возраста аквального (характерно наибольшее площадное распространение), коллювиального и эолового парагенетических рядов континентальных образований.

Эоплейстоцен-нижнеоплейстоценовые осадки слагают VII ЭАУ высотой 80–120 м, который прослеживается вдоль северо-западного подножья Зезивандинского отрога. Вскрытая верхняя часть толщи представлена субгоризонтально-слоистым алевритово-средне-мелкозернистым песком ( $x=0,26$  мм). Параметры коэффициента изменчивости соответствуют интервалу  $0,4 < n < 0,8$ , который принадлежит области смешанного аллювиально-озерного генезиса. Формирование осадков происходило в неглубоком (до 1,5–2 м) лимническом слабопроточном постоянном водоеме. Диапазон зерен и повышенный суммарный процент алевритов (30–40 %) указывает на отложение данных осадков в прибрежной полосе акватории озерных бассейнов с преобладанием береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации.



Ранне-среднеплейстоценовый VI ЭАУ высотой 50–80 м имеет значительно большее площадное развитие вдоль бортовой части Зезивандинской гривы в виде широкой до 1,5–2 км полосы. В целом он сложен псаммитовым материалом средне-мелкозернистой структуры ( $x=0,27-0,32$  мм). По вертикали строение толщи невыдержанное, часты прослои и линзы темных илов, бурых тонкослоистых запесоченных суглинков, бурых, серых, пластичных голубовато-серых глин, отмечается интенсивное точечное и послойное обогащение окислами и гидроокислами железа, включения растительных остатков. Самым верхним горизонтам свойственен лессовидный облик. Коэффициент вариации песков ( $n=0,5-0,7$ ) свидетельствует об аквально-смешанном характере бассейна седиментации с наличием проточных с малой глубиной лимнических объектов и поступательных с замедленными гидродинамическими показателями русловых потоков равнинного типа.

Большое площадное развитие на южном замыкании Котокельской впадины получили уровни седиментации, соответствующие формированию среднеплейстоценового IV ЭАУ (25–35 м) и верхнеплейстоценовой III (17–25 м) террасы. Отложения данных уровней – мелко-среднезернистые пески ( $x=0,32-0,36$ ) с субгоризонтальной, наклонной и волнистой слоистостью. Коэффициент вариации соответствует области неомогенного аквального генезиса. По палеогидрологическим данным глубины таких лимнических

палеобассейнов не превышали 2–2,5 м. В фациальном отношении осадки IV–III террас отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озерных водоемов с преобладанием береговых, прибрежных фаций лимнической макрофации при некотором участии речных фаций.

На рубеже эоплейстоцена – неоплейстоцена в котловине возник стационарный неглубокий слабопроточный озеровидный водоем, где наряду с доминированием лимнических условий седиментации в прибрежной полосе акватории имели место и речные, связанные с проникновением в бассейн аккумуляции палеоводотоков малоподвижного равнинного характера. Подобная обстановка просуществовала вплоть до начала среднего неоплейстоцена. В его первой половине происходила неоднократная деградация озерной системы с распадом ее на небольшие отдельные застойные объекты, в которых совершалось накопление болотных и озерно-болотных фаций (глинистые прослои и линзы с богатым содержанием органики в теле VI уровня). Причиной этого могла быть аридизация климата в горах Прибайкалья, результатом которой явилось ограниченное поступление воды, вследствие чего озеро небольшой впадины быстро деградировало. С конца среднего и до финала позднего неоплейстоцена во впадине вновь происходит реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных IV и III уровням.

#### Список литературы

1. Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. Т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1951. С. 5–92.
2. Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.

**МОРФОЛИТОГЕНЕЗ  
И ПРИРОДНАЯ СРЕДА  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ  
(ГУСИНООЗЕРСКО-УДИНСКАЯ ВЕТВЬ  
МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН)** | **THE MORPHOLITHOGENESIS  
AND ENVIRONMENT  
OF THE WESTERN TRANSBAIKALIA  
DURING THE NEOPLEISTOCENE  
(THE GUSINOOZERSK-UDA BRANCH  
OF INTERMOUNTAIN BASINS)**

**В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев**

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
kolom@gin.bscnet.ru*

**V.L. Kolomiets, R.Ts. Budaev**

*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude*

Характерной особенностью строения рельефа Западного Забайкалья является система линейно-вытянутых хребтов и впадин Селенгинского среднегорья. Горные хребты: Джидинский, Малый Хамар-Дабан, Боргойский, Моностой, Заганский, Цаган-Дабан, Худанский, Цаган-Хуртэй и другие представляют собой массивные удлиненные возвышенности с мягкими очертаниями и преобладанием вершин в высотном поясе от 800 до 1500 м. Протяженность хребтов – от десятков до нескольких сотен километров при ширине 20–80 км. Гусиноозерская, Убукуно-Оронгойская, Иволгинская, Удинская и другие межгорные котловины относятся к впадинам забайкальского типа. Впадины расположены параллельно хребтам и отличаются значительной шириной днищ с абсолютными высотами от 600 до 900 м.

В Гусиноозерской впадине в 1 км юго-западнее с. Ёнхор изучена среднеплейстоценовая высокая 65-метровая надпойменная терраса Селенги. В литологическом плане она представлена алевритовыми, мелко- и среднезернистыми, субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистыми песками с маломощными линзовидными скоплениями и прослоями мощностью от 1–2 до 10–12 см грубо-крупнозернистых и среднезернистых песков с мелким гравием. Подобные гранулометрические спектры, содержащие до 6–8 фракций, характерны для отложений флювиальной группы аквального парагенетического ряда континентальных осадочных образований. На основании проведенных литолого-фациального и палеопотамологического анализов установлены преимущественно речные обстановки седиментации.

На правом берегу Чикоя в 7 км выше устья распространены большой песчаный массив, представляющий собой 35-метровую надпойменную террасу среднеплейстоценового возраста. Толща состоит из разнозернистых песков с субгоризонтальной, слабонаклонной и наклонной текстурой мощностью

от первых миллиметров до 5 см. По своему происхождению пески имеют несомненно водное происхождение и накапливались как в обстановках русел (нестрежневые фации) и прирусловых отмелей, так и в совмещенных лимно-аллювиальных условиях.

В юго-западной части Убукуно-Оронгойской впадины изучено строение позднеплейстоценовой 20-метровой террасы Оронгоя. Осадки представлены субгоризонтально- и волнисто-слоистыми разнозернистыми песками с примесью (до 20 %) алевритово-тонкозернистого матрикса и редкими включениями (<1 %) мелкогравийного материала. По статистическим и динамическим характеристикам осадконакопления средней седиментации являлся мелководный проточный озеровидный бассейн с максимальными глубинами до 4,5 м и волновыми колебаниями водной среды. Поставляющие в него рыхлый материал потоки характеризовались полугорным типом естественных постоянных русел с площадью водосбора >100 км<sup>2</sup> в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды. Следовательно, накопление песков Убукуно-Оронгойской котловины происходило в условиях тектонического подпора вод в процессе формирования Байкальских впадин.

На основании литолого-фациального анализа разреза среднеплейстоценового высокого террасового уровня р. Селенги (50 м) – стратотипа кривоярской свиты (Иволгинская впадина) установлена смена комплексных озерно-речных обстановок седиментации (5 горизонтов) речными (4 горизонта). Тектонические условия процесса формирования аллювиально-озерных наносов были стабильными с некоторым дефицитом поступающего вещества. Величина коэффициента вариации ( $n=0,55-0,78$ ) устанавливает аквальное происхождение изучаемых осадков области совмещенного лимно-речного генезиса ( $0,4 < n < 0,8$ ): песчаные алевриты и алевропески аккумулировались в акватории лимнического водоема, а более крупные псаммитовые разности

приносились мигрирующими потоками с пониженными скоростями движения воды.

Динамика среды седиментации аллювиальных песчаных отложений не отличалась высоким потенциалом на фоне стабильности протекания процессов эндогенеза в условиях однонаправленных постоянных речных водотоков с сезонным колебанием водности –  $n > 0,8$ . В фациальном отношении осадки принадлежат русловым нестрепневым и пойменным фациям.

Отложения, формирующие тело III и верхнюю часть IV надпойменной террасы р. Уды в пределах Удинской впадины, по своим структурно-текстурным особенностям имеют аллювиальное происхождение. Среднеплейстоценовая IV терраса (высота 28–30 м) до глубины 5,2 м сложена породами псаммитовой структуры. Все значения коэффициента вариации ( $n=1,07-1,55$ ) трактуют флювиальный генезис изучаемой толщи и соотносятся с русловыми нестрепневыми фациями речной макрофагии.

Осадки позднеплейстоценовой III надпойменной террасы (высота 17–18 м) состоят из гравийно-песчаных смесей и разнозернистых песков. Коэффициент изменчивости ( $n=0,87-1,39$ ) указывает на образование осадков в подвижной турбулентной среде, характерной для речных систем – поступательным стационарным потокам.

На основе совокупных геологических и палинологических данных осуществлена реконструкция природной среды позднего неоплейстоцена Гусиноозерско-Удинской системы впадин. Установлено, как минимум пять временных отрезков аридизации климата в позднем неоплейстоцене изучаемого района: 1) вторая половина казанцевского времени (постепенное нарастание засушливости); 2) ермаковское (после  $74 \pm 8$  тыс. л.н.); 3) начало каргинского времени ( $49 \pm 6$  тыс. л.н.); 4) конец каргинского – начало сартанского времени; 5) конец сартанского времени (после 13 тыс. л.н.).

Казанцевское время. Отложения IV надпойменной террасы боковых притоков р. Селенги (РТЛ-даты:  $110000 \pm 15000$ ,  $148000 \pm 17000$  л.н.) являются собой средне- и мелкозернистые пески. Третья терраса притоков 2-го порядка сложена псаммитовым материалом ( $106000 \pm 11000$  л.н.). Спорово-пыльцевой спектр из основания III террасы р. Она представлен древесно-кустарниковыми породами (47 % – *Betula*, *Pinus silvestris* L., *Pinus sibirica*, *Ericaceae*, *Alnaster*, *Alnus*, *Picea*), травянистой растительностью (39 % – *Umbeliferae*, *Liliaceae*, *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Superaceae*, *Chenopodiaceae*), спорами папоротниковых, плаунов (14 %) и указывает на распространение сосново-березовых лесов с темнохвойными элементами, перемежавшимися с березовыми колками (палинологические опреде-

ления В.В. Савиновой). Травянистая и споровая части спектра отражают растительные ассоциации влажных местообитаний, что подтверждает наличие климатических условий теплее и влажнее современных. Предполагаемая среднегодовая температура была около  $0^{\circ}\text{C}$ , среднеянварская –  $-18^{\circ}\text{C}$ , среднеиюльская –  $+17^{\circ}\text{C}$ ; среднегодовое количество осадков составляло 600 мм.

Вторая половина казанцевского времени характеризуется постепенной аридизацией, что привело к формированию палео-серых лессовидных супесей и суглинков в разрезе склонового парагенетического ряда. Западная ориентировка Гусиноозерско-Удинской системы впадин относительно направления доминирующих ветров западных румбов способствовала широкому развитию дефляционных процессов и набрасыванию эоловой пыли на низкогорный рельеф предгорий хребтов, окружающих впадины. Пыль, осаждавшаяся на подветренных склонах, постоянно перемещалась дождевыми и тальными водами к их подножью, формируя эолово-делювиальный генотип.

Раннезырянское (ермаковское) время. Геологические образования состоят из аллювиальных и склоновых отложений. Так, средние горизонты террас притоков р. Селенги 1-го и 2-го порядков выполнены средне-мелкозернистыми песками ( $61000 \pm 7300$ ,  $65000 \pm 6500$  л.н.). Склоновые отложения нижней части разрезов разреза Хотык (бассейн р. Оны, среднее течение р. Уды), Каменка ( $69000 \pm 7200$  л.н.) (бассейн р. Брянки, Удинская впадина) сложены суглинками, обогащенными псефитами.

По палинологическим данным, во всех разрезах эти горизонты не содержат пыльцу и споры. Только на Хотыке (раскоп 2,  $49000 \pm 6000$  л.н.) получен обедненный вариант спорово-пыльцевого спектра из *Gramineae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Ericaceae*, единично *Pinus silvestris* L., что констатирует распространение открытых, безлесых ландшафтов, сформированных степными ассоциациями. Климат был сухой, неблагоприятный для произрастания растений. Нижние горизонты Каменки ( $74000 \pm 8000$  л.н.) содержат 11,7 % древесно-кустарниковых пород (*Betula platyphylla*, *Alnaster*), 41,2 % травянистой растительности (*Rosaceae*, *Umbeliferae*, *Superaceae*, *Plantaginaceae*, *Compositae*, *Thalictrum*, *Artemisia*) и 47,1 % спор (*Lycopodiaceae*, *Sphagnum*), что свидетельствует о наличии сосново-березовых редколесий, лесного и лугового разнотравья. Климатические условия влажные, но прохладные.

Каргинское межледниковье. Этому времени соответствуют отложения аллювиально-озерного (II терраса рек Оны и Брянки,  $33000 \pm 6600$  л.н.) и делювиально-пролювиального (средняя часть разреза Хотык, нижняя часть разреза Каменка)

генезиса. На разрезе Хотык каргинской является палинозона II. Здесь зафиксировано распространение кедрово-сосново-березовых лесов южно-таежной флоры (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Ulmus*, *Alnus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnaster*, *Salix*), возрастание видового разнообразия трав (Gramineae, Labiatae, Cyperaceae, Ranunculaceae, *Thalictrum*, Cruciferae, Caryophyllaceae, Valerionaceae, Umbeliferae, Geraniaceae, Chenopodiaceae) и споровых (Polypodiaceae, *Botrychium*, *Bryales*, *Orhioglossaceae*). Среднегодовая температура соответствовала +1,8°C, среднеянварская -17°C, среднеиюльская +18°C при среднегодовом количестве осадков около 660 мм.

Спорово-пыльцевые спектры разреза Каменка указывают на общее потепление и увлажнение. Доминирует пыльца трав – Gramineae, Umbeliferae, Plantaginaceae, Cyperaceae, Liliaceae, Violaceae, Rosaceae, Ranunculaceae. Доля древесно-кустарниковых пород составляет 37,7 % (сосна обыкновенная, ель, береза). Споровая часть представлена Lycopodiaceae и *Bryales* sp. Такой флористический состав отражает довольно теплые и достаточно влажные условия осадконакопления.

Сартанское время. Сартанскими (25–20 тыс. л.н.) являются: 4-й слой разреза Хотык, пески верхней пачки средней части разреза Каменка. Маркерами служат клиновидные затеки и мерзлотные клинья из основания слоя в нижележащие горизонты, увеличение доли дресвяно-гравийного материала. По структурным особенностям рыхлых

толщ можно говорить об усилении аридности климата, похолодании и активизации эоловых процессов. Накоплению аллювия I террасы предшествовало широкое развитие гидроэрозии, связанной с некоторым увлажнением климата и повышением водности рек. Климат характеризуется как прохладный сухой, затем холодный увлажненный, а с 13 тыс. л.н. – умеренно-теплый, сухой.

Раннесартанской эпохе соответствует пыльцевая зона I разреза Хотык. Были распространены сосновые редколесья с лиственницей, что имеет отношение к похолоданию, возрастает роль злаковых, верескоцветных, полыней и кустарников (климатические условия относительно сухие и прохладные). Среднегодовая температура составляла – -1,0°C, среднеянварская – -21°C, среднеиюльская – +17°C; среднегодовая сумма осадков достигала 590 мм.

Приведенные результаты комплексных исследований в Западном Забайкалье демонстрируют развитие палеоклиматической ситуации за последние 100–150 тыс. лет. Наблюдается следующий тренд изменений: теплые влажные условия в казанцевское время – холодные, относительно сухие в ермаковское – теплые, недостаточно влажные в каргинский период (с выделением наиболее аридных во время оптимума) – холодные, влажные в первой и относительно сухие во второй половине сартанской стадии – теплые, относительно влажные в голоцене – прохладные и сухие в современности.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 12-05-98071.



**НЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
ДЕПРЕССИИ БЕЛОГО МОРЯ  
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ  
(ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ  
ОСАДКОВ МАЛЫХ ОЗЕР)**

**LATE GLACIAL AND HOLOCENE  
NEOTECTONIC AND PALEO GEOGRAPHY  
OF THE WHITE SEA DEPRESSION  
(ACCORDING TO DATA FROM SMALL  
LAKES BOTTOM SEDIMENT)**

**В.В. Колька, О.П. Корсакова**

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия  
kolka@geoksc.apatity.ru, korsak@geoksc.apatity.ru*

**V.V. Kolka, O.P. Korsakova**

*Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia*

Неотектонические и палеогеографические исследования территории российской части Фенноскандинавского щита ведутся с конца 19 века, когда Рамсей (Ramsay, 1898) стал изучать гляциоизостатически приподнятые береговые образования по берегам Баренцева и Белого морей. В советское время в разных частях побережий региона для этих целей было выполнено изучение древних береговых образований и построены принципиально различающиеся схемы изобаз позднеледниковых и голоценовых поднятий земной коры (Лаврова, 1960, Кошечкин, 1979). Согласно исследованиям В. Рамсея и М.А. Лавровой северо-восток Фенноскандинавского щита испытывал куполообразное воздымание с наибольшими скоростями поднятия в западной части региона. По данным Б. И. Кошечкина, поднятие территории носило блоковый характер с примерно одинаковыми скоростями на всей территории Кольского полуострова. Точность этих реконструкций была ограничена тем, что датирование древних береговых образований (береговые валы, террасы), отражающих положение уровня моря, редко могло быть выполнено непосредственно для этих геоморфологических объектов. Кроме того, без точного датирования затруднена и часто невозможна морфологическая корреляция древних береговых линий в разных частях побережья. Получение более достоверных данных об относительном перемещении уровня моря стало возможным после внедрения нового метода исследования и датирования осадков в современных озерных котловинах (Donner et al., 1977), которые сначала были неровностями морского дна, а затем из-за гляциоизостатического поднятия континента оказались изолированными от моря. Работы по этой методике выполнены скандинавскими исследователями для районов западной периферии Скандинавского ледника, на территории России – для побережья Баренцева моря (Corner et al., 1991, 2001; Snyder et al., 1997).

**Районы исследования и методика работ.**

Работы по изучению неотектоники и палеогеографии ведутся в бассейне Белого моря с конца прошлого века. Всего на кольско-карельском побережье Белого моря подробно изучено семь районов. При выборе районов учитывалось конфигурация поясов стадияльных ледниковых краевых образований, а также их положение относительно тектонически активного Кандалакшского грабена, что должно наиболее полно отобразить влияние на палеогеографию региона и соотношение суши и моря гляциоизостази, эвстазии и собственно тектоники.

Изучение донных осадков (ДО) современных озер, расположенных в мелких депрессиях рельефа на отметках ниже верхней морской границы, позволяет детально охарактеризовать геологическую и неотектоническую историю позднего плейстоцена – голоцена, датировать важные рубежи этой истории в определенных районах побережья. Для этого в каждом районе площадь в несколько квадратных километров изучались ДО в котловинах малых озер, расположенных на разных абсолютных отметках, т.е. в разное время отделившихся от моря (чем выше, тем раньше). Высота порогов стока озер, как правило, соответствует высотному положению берега во время отделения котловины от моря. ДО отбирались при помощи поршневого пробоотборника секциями по 1 метру с перекрытием 5–10 см, чтобы избежать пропусков в седиментологической последовательности осадков. Проводилось полевое литологическое описание разреза и отбор образцов для микропалеонтологического (диатомового и палинологического анализов) и для радиоуглеродного датирования той части осадочной последовательности, которая накапливалась при переходе котловины в континентальные условия. На основе полученных результатов анализов для каждого района строился график относительного перемещения береговой линии моря (далее Кривая) в позднем плейстоцене – голоцене. Кривая показывает возраст

и высотное положение (относительно современного уровня моря) береговой линии во время смены в данной озерной котловине морских условий седиментации пресноводными. Палеогеографические реконструкции опирались на изучение всех фацциальных разновидностей ДО. К ним относятся: – осадки фацции позднеледникового приледникового озера (I); – осадки фацции переходной зоны от пресноводных (приледникового озера) к морским условиям седиментации (II); – осадки морской фацции (III); – осадки фацции переходной зоны от морских к озерным условиям (IV); – осадки фацции пресноводного континентального озера (V) (Колька и др., 2005).

**Полученные результаты.** На основе данных комплексного изучения ДО в котловинах малых озер побережья была установлена история развития Белого моря в позднеледниковье и голоцене. В беломорской депрессии, начиная с аллереда, функционировал обширный приледниковый пресноводный бассейн. В этом водоёме формировались флювиогляциальные отложения и ленточные глины фацции I, установленные в основании разреза осадков в озерах районов Умба, Лесозавод и Чупа. Положение этого перигляциального бассейна отмечено высоко расположенными береговыми образованиями на полуострове Турий (Колька и др., 2013). Уровень этого бассейна при смещении фронта деградирующего ледника на запад периодически понижался, пресные воды сбрасывались через порог стока в Горле Белого моря в Северный Ледовитый океан, что зафиксировано размывом на границе фацции I и фацции II в осадочной последовательности в озерных котловинах района Умба (Колька и др., 2013). В это время уровень Мирового океана был ниже порога стока в Горле Белого моря, поэтому морские воды не проникали в Бассейн Белого моря. Начало позднеледниковой морской трансгрессии относится, судя по датировкам  $11230 \pm 340$   $^{14}\text{C}$ -лет отложений нижней переходной зоны в районе Умбы (Колька и др., 2013) и  $11080 \pm 300$   $^{14}\text{C}$  лет в районе Чупы (Колька и др., 2005), ко второй половине аллереда. Возраст осадков фацции II из разреза, расположенного на самых высоких абсолютных отметках в районе Умба, составил  $9940 \pm 100$   $^{14}\text{C}$ -лет, что свидетельствует о длительности позднеледниковой трансгрессии, которая составила здесь не менее 1300 лет при амплитуде не менее 11 метров (Колька и др., 2013).

Однако следует отметить, что пока время максимума позднеледниковой трансгрессии и точное положение верхней морской границы не установлено. По данным датирования осадков фацции IV (переходной зоны от морских к современным пресноводным) в изученных районах, установлено, что примерно 10–9 тыс.  $^{14}\text{C}$ -лет назад уже имела место

регрессия береговой линии моря. Дальнейшее развитие регрессии во всех районах исследования фиксируют осадки верхней части переходной зоны (фацции IV) во всех озерных котловинах, высота порогов стока из которых и соответственно возраст этих осадков последовательно снижаются при приближении к современному уровню моря.

В некоторых озерных котловинах, а именно: в котловинах, расположенных выше 50 м н.у.м. в районе Умба, на отметках около 70 м н.у.м. в районах Кузема и Енгозеро (Колька и др., 2005, 2013), установлено, что во время реактивации льда при похолодании в позднем дриасе котловины были блокированы льдом и седиментация в них прекратилась примерно до конца пребореала. Начиная с пребореала и до поздней атлантики (~6000  $^{14}\text{C}$ -лет), здесь развивалась отчетливая неравномерная регрессия, включающая в себя фазы фиксированного положения береговой линии моря или даже периоды незначительного ее подъема. В разрезах практически всех изученных участков такая ситуация привела к формированию мощных (до 25 см) переходных зон, соответствующих фацции IV и сложенных переслаиванием алевролита и гиттии, которые накапливались при длительном стоянии уровня моря у порога стока из котловины (Колька и др., 2013). По времени такое фиксированное положение береговой линии Белого моря, и незначительный ее подъем соответствует трансгрессии Тапес, развивавшейся на севере Европы. В это время скорость гляциоизостатического поднятия суши оказалась меньше или соизмеримой со скоростью эвстатического поднятия уровня Мирового океана. Позже регрессия продолжалась без значительных задержек. Следует отметить, палеогеографическая ситуация Онежского и возможно Двинского заливов отличалась от других районов Белого моря.

Неотектонический анализ кривых перемещения береговой линии моря свидетельствует о неравномерном куполообразном воздымании территории северо-восточной части Фенноскандинавского щита. При этом установленная верхняя морская граница на востоке Кольского полуострова (район устья р. Поной) находится на абсолютных отметках около 1 м н.у.м., а на западе (район г. Крестовая в вершине Кандалакшского залива) – на отметках около 140 м н.у.м. Выявлены различия в поднятии Кольского и Карельского берегов.

Установлено, что позднеледниковая трансгрессия сменилась голоценовой регрессией моря, которая происходила с различной скоростью и была вызвана гляциоизостатическим перемещением поверхности суши. В раннем голоцене (10000–80000  $^{14}\text{C}$ -лет назад) скорость регрессии береговой линии моря, или поднятия суши, была наибольшей. В раз-

ных районах побережья ее значения изменяются от 3 до 10 см/год. В среднем голоцене, во время трансгрессии Тапес в разных районах отмечено замедленные регрессии береговой линии моря до 0,3–0,7 см/год, а в некоторых районах установлены длительные (до 500 лет) периоды нахождения уровня моря на одной и той же высоте (Колька и др., 2005, 2013)

После трансгрессии Тапес отмечается некоторое увеличение скорости регрессии береговой линии примерно до 3 см/год, которое в позднем голоцене сменяется равномерной регрессией со скоростью менее 1 см/год.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11–05–00791–а).

#### Список литературы

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.И., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.И., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия АН. Серия географическая, 2013. № 1. С. 73–88.
3. Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Арсланов Х. А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // ДАН, 2012. Том 442. № 2. С. 263–267.
4. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 157 с.
5. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
6. Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Møller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*, 1999. Vol. 28. № 1. P. 146–166.
7. Corner, G.D., Kolka, V.V., Yevzerov, V.Ya., Møller, J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*, 2001. V. 31. P. 155–177.
8. Donner, J., Eronen, M., Jungner, H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // *Norsk geografisk Tidsskrift*, 1977. V. 31. P. 103–128.
9. Ramsay, W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quäturzeit // *Fennia*, 1898. V. 16. N 1. 157 S.

**ЭОПЛЕЙСТОЦЕН ПРИЕНИСЕЙСКОГО РЕГИОНА И ВОЗМОЖНАЯ ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С СОБЫТИЯМИ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ** | **EOPLEISTOCENE OF YENISEI REGION AND ITS POSSIBLE CORRELATION WITH THE EVENTS IN NORTHERN SIBERIA**

**В.М. Колямкин, Н.Н. Попова**

ОАО «Красноярскгеолсъёмка», Красноярск, Россия  
Koljamkin@yandex.ru, geolotdel@krasgeol.ru

**V.M. Kolyamkin, N.N. Popova**

Krasnoyarsk Geological Survey (Krasnoyarskgeols'yomka), Krasnoyarsk, Russia

Эоплейстоценовые отложения в Приенисейском регионе впервые были выделены в ранге свиты (вознесенской=кочковской) в процессе проведения работ по совершенствованию серийной легенды Гостгеолкарты-200 Енисейской серии листов (Колямкин, Прошина, 2001), хотя известны здесь уже более века. Такие исследователи как К.И. Богданович, И.А. Санжара, С.П. Альтер и И.В. Сафонова красновато-коричневые слоистые и тонкослоистые глины, развитые в пределах долины Енисея и на Обь-Енисейском водоразделе, связывали с озерным или аллювиально-озерным бассейном. С.А. Архипов реставрировал громадный озерный бассейн кочковского времени от Урала до приустьевой части Ангары (Архипов, 1971). Некоторые исследователи относили и до сих пор относят эти осадки к образованиям подпрудного бассейна максимального оледенения (Волков, Казьмин, 2007; Фениксова, 1966).

Наши работы, проведенные за последние 15 лет в данном регионе и проводимые до сих пор, не подтверждают последнюю точку зрения. На уровне высоких террас Енисея и на водоразделах были вскрыты и комплексно изучены отложения, представленные супесями, суглинками, глинами коричневого, красновато-коричневого, реже серого цвета, меньше песками, переслаивающихся друг с другом, причем глины слоистые, иногда тонкослоистые. Галечный материал представлен хорошо окатанным кварцем и кремнями, обычно он образует мало-мощный базальный горизонт, нередко встречаются плавающие гравий и гальки по всему разрезу с увеличением их количества в подошве, несколько реже встречаются галечные прослои в середине разреза свиты. Карбонатность и глиноземистость глин достигает 20 %. Максимальная мощность свиты достигает 60 м, обычно составляя 10–20 м. Отложения обратно намагничены. Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из осадков свиты, характеризуют растительность южно-таежной подзоны с экзотическими соснами, остракоды, содержащиеся в них

принадлежат кочковскому комплексу Западной Сибири (Казьмина, 1968). Присутствует также характерный комплекс гастропод. Залегают осадки свиты либо без или с небольшим размывом на кирнаевской свите неогена и вместе они выстилают палеоврезы, часто превышающие современный врез Енисея. Отложения кочковской свиты, несколько опесчаниваясь, практически сплошным чехлом перекрывают низкие водоразделы и борта долин в пределах горной части до абсолютных отметок 390 м. Максимальные высотные отметки их распространения (до 550 м) по данным бурения фиксируются в районе Кузеевского золоторудного месторождения на правом берегу Енисея. Мощность их здесь достигает 30 м.

Ранее мы показали, что в районах, прилегающих к краю максимального ледника, и где логично было бы ожидать развитие приледниковых самаровских осадков, также развиты только эоплейстоценовые образования (О латеральном... 2010). Кратко перечислим их: на левобережье Енисея профиль из нескольких скважин на водоразделе рек Дубчес и Сым в 25 км ЗЮЗ п. Зотино на Енисее вскрыл слоистые глины и суглинки серовато-коричневого цвета мощностью до 10 м (рис). Далее на восток осадки эоплейстоцена шурфами вскрыты в приустьевой части долины р. Северной (пр.пр.р. Вороговка). Из них выделены спектры, характерные для осадков кочковской свиты (с преобладанием светлохвойных пород среди которых значительная часть пыльцы принадлежит экзотическим соснам). Здесь же присутствуют морские диатомовые водоросли *Melosira sulcata* (Her.) Kütz., *Melosira sulcata var. crenulata* Grun., *Coscinodiscus*, *Pseudopodosira*. В 70-х годах 20 века при проведении крупномасштабной геологической съемки района устья Подкаменной Тунгуски В.В. Комаров выделил нерасчлененные морские верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения, представленные переслаивающимися слоистыми до тонкослоистых суглинками, глинами, алевритами и песками серого и коричневого цветов



с различными оттенками мощностью до 100 м. Им подмечено, что они содержат фауну морских моллюсков, которая в южном направлении замещается пресноводной малакофауной.

Еще далее на восток вдоль границы максимального оледенения, озерные отложения эоплейстоцена присутствуют на водоразделе Ангары и верховий Подкаменной Тунгуски, где они также охарактеризованы эоплейстоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами, имеют аналогичную мощность, несколько опесчаненный состав (скв. 3, 112, В-4).

Судя по литературным данным, озерные и озерно-аллювиальные отложения кочковской свиты, возможно проследить вверх по течению Ангары вплоть до озера Байкал. Здесь давно уже известны красноцветные и пестроцветные отложе-

ния плиоцена, эоплейстоцена, представленные тонкослоистыми песчано-алевритовыми и суглинистыми образованиями. Исследователи, изучавшие эти отложения, фациально относят их к аллювию, пролювию, делювию и к озерным осадкам (Логачев и др., 1964; Резанов, 1988). Широкое участие перечисленных фаций в краевой части озерного бассейна вполне закономерно. Но, признание несколько большей роли фактора бассейнового накопления приводит к логичному объяснению факта, времени и способа попадания морской фауны в озеро Байкал. Этому не противоречит и абсолютный уровень озера Байкал (456 м), что меньше на 100 м, чем максимально зафиксированные высоты распространения отложений кочковской свиты на Енисейском кряже.

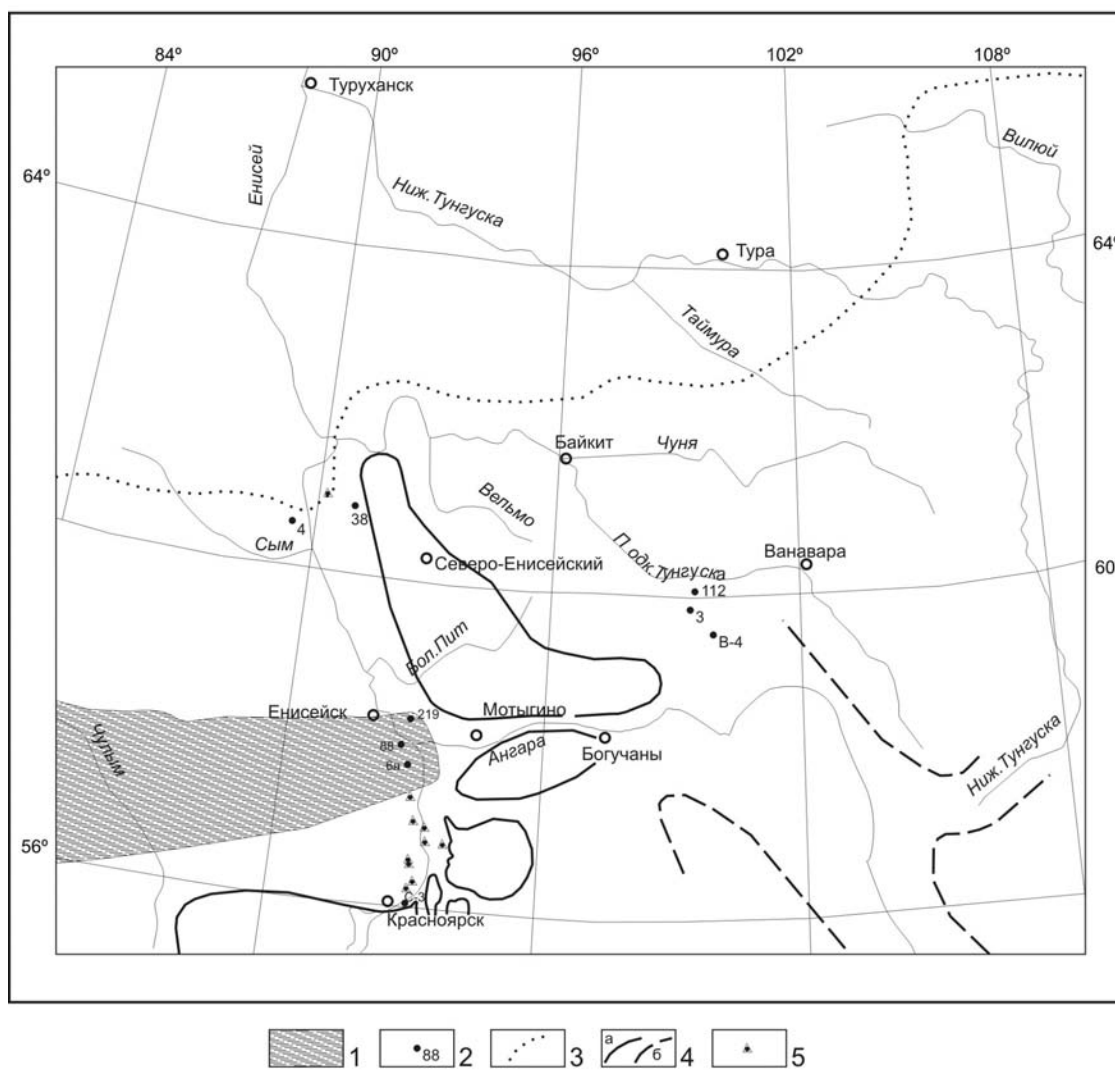


Рис. 1. Расположение опорных разрезов эоплейстоцена

1 – озерный бассейн кочковского времени по С.А. Архипову (1971); 2 – скважины, вскрывшие осадки с кочковским комплексом остракод и характерным спорово-пыльцевым спектром; 3 – официально принятая граница продвижения максимального ледника; 4 – граница эоплейстоценового бассейна установленная (а), предполагаемая (б); 5 – некоторые опорные обнажения отложений кочковского возраста

Т.о. водораздельные озерные осадки эоплейстоценового возраста в Приенисейской Сибири прослеживаются от Красноярска до приустьевой части р. Вороговка, где фациально переходят в существенно морские отложения. Морские, ледово-морские отложения этого возраста известны также на севере Западно-Сибирской низменности и Таймыре (Государственная... 2000 а, 2000 б), где занимают аналогичную геоморфологическую позицию – самой высокой в рельефе 200–320-метровой террасы. Возраст последней на Таймыре несколько не определен и относится здесь, в зависимости от толкования возраста содержащихся в них фораминифер, к среднему неоплейстоцену, плиоцену-нижнему/среднему неоплейстоцену, эоплейстоцену-среднему неоплейстоцену. Спорово-пыльцевые

спектры содержащиеся в них, по заключениям Л.Д. Гамулевской, характеризуют холодные сухие климатические условия осадконакопления в низах разреза и холодные влажные – в его верхней части. Другие факты, конкретизирующие возраст данных образований, пока не известны.

Мы полагаем, что вариант корреляции образований максимальной трансгрессии на севере Сибири с эоплейстоценовыми озерными осадками на ее юге наиболее вероятен. Только подпором моря можно объяснить столь широкое (от Урала до Байкала и от предгорий Саян до устья Вороговки) распространение озерных отложений. Длительность такой трансгрессии, очевидно, была весьма значительной, чтобы успели отложиться осадки мощностью в десятки метров.

### Список литературы

1. *Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, изд-во Наука, 1971. 329с.
2. *Волков И.А., Казьмин С.П.* Сток вод последнего оледенения Евразии. /География и природные ресурсы – № 4, 2007, с.5–10.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист R-43–45 – Гыдан-Дудинка, СПб, ВСЕГЕИ, 2000 а.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист S-44–46 – Усть-Тарей, СПб, ВСЕГЕИ, 2000 б.
5. *Казьмина Т.А.* Остракоды плиоценовых и четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, Наука СО, 1968. С. 32–39.
6. *Колямкин В.М., Прошина Т.Г.* Новые данные по террасам Енисея. Мат-лы 7 Республиканской науч. конф. «География на службе науки, практики и образования», посвященной 100-летию КО РГО РАН, Красноярск, КГПИ, 2001, с.165–166.
7. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964. 193 с.
8. О латеральном распространении эоплейстоценовых озерных отложений в Приенисейской Сибири/ *Колямкин В.М., Прошина Т.Г., Сидорас С.Д., Пиманов А.В., Рубцов С.М.* – Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири. Материалы юбилейной научно-практической конференции, г.Красноярск. 25–26 апреля 2010 г. Изд-во ОАО «Красноярскгеолсъемка». С. 270–275.
9. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1988. 127 с.
10. *Фениксова В.В.* Палеогеография внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в среднеплейстоценовую эпоху. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966. С. 232–244.

# СТРУКТУРА КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ДИНАМИКА ПООЗЕРСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

# STRUCTURE OF BORDER FEATURES AND DYNAMICS OF THE POOZERJE GLACIATION ON THE TERRITORY OF BELARUS

**М.Е. Комаровский**

*Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь  
mkomarovskiy@mail.ru*

**M.E. Komarovskiy**

*Belarusian State University, Minsk, Belarus*

В структуре рельефа в области Белорусского Поозерья выделены два краевых ледниковых комплекса, которые соответствуют оршанской и brasлавской стадиям поозерского оледенения. Выделение краевых комплексов производилось по наличию особых горизонтов основной морены и межморенных отложений, выдержанных по простирацию и специфических по строению и вещественному составу, угловым несогласиям в плановом расположении, выраженности морфологических элементов и степени развития передфронтальных отложений (Комаровский, 2009).

В пределах оршанского ледникового комплекса основными являются свирский (бранденбургский) и витебский (франкфуртский) пояса краевого рельефа фазиального ранга. Установлена дифференциация их на три гляциоморфологических сектора, соответствующие Балтийскому, Чудскому и Ладожскому ледниковым потокам (рис. 1). К важным особенностям свирского краевого пояса относятся: прерывистый характер расположения и слабая морфологическая выраженность конечных морен вдоль максимальной границы, замещение их мелкими наслоенно-насыпными холмами и грядами и флювиогляциальными конусами выноса, дельтами и зандрами на отдельных фронтальных участках и радиальными грядами напорных морен в Нарочанском секторе.

Краевые формы рельефа витебской фазы представляет собой непрерывно протягивающийся широкий самостоятельный пояс грядово-холмистого рельефа. Он выделяется перестройкой плановых очертаний по сравнению со свирским поясом и преобладанием рельефа, характерного для краевых зон закрытого типа, а среди них – напорно-ледниковых образований. Показана связь витебских краевых образований с гляциодепрессионными низменностями и равнинами. В его структуре выявлено 5–6 грядово-холмистых цепей осцилляторного ранга. Это хорошо выраженные мелкие и средние напорные моренные холмы и гряды, места – высокие холмисто-западинные платообразные массивы с камами.

В структуре brasлавского краевого комплекса отмечено три геоморфологических сектора и большое количество языковых и микроязыковых гирлянд и межязыковых угловых массивов. В нем прослежены миорский и слободкинский пояса ре-

льефа фазиального ранга. Миорский пояс отличает широкое развитие конечных морен выдавливания, выклинивание верхней поозерской морены, скопления мощных зандровых отложений. Большое количество языковых и микроязыковых дуг морен и ложбин выдавливания, значительные угловые несогласия в расположении молодых и более древних систем, наиболее крупные камово-озовые комплексы и отдельные камы и озовые гряды установлены в поясе слободкинской фазы.

При проведении реконструкции динамической структуры последнего ледникового покрова использовались компоненты вещественного состава морен (руководящие валуны, петрография гравийно-галечных обломков, минералогический состав мелкозема), залегание структурных элементов морен и гляциодислокаций, ориентировка вытянутых форм, таких как радиальные гряды, друмлиноиды, конечные морены и др. (Астапова, Винокуров, 2001).

Основываясь на распределении руководящих валунов в моренах и структурном анализе отложений показано, что территория Белорусского Поозерья перекрывалась тремя ледниковыми потоками: Балтийским, Чудским и Ладожским.

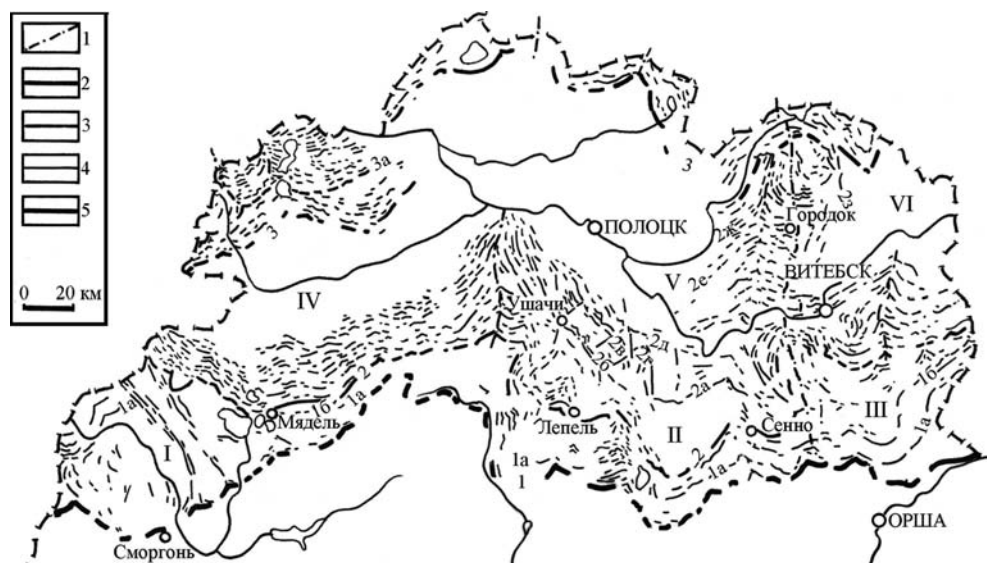
Свирский гляциоморфологический комплекс краевых образований указывает на преимущественно активный прирост ледникового края, обособление в периферической зоне ледника Нарочанской, Лукомльской и Лучосской лопастей, относительно кратковременном этапе стабилизации, открытом контакте их с перигляциальной зоной. Регрессия ледника осуществлялась путем активной ареальной дегляциации, включавшей две осцилляции.

В витебскую фазу оршанской стадии ареальная дегляциация сопровождалась интенсивной структурной дифференциацией активного ледника, когда в пределах Балтийского, Чудского и Ладожского потоков отделились крупные поля мертвого льда и обособились Дисненская, Полоцкая и Суражская лопасти. При этом краевые образования формировались у фронта динамически активных лопастей на контакте с отчленившимися сегментами мертвого льда в подледных условиях (краевых зонах закрытого типа) в результате нескольких ледниковых осцилляций. Во время оршанско-brasлавского интерстадиального потепления фронтально-ареальная

регрессия ледниковых лопастей завершилась деградацией большей части Белорусского Поозерья.

В браславскую стадию ледниковые потоки вновь активизировавшегося поозерского ледника приобрели черты выводных ледников, т.к. Себежская и Городокская возвышенности стали орографическими препятствиями, а к западу и востоку от них ледниковые потоки растекались свободно, образуя автономные лопасти, более мелкие языки и микроязыки. В первую фазу браславской стадии льды двигались по податливым породам ложа и погребенным глыбам мертвого льда, что вызывало повышенную аккумуляцию материала в краевой зоне, где формировались насыпные, местами поддавленные ледником морены, маркирующие границу максимального распространения ледника в это время. В более позднюю слободкинскую фазу браславской стадии, по геолого-геоморфологическим признакам и данным других исследований (Матвеев, Дроздовский, 1989; Палеогеография... 2002), деградирующий ледник приобретал черты пульсирующего и значительное число его подвижек носило характер серджей. Для пульсирующего режима было характерно образование дуг морен напора и сопряженных с ними ложбин выдавливания с друмлиноидами и камами.

Выявленные региональные черты распределения и строения краевых комплексов, динамики поозерского оледенения следует учитывать при решении вопросов проведения границ и формирования краевых зон. Так, систему небольших моренных массивов и соединяющих их мелких холмов и грядок северного склона и подножья Ошмянской возвышенности к западу от г. Сморгонь, до настоящего времени считающуюся сожской (московской), следует относить к краевому комплексу максимальной стадии поозерского оледенения (рис. 1). Городокскую возвышенность, сложно выраженную в рельефе на северо-востоке Поозерья, необходимо изображать не как чисто краевую макроформу, а разделить на два гетерогенных подрайона: срединный моренный массив оршанской стадии в центре и браславский краевой комплекс на севере. В результате такого подхода геоморфологическое районирование территории нуждается в уточнении. На основе результатов исследования можно также более эффективно вести работы по поискам полезных ископаемых, геологическому и геоморфологическому картированию, охране природы на территории Белорусского Поозерья.



**Рис. 1.** Схема поозерских краевых комплексов северной Беларуси: 1 – гребневые линии водораздельных форм; границы комплексов: 2 – стадияльных, 3 – фазиальных, 4 – осцилляторных, 5 – поозерского оледенения.

Цифрами показаны гляциоморфологические комплексы: 1 – оршанской стадии (1а – новолукомльской и 1б – лепельской осцилляций), 2 – витебской фазы (2а – ушачской, 2б – мосарской, 2в – черствятской, 2г – веркудской, 2д – березовской, 2е – зареченской, 2ж – вировлянской, 2з – вышедской осцилляций), 3 – браславской стадии и 3а – слободкинской фазы. Гляциоморфологические секторы: I – Нарочанский, II – Лукомльский, III – Лучосский, IV – Дисненский, V – Полоцкий, VI – Суражский

#### Список литературы

1. Астапова С.Д., Винокуров В.Ф. Руководящие валуны в краевых ледниковых образованиях Белорусского Поозерья // Доклады НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 115–119.
2. Комаровский М.Е. Палеоложины Белорусского Поозерья. Мн.: БГУ, 2009. 183 с.
3. Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А.В. Матвеева. Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 164 с.
4. Матвеев А.В., Дроздовский Э.А. Новые данные о строении и генезисе Браславской возвышенности // Доклады АН БССР. 1989. Т. 33. № 12. С. 1109–1112.



СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
ПОСТКАРАНГАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА  
ЧЕРНОГО МОРЯ

STRATIGRAPHY, LITHOLOGY  
AND PALEO GEOGRAPHY OF  
POSTKARANGATIAN SEDIMANTS  
OF THE NORTHWEST SHELF  
OF BLACK SEA

Е.Г. Кони́ков, С.Н. Фащевский, В.И. Главацкий

Одесский национальный университет имени И.И.Мечникова, Одесса, Украина  
konikov2006@mail.ru, sf@ensi.no

E.G. Konikov, S.N. Fastchevsky, V.I. Glavatskiy

I. I. Mechnikov Odessa National University, Odessa, Ukraine

**Введение.** Позднеплейстоценовая история Черного моря привлекает внимание исследователей насыщенностью и масштабностью геологических событий, которые происходили в этом районе на протяжении сравнительно короткого времени (Васильев и др., 1998). Достаточно отметить, что именно этот этап, длился около 150 тыс. лет, отмечался наиболее крупными колебаниями уровня бассейна, проблема реконструкции которых остро дискутируется. Исследователи различают три этапа в истории позднего плейстоцену Черного моря: карангатский, посткарангатский и новозевксинский. Карангатский и новозевксинский этапы обозначились глобальными сменами изменениями уровня моря, свидетельства о которых хорошо в сохранились в отложениях шельфа и прибрежных террас.

**Фактический материал.** В качестве фактического материала для исследований были использованы данные колонкового бурения глубиной 20–80 м на шельфе, выполненного в 70-х – 90-х годах прошлого столетия «Одессморгео» и ГРГП «Причерноморгеология», и в устьях Причерноморских лиманов «Укргипроводхоз» и ГРГП «Причерноморгеология». Всего было изучено порядка 200 скважин. В скважинах, кроме описания керна, были изучены: радиоактивная проницаемость ( $\gamma$ -каротаж), грансостав, основные параметры физических и механических свойств отложений.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Посткарангатский этап находится на стыке главных (и мощных) трансгрессий и регрессий Черного моря в позднем плейстоцене. К нашему времени находки на шельфе посткарангатских отложений, верхняя граница которых отмечается сурожскими слоями, подтверждались ограниченным количеством датировок, поэтому основные положения относительно стратиграфии и палеогеографии эпохи посткарангата были обработаны на основании георетических представлений о развитии Каспийско-Средиземноморской системы морей в вюрме, хотя они являются достаточно условными.

Во внешней области шельфа, в районе площадок Шельфовая, Архангельская, Штилевая, Федоровская, отмечены отложения, принадлежность которых к посткарангату достаточно достоверная (рис. 1). Здесь верхняя часть верхнеплейстоценового разреза сформирована прослойкой (до 15 м) органогенных песков новозевксинского возраста, который состоит из песков с линзами суглинков. Литологический состав и показатели свойств ранненовозевксинских отложений исключительно выдержаны, комплекс фауны – смешанный, отложения содержат гравий и растительные остатки, то есть, имеем признаки так называемого антского аллювия. Он формирует слаборасчлененную субаэральную поверхность, которая налегает с малым несогласием на нижнюю, и лишь на юге разреза наблюдается понижение врез до – 87 м. Гипсометрически и стратиграфически ниже, на глубине 70–110 м, выявлена песчано-глинистая толща, которая отнесена нами к посткарангатскому времени. В некоторых буровых скважинах достигнуто границу с подстилающими отложениями, которые коррелируют с осадками верхнего плиоцена на поднятии Голицына.

Обосновывая посткарангатский возраст этой толщи, надо отметить, что последовательность напластования слоев свидетельствует о ритмическом строении толщи. Ритмичность выражается в циклическом чередовании песчаных слоев, обогащенных биогенным материалом, и дисперсных слоев, лишенных фаунистических включений, однако с большим количеством растительных остатков. На всем протяжении разреза, а это около 50 км, определяются четыре трансгрессивно-регрессивных цикла высокого порядка (III<sup>1</sup>pkg, III<sup>2</sup>pkg, III<sup>3</sup>pkg, III<sup>4</sup>sr), что включают слои континентального и прибрежно-морского генезиса.

В середине циклов проявляется резкое литолого-генетическое отличие слоев. Следует также отметить определенный тренд изменений свойств субаэральных отложений с севера на юг, причем в нижнем и среднем циклах определяются две об-

ласти с низкой изменчивостью, отображая развитие разнородных осадков. Ниже представлено описание строения данной толщи поза колонке буровой скважины Шл-8.

1.Верхний цикл (III<sup>3</sup>pkg), глубина 63–74 м, верхний пласт состоит из суглинков серых с включением растительных остатков без фауны; нижний пласт – песок серый, что переходит в ракушечник с единичными целыми ракушками *Dreissena polymorpha*, *Didacna crassa*, *Viviparus* sp., *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*.

2.Средний цикл (III<sup>2</sup>pkg), глубина 74–83.5 м, верхний слой состоит из суглинков гумусовых, серых, с редким детритом и растительными остатками; нижний слой – ракушечник литифицированный, супесь с многочисленными, перетертыми ракушками *Monodacna caspia*, *Micromelania* sp., *Abra ovata*, *Lithoglyphus* sp.

3.Нижний цикл (III<sup>1</sup>pkg), глубина 83.5–110 м, верхний слой представлен супесью, которая переходит в глину с обогащенную растительными осматками и единичным гравием; нижний слой – ракушечник желтый и песок зелено-серый.

Предположение относительно посткарангатского возраста этой толщи нуждается в стратиграфическом обосновании. Гипотетически толщу можно также отнести к древнеэвксинскому или раннеэвксинскому (позднесуружского возраста). Подобные предположения однако, наталкиваются на ряд возражений. Выделенная толща не может быть соотнесена с узунларско-древнеэвксинскими пластами, потому что включает хотя и немногочисленных представителей относительно стеногалинного комплекса фауны (*Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*), которые, относительно стратотипа (Чепалыга и др., 1986), не проникали в, полумор-

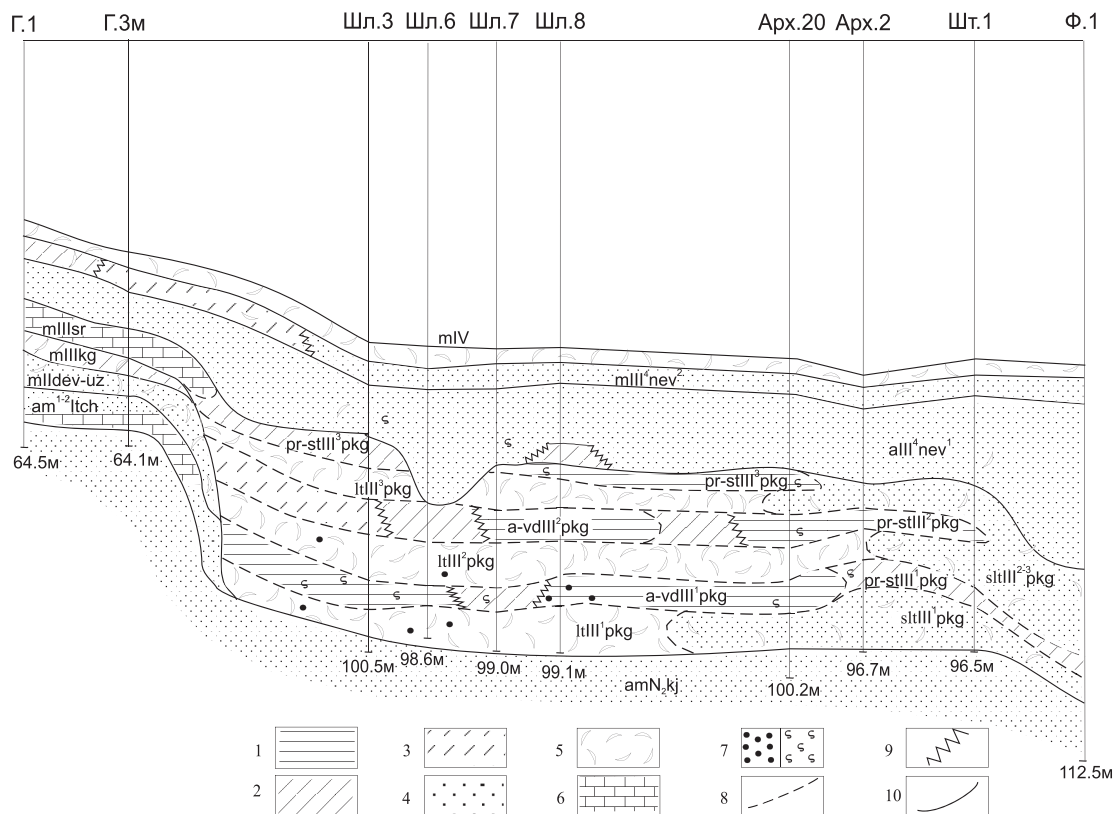


Рис. 1. Литолого-геологический разрез через неотектонические поднятия на северо-западном шельфе Черного моря: Голицина, Шельфовое, Архангельское, Штормовое, Федоровское.

Литотипы обложений: 1 – глины; 2 – суглинки; 3 – супеси; 4 – пески; 5 – ракушечники; 6 – известняки; 7 – гравий, галька, растительные остатки. Границы: 8 – литолого-генетических типов; 9 – литологические; 10 – разновозрастных слоев. Генетические типы: а – аллювиально-морские; m – морские; slt – прибрежно-морские; lt – береговые; ad аллювиально-делювиальные; pr-st – пойменно-старичные. Стратиграфия: N<sub>2</sub>kj – куюльницкий ярус неогена; I<sup>1-2</sup>chd – нерасчлененный чаудинский горизонт; Пdev-uz – нерасчлененный древнеэвксин-узуларский горизонт; Шkr – карангатский горизонт; III<sup>1</sup>pkg – нижний цикл посткарангатского горизонта; III<sup>2</sup>pkg – средний цикл посткарангатского горизонта; III<sup>3</sup>pkg – верхний цикл посткарангатского горизонта; III<sup>3</sup>sr – суружский горизонт; III<sup>4</sup>nev<sup>1</sup> – раннеэвксинский (антский) подгоризонт; III<sup>4</sup>nev<sup>2</sup> – позднеэвксинский подгоризонт; IV- голоценовый горизонт

ской бассейн. В то же время древнеэвксинский бассейн, выделялся прорывом солоноватоводной фауны, едва ли мог включать пресноводные виды типа *Viviparus* sp., *Lithoglyphus* sp. и т.д. в центральной своей части. В разрезе древнеэвксин-узунларских отложений значительные регрессии также не прослеживаются. Лишь в Манычском проливе Г.И. Попов описывает аллювиальную террасу, которая гипсометрически залегает между древнеэвксинской и узунларской террасами, однако ее стратиграфическое положение неоднозначное. Следует сказать, что Босфорский пролив испытал переуглубление до -90 м лишь в послезунларское время (Scholten, 1974). Итак, в древнеэвксин-узунларский водообмен между Черным и Средиземным морями контролировался высоким уровнем Босфорского порога, в силу чего падение уровня моря не могли достигать -100 м изобаты. Косвенным аргументом в пользу молодого возраста описываемой толщи служат вы-

сокие значения таких показателей ее физических свойств, как влажность, пористость, плотность и др. С учетом перечисленных аргументов, эта толща не может быть отнесена к раннему новоэвксину. Так, обозначенные слои прибрежно-морского генезиса, которые содержат смешанный комплекс фауны, не могут быть синхронными ранненовоэвксинской фазе бассейна из-за пресноводного (озерного) режима последнего (Куприн и др., 1988). Эти слои не могут обозначать уровень ранненовоэвксинского моря, потому что залегают на 20–30 м выше границы этого бассейна, который маркируется реликтами аккумулятивных форм на глубинах -90 м.

**Выводы.** На основе лито-фациального анализа и изучения изменчивости параметров свойств отложений северо-западного шельфа стало возможным выделение четырех трансгрессивно-регрессивных фаз в посткарангате (между ~ 70 тыс. л.н и 25 тыс. л.н.).

#### Список литературы

1. Васильев Ю.М., Молодьков А.Н., Никонов А.А., Федоров П.В. Уточнение хроностратиграфии морских верхнеплейстоценовых отложений в Прикаспии и Азово-Черноморье по результатам абсолютных датировок раковин моллюсков // Главнейшие итоги изучения четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. - Ст-Петербург: изд-во ВСЕГЕИ, 1998. - С. 14.
2. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря. / Под ред. П.Н. Куприна. - М.: изд-во МГУ, 1988. - 312с.
3. Чепалыга Л.А., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта Черноморского плейстоцена. // Доклады АН СССР, т. 290, вып.2, 1986. - С.433–437.
4. Scholten R. Role of the Bosphorus in Black sea Chemistry and Sedimentation. // The Black Sea Geology, Chemistry and Biology. - Oklachoma: Tulsa, 1974, -P. 35–46.

ПАЛЕОЦЕНОЗЫ ОСТРАКОД И ИХ  
РОЛЬ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ  
РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЛАНДШАФТОВ  
КВАРТЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ  
РАВНИНЫ

OSTRACODE PALEOCOENOSSES  
AND THEIR ROLE IN PALEO GEOGRAPHIC  
RECONSTRUCTIONS  
OF THE QUARTER LANDSCAPES  
OF WESTERN SIBERIA

В.А. Коновалова

Томский государственный университет, Томск, Россия  
konovalova@ggf.tsu.ru

V.A. Konovalova

Tomsk State University, Tomsk, Russia

Остракоды квартера являются перспективной по своей информативности группой микрофауны не только для целей стратиграфии, но также и для решения ряда палеоэкологических и палеогеографических задач. Присутствие в составе четвертичных остракод современных форм позволяет использовать данные по их экологии при интерпретации ископаемых сообществ. Кроме того, палеоусловия, восстановленные для определенных типов ископаемых комплексов в каком-то отдельном районе, могут быть использованы для характеристики отложений со сходными комплексами остракод и в других районах.

Анализ таксономического состава палеоценозов остракод и количественных соотношений экологических группировок позволили автору выделить палеоценозы остракод, характеризующих русловые, старично-пойменные, болотные и озерные отложения неоплейстоцена и голоцена Западно-Сибирской равнины. На основании количественного подсчета родовых таксонов построены циклограммы процентных соотношений на уровне семейств в каждом палеоценозе (рис. 1).

В состав **палеоценоза болотных отложений** входят виды, являющиеся постоянными обитателями стариц и пойм и представители весенней и летней фауны, что сближает его с предыдущим палеоценозом старично-болотных отложений, но особенностью рассматриваемого палеоценоза является отсутствие видов рода *Ilyocypris*. Наиболее характерными обитателями болот являются *Pseudocandona stagnalis* (Sars) и *Cyclocypris globosa* (Sars). Раковины этих видов, в основном, тонкостенные, гладкие, полупрозрачные, что отражает специфические условия обитания, связанные с высокой трофностью и кислотностью торфобразными горизонтально-слоистыми породами с глинистыми прослоями.

**Палеоценоз русловых отложений** представлен бедным таксономическим составом, состоящим

из единичных раковин видов родов *Ilyocypris*, *Scordiscia*, *Limnocythere*. Прочные толстостенные грубоскульптурованные раковинки и створки этих видов являются своеобразной адаптацией к быстротекущим водам и обитанию на песчаных грунтах. Вмещающие отложения представлены разнородными песками, галечниками.

Для **палеоценоза озерных отложений** характерно отсутствие представителей весенней и летней фауны на фоне появления типичных представителей донной фауны озер (*Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocytherina sanctipatricii* (Brady et Robertson), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Darwinula stevensoni* (Brady et Robertson), *Metacypris cordata* Brady et Robertson) и немногочисленных представителей речной фауны. Для прибрежной зоны озер характерны единичные представители семейств Cyprididae (*Herpetocypris reptans* (Baird)) и Cyclocyprididae (*Cyclocypris laevis* (O.F. Müller), *Cyclocypris ovum* (Jurine)). Морфология раковин видов этого палеоценоза отражает их обитание на разных участках водоема: для прибрежной части в зоне водорослей характерны виды с удлиненными, гладкими, тонкостенными формами. Бугорчатоподобная скульптура и вздутая форма раковины характерна для форм, обитающих у поверхности дна в более глубоководной части палеоводоема. Вмещающие отложения представлены глинистыми породами с тонкой горизонтальной слоистостью.

**Палеоценоз старично-пойменных отложений** является самым богатым в таксономическом и количественном отношении. Его особенность – доминирование видов, которые являются постоянными обитателями стариц и пойм (роды *Cyclocypris*, *Paralimnocythere*) и немногочисленные представители весенней и летней фауны (семейства Cyprididae, Cypridopsidae, Notodromatidae): *Cypris pubera* O.F. Müller, *Dolerocypris fasciata* (O.F. Müller), *Cypridopsis vidua* (O.F. Müller), *Notodromas monacha* (O.F. Müller), *Cypris marginata* (Straus).



Также присутствуют немногочисленные представители озерной фауны (в основном представители семейств Плуосурпидиде, Candonidae). Среди кандонид характерны виды, переносящие пересыхание водоема *Pseudocandona sarsi* (Hartwig), а также *Pseudocandona compressa* (Koch), *P. rostrata* (Brady et Norman) и *Candona neglecta* Sars. Морфология их гладких укороченных и удлинненно-вздутых раковин отражает адаптацию к постоянному обитанию в относительно спокойных пресных водах пойм и стариц. Вмещающие отложения представляют собой переслаивание песков, супесей, суглинков с растительным детритом и/или включениями древесины.

Рассматриваемые палеоценозы установлены в различных литофациальных районах Западно-Сибирской равнины, что дало возможность охарактеризовать различные стратиграфические уровни комплексами остракод с характерными видами, типичными для отложений разных генетических типов данного стратиграфического уровня.

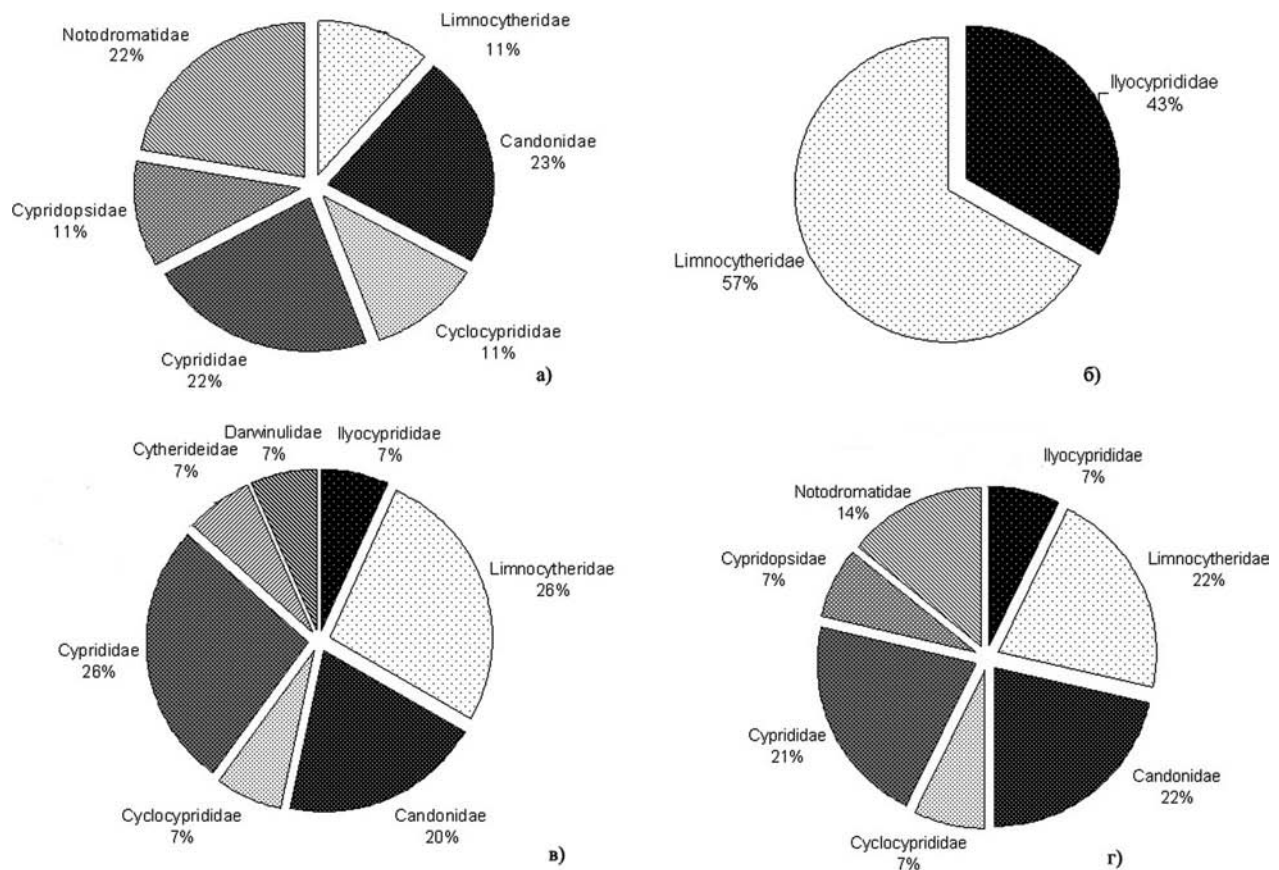
Данные по экологии и установленные палеоценозы остракод можно с успехом использовать при реконструкции климатических обстановок, гидрохимического и гидродинамического режима древних бассейнов. Известно, что важная роль в расселении остракод, особенно в четвертичном периоде, принадлежит абиотическим факторам (температура, глубина, подвижность вод, субстрат, содержание кислорода). Результаты исследований показывают, что кратковременные сезонные климатические флуктуации не вносят существенных изменений в структуру палеоценозов. Появление и развитие таксонов родового и более высокого ранга, вероятно, связано с наиболее значительными колебаниями климата. В качестве примера, можно привести развитие западносибирских лимноцитерид – уменьшение их таксономического разнообразия наблюдается с неогена до голоцена. Вероятно, такая тенденция связана с общим трендом похолодания, так как развитие лимноцитерид происходит, в основном, в относительно теплые фазы. В структуре палеоценозов начинают преобладать холодолюбивые и холодовыносливые виды ципридоидей, обладающие облегченными, гладкостенными и совершенными в гидродинамическом отношении раковинами. Гидродинамические условия восстанавливаются не только по форме раковины, но и по характеру захоронения остатков. Большой процент раковин личиночных стадий и низкий процент обломочного материала раковин свидетельствует об относительно спокойных обстановках осадконакопления. О геохимических условиях, в частности реакции среды, можно судить по специфической форме сохранности раковин и наличию олиготитанофильных и аци-

дофильных видов (Неуструева, 1975; Негадаев-Никонов и др., 1989; Коновалова, 2010).

Однако при практическом применении палеоценозов нужно учитывать некоторые моменты. В связи с отсутствием существенных эволюционных изменений в фауне четвертичных остракод при ее исследовании неизбежно возникает вопрос о взаимоотношениях *разнофациальных одновозрастных* и *монофациальных разновозрастных* отложений, содержащих данную фауну.

Анализ таксономического состава остракод показывает, что монофациальные, но разновозрастные отложения, содержащие близкие по составу палеоценозы остракод, отличаются появлением прогрессивных элементов, отражающих смену остракодовых комплексов во времени. Так, индикаторами озерных условий в плейстоцене Западной Сибири являются транзитные виды *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocytherina sanctipatricii* (Brady et Robertson), а также представители семейств Плуосурпидиде, Candonidae. Возраст же устанавливается по группе коррелятивных форм – *F. fabaeformis* (Fischer), *F. balatonica* (Daday), *Candona neglecta* Sars, *Candona kazminae* Kononova (средний неоплейстоцен) и *Candona weltneri* Hartwig, *F. aff. hyalina* (Brady et Robertson) (поздний неоплейстоцен). Палеоценозы остракод озерных отложений были установлены в разновозрастных (средне- и верхнеоплейстоценовых) отложениях, вскрытых в разрезах II н.т. р. Кия (с. Красноярка, Томская область) и разрезе Кирьяс (Сургутское Приобье) соответственно (Коновалова, 2012). В разнофациальных одновозрастных отложениях палеоценозы остракод объединяются в комплекс, характеризующийся совместным присутствием характерных видов данного стратиграфического уровня. Например, старично-пойменный и прибрежно-озерный палеоценозы каргинского возраста позднего неоплейстоцена (обнажения Куйлинский яр, Сергеевский яр, Томская область) наряду с видами-индикаторами этих условий содержат и общие коррелятивные каргинские виды – *F. aff. hyalina* (Brady et Robertson), *Ilyocypris pustulata* Kononova (Коновалова, 2012).

Безусловно, появление новых элементов в палеоценозе указывает на изменения физико-географических условий. Однако развитие фауны остракод является процессом необратимым. Поэтому даже при повторении однотипных условий для каждого нового ритма характерно появление прогрессивных таксонов – видов, родов и даже семейств. Именно это появление новых элементов позволяет стратифицировать однотипные в фациальном отношении, но разновозрастные отложения с фациально-зависимыми комплексами остракод.



**Рис 1.** Циклограммы процентных соотношений высших таксонов (семейств) в палеоценозах остракод:  
 а) из болотных отложений, б) из русловых отложений, в) из озерных отложений,  
 г) из старично-пойменных отложений

### Список литературы

1. Коновалова В.А. Фауна остракод из континентальных отложений неоплейстоцена и голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – С. 619–623.
2. Коновалова В.А. Новые и малоизвестные виды остракод среднего неоплейстоцена – голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Палеонтологический журнал. – 2012. – № 3. – С. 21–28.
3. Негадаев-Никонов К.Н., Зубович С.Ф., Кочубей Н.И. Остракоды континентального антропогена Европейской части СССР. – Кишинев, 1989. – 265 с., 11 палеонтол. табл.
4. Неуструева И.Ю. Реконструкция условий обитания пресноводных остракод на основе изучения их захоронения // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. – М.: Наука, 1975. – С. 310–315.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ  
ЛЕТНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА  
СЕВЕРНОЙ ФЕННОСКАНДИИ  
ЗА ПОСЛЕДНИЕ 500 ЛЕТ ПО ДАННЫМ  
ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВЕСНЫХ КОЛЕЦ**

**RECONSTRUCTION OF THE SUMMER AIR  
TEMPERATURE DYNAMICS  
IN NORTHERN FENNOSCANDIA  
OVER THE LAST 500 YEARS  
ACCORDING TO THE TREE RINGS DATA**

**Ю.М. Кононов**

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
paleo\_igras@mail.ru*

**Yu.M. Kononov**

*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

Для изучения межвековых особенностей климатических изменений достоверных инструментальных наблюдений не достаточно и особую роль приобретают природные индикаторы климата, такие как: ледниковые керны, древесные кольца, озерные осадки, захороненная пыльца растений и др. Выполненные на их основе климатические реконструкции позволяют продолжить современные инструментальные данные наблюдений за климатом на сотни и тысячи лет в прошлое. Вместе с тем выделение климатического сигнала в таких индикаторах остается сложной задачей. В связи с этим особенно важным представляется получение разнообразных палеоклиматических реконструкций для регионов чувствительных к климатическим изменениям. Одним из таких регионов является северная Фенноскандия, где заканчивается современное Североатлантическое течение (Гольфстрим), которое представляет собой существенный региональный климатообразующий фактор, отражающий глобальное состояние климата. К тому же, произрастающие здесь деревья, представляют большой интерес для дендроклиматических исследований. Местные леса находятся на северном пределе своего ареала, который, в первую очередь, обусловлен климатическими условиями, а именно температурой воздуха. А тот факт, что прирост древесины осуществляется ежегодно в течение теплого периода и выражается в виде четко определяемых годовых колец, делает дерево уникальным палеоклиматическим архивом. Основные параметры годовых колец, такие как плотность и ширина, содержат в себе информацию о климатических условиях периода его формирования. Сопоставление временной серии годовых колец (какого-либо из его параметров) с данными инструментальных измерений ближайшей метеостанции позволяет получить простую математическую модель, трансформирующую параметр годового кольца в климатическую характеристику, а именно – температуру воздуха теплого сезона.

Кроме того, дендрохронологические методы позволяют соединять временные серии (хронологии) живых деревьев с мертвыми и ископаемыми, получая в результате непрерывные хронологии, охватывающие длительные периоды от прошлого к настоящему, и как следствие – рассчитываются длинные (сотни лет) и сверхдлинные (тысяча и более лет) палеоклиматические реконструкции с высоким (год/сезон) временным разрешением.

Дендрохронологические работы в этом районе проводятся в течение нескольких последних десятилетий и большинство из полученных древесно-кольцевых хронологий находится в открытом доступе (ITRDB).

К настоящему времени в международном банке данных древесных колец собран обширный материал по древесно-кольцевым хронологиям севера Европы. Для данного исследования были отобраны коллекции, включающие измерения плотности древесины одной хвойной породы – сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.). Все хронологии располагаются в непосредственной близости от северной границы леса и значит можно ожидать, что климатический сигнал здесь будет представлен особенно сильно. Каждая локальная хронология представляет набор индивидуальных серий, которая выражена в виде временного ряда распределения плотности по годам (годовым кольцам) для конкретного образца (дерева). Весь массив данных индивидуальных измерений плотности древесных колец был обработан в соответствии со стандартными дендрохронологическими и дендроклиматическими методиками (Fritts, 1976, Cook, Kairiukstis, 1990).

Для выявления пространственно-временных особенностей изменений внешних условий отраженных в рассматриваемых хронологиях применялся трендовый и корреляционный анализ. Трендовый анализ заключался в построении линейной регрессии ( $T=at+c$ ), отражающей закономерность изменения температуры ( $T$ ) во времени ( $t$ ),



и сравнение коэффициентов регрессии ( $a$ ) показывающих направление и скорость тренда.

Для выделения климатического сигнала во временных сериях плотности древесных колец использовались данные инструментальных измерений на метеостанциях района исследований имеющих длительный (около 130–150 лет) период наблюдений. Временные серии плотности древесных колец, совпадающие с периодом инструментальных наблюдений совмещались со значениями температуры воздуха за разные месяцы и строилась функция отклика, т.е. распределение коэффициентов корреляции по месяцам. Затем с помощью модели линейной регрессии рассчитывались дендроклиматические реконструкции для региональных хронологий.

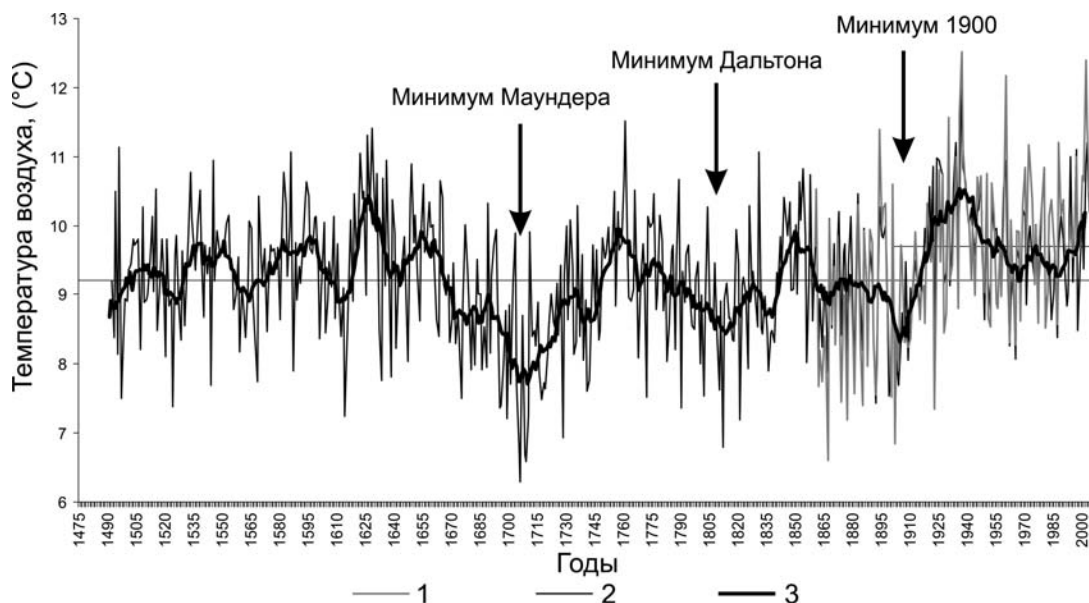
Корреляционный анализ показал, что в изменении плотности годовых колец наиболее заметно проявляется температура воздуха за период с мая по август. Коэффициент корреляции оказал статистически значимым для 99 % уровня и составил 0,83.

Таким образом, полученная реконструкция (рис. 1) демонстрирует четко выраженный положительный тренд, свидетельствующий о преобладающем потеплении, которое имело среднюю скорость  $0,1^\circ$  за 100 лет. Самыми теплыми были 30–40-е года 20-го столетия. Максимальная температура теплого сезона фиксируется в 1937 году как по реконструированному ( $12,2^\circ\text{C}$ ) так и по инструментальным ( $12,5^\circ\text{C}$ ) данным. Самым холодным был конец 17 начала 18 веков. Температура теплого сезона в то время опускалась до  $6,3^\circ\text{C}$  (1706 год). Средняя

температура воздуха теплого периода за последние 500 лет составляла  $9,2^\circ\text{C}$ , за период инструментальных наблюдений (1860–2006 гг) –  $9,5^\circ\text{C}$ , за 20 век –  $9,7^\circ\text{C}$ , а за предшествующие 400 лет –  $9,1^\circ\text{C}$ .

Основываясь на полученную реконструкцию и исходя из гипотезы о многофазности малого ледникового периода (МЛП), можно отметить, что во второй половине последнего тысячелетия выделяются три фазы. Период со второй половины 17 века до середины 18-го века представляет собой самый продолжительный и наиболее холодный этап МЛП. Средняя температура воздуха теплого сезона в этот период составляла около  $8,5^\circ\text{C}$ . Затем наступило относительно короткое потепление (примерно на два десятилетия), но уже с начала 80-х годов 18-го века, вновь наступило похолодание вплоть до конца 30-х годов 19 века. Наиболее низко температура опускалась в самом начале 19 века ( $\sim 8,6^\circ\text{C}$ ). Вторая половина 19 века представляет собой заключительную фазу МЛП. Самыми холодными были последние годы столетия ( $\sim 8,7^\circ$ ).

Тот факт, что характер изменения температурного режима на протяжении последних столетий имеет общие черты для достаточно обширной по площади территории, может свидетельствовать о проявлении здесь глобальных климатообразующих факторов. В первую очередь к таким факторам следует отнести солнечную активность (например, Beer et al., 2000 и др.). Согласно многочисленным исследованиям (Eddy, 1976, Bard, 2000, Lean, 2000, Scafetta and West, 2006) в течение последнего тысячелетия имели место периоды понижения активности солнца – миниму-



**Рис. 1.** Реконструкция температуры воздуха теплого сезона (май-август) для северной Фенноскандии и минимумы солнечной активности: 1 – инструментальные данные (ежегодные); 2 – реконструируемые значения (ежегодные); 3 – реконструируемые значения (сглаженные 11-летней скользящей средней). Горизонтальные линии фиксируют средние значения для всего периода и для 20 века



мы, причем каждый последующий был менее значительным, чем предыдущие. На последние 500 лет приходится два полных минимума (Маундера 1645–1715 и Дальтона 1795–1825), короткий период понижения активности солнца конца 19 века.

Сопоставление периодов солнечной активности с представляемой в данной работе реконструкцией выявило хорошую связь. Солнечные минимумы четко совпадают с периодами похолоданий

20 век был самым теплым на севере Фенноскандии на протяжении последних 500 лет. При

этом, потепление первых десятилетий было самым быстрым за весь рассматриваемый период.

Малый ледниковый период в течение второй половины последнего тысячелетия имел три холодные фазы. Наиболее холодный и продолжительный этап длился с середины 17 века до начала 18-го века. Заключительная фаза проявилась во второй половине 19 века.

Среди климатообразующих факторов рассматриваемого района солнечная активность играла значительную роль.

### Список литературы

1. *Bard E., Raisbeck G., Yiou F., Jouzel J.* Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides // *Tellus*, 2000. В 52. 985–992.
2. *Beer J., Mende, W. and Stellmacher, R.* The role of the sun in climate forcing // *Quaternary Science Reviews*, 2000. 19. P. 403–415.
3. *Cook E., Kairiukstis L.* (Eds.). *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences* // Dordrecht: Kluwer, 1990. 394 pp.
4. *Eddy J.A.* The Maunder Minimum. The reign of Louis XIV appears to have been a time of real anomaly in the behavior of the sun // *Science*, 1976. 192. P. 1189–1202.
5. *Fritts H.* *Tree rings and climate* // London: Academic Press, 1976. 579 pp.
6. *Lean J.* Evolution of the sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum // *Geophysical Research Letters*, 2000. 27. P. 2425–2428.
7. *Scafetta N., West B.J.* Phenomenological solar signature in 400 years of reconstructed Northern Hemisphere temperature // *Geophysical Research Letters*, 2006. 33. L17718, doi: 10.1029/2006GL027142.

**СЛЕДЫ ИНТЕНСИВНОЙ  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЭРОЗИИ  
В СТРОЕНИИ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ  
ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО  
ПРИАЗОВЬЯ**

**TRACES OF THE LATE PLEISTOCENE  
POWERFUL EROSION IN THE STRUCTURE  
OF LOESS-SOIL SEQUENCES  
OF THE NORTH EASTERN SEA  
OF AZOV REGION**

**Е.А. Константинов, А.А. Величко**  
*Институт географии РАН, Москва, Россия*  
*eakonst@rambler.ru*

**E.A. Konstantinov, A.A. Velichko**  
*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для изучения плейстоцен-голоценовой морфодинамики водоразделов внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Установление взаиморасположения горизонтов лёссов и погребенных почв, которые служат стратиграфическими реперами, а также выявление текстурных особенностей отложений (эрозионные контакты, признаки склонового переотложения и др.) позволяют подробно реконструировать историю развития рельефа в контексте ледниково-межледниковой цикличности четвертичного периода.

Северо-Восточное Приазовье один из наиболее перспективных районов для подобных исследований. Природные береговые обнажения Азовского моря дают возможность на протяжении многих километров проследить строение лёссово-почвенной серии, что позволяет с высокой надежностью реконструировать последовательную трансформацию рельефа водоразделов за последние 400–500 тыс. лет. И здесь нельзя не отметить парадоксальность сложившейся ситуации, когда за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Большинство исследователей ограничивалось только зарисовками примерного положения стратиграфических подразделений, вскрытых в протяженных обрывах (Хохловкина, 1940; Веклич, 1968; Субаэральные..., 1981; и др.). В ряде случаев строились и более обстоятельные разрезы (Лебедева, 1972; Разрез..., 1976). Однако все подобные работы проводились лишь на качественном уровне, на основе визуальной оценки положения горизонтов. Отчасти это упущение можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения лёссово-почвенной серии Приазовья. Работы последних лет (Величко и др., 2006, 2009, 2012) восполняют этот пробел.

Предложенная схема базируется на комплексе данных: соотношении с подстилающими лиманно-аллювиальными уровнями, палеофаунистических определениях, палеомагнитных характеристиках, а также данных физического датирования (<sup>14</sup>C и OSL). К настоящему времени также получены детальные морфотипические характеристики разновозрастных палеопочв и диагностированы типы почвообразования. Все эти материалы позволили установить четкую последовательность этапов развития ландшафтных комплексов в плейстоцене и провести их корреляцию с межледниковыми и ледниковыми этапами центральных районов Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 2012). Таким образом, возникли объективные предпосылки для постановки на новом инструментальном уровне реконструкции этапов развития рельефа на базе изучения Приазовской лёссово-почвенной серии.

Для проведения палеогеоморфологических исследований был выбран ряд ключевых участков на побережье Таганрогского залива: Мелекино, Беглица, Семибалки, Шабельское. Ключевые участки принадлежат разновозрастным лиманно-аллювиальным террасовым уровням с дифференцированным по мощности и сложности строения лёссово-почвенным комплексом. Полевые работы включали инструментальную фиксацию стратиграфических подразделений в двух направлениях: вдоль береговых обрывов, а также в поперечных створах на основе данных бурения. Фиксировалось: положение кровли палеопочвенных уровней, которая здесь, как установлено (Величко и др., 2012), отвечает поверхности межледниковых этапов; эрозионные контакты в толще отложений – погребенные поверхности размыва; специфика структуры, цвета и текстуры отложений, отмечались включения и новообразования. Диагностика погребенных почв в береговом обнажении и скважинах проводилась на основе морфотипических признаков, разработанных Т.Д. Морозовой, и опиралась на детально

изученный (Величко и др., 2012) с применением комплекса аналитических методов (литолого-геохимического, палеопедологического, микроморфологического, палеомагнитного, палеофаунистического) разрез – основу ключевого участка.

При анализе разрезов на трех ключевых участках (Мелекино, Семибалки и Шабельское) были выявлены общие черты строения лёссовой толщи: выклинивание мезинского педокомплекса (ПК) (основная фаза формирования – микулинское межледниковье, MIS 5e) из разреза на склонах водоразделов и в днищах малых эрозионных форм (балок и ложбин). Наиболее показательным является пример строения ЛПФ на ключевом участке Мелекино (рис. 1), расположенном на северном берегу Таганрогского залива вблизи г. Мариуполя. Здесь в береговом обнажении и на буровом профиле последовательность согласно залегающих лёссовых горизонтов, фиксируемых уровнями плей-

стоценовых палеопочв, нарушена погребенными эрозионными врезами. Эти врезы представляют собой обширные (достигают сотен метров шириной) поверхности размыва, возрастная оценка которых производится по соотношению эрозионных контактов с палеопочвами. В современном рельефе на месте врезов обычно выражены широкие ложбины, глубина которых составляет первые метры.

Такая поверхность размыва, вскрытая в центральной части берегового обнажения (рис. 1-I), погребена на глубине 3–4 метра. Эрозионный контакт, последовательно срезающий палеопочвы, маркирует поверхность максимального вреза, послемиккулинский возраст которого определяется по выклиниванию мезинского ПК. Палеоврез заполнен лёссовидным суглинком, близким по составу материалу, в котором выработана данная форма. В днище вреза, в нижней части слоя заполнения (нижний метр), можно наблюдать признаки скло-

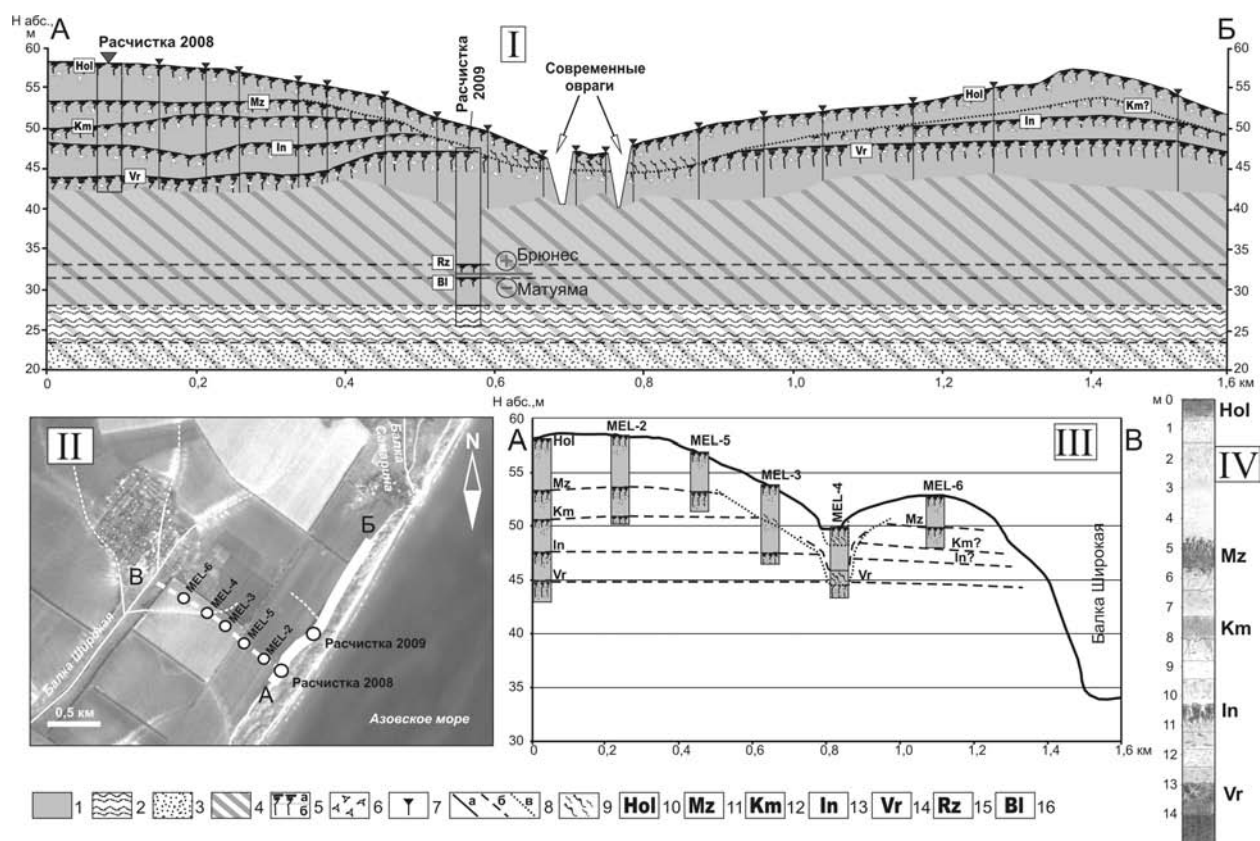


Рис. 1. Ключевой участок Мелекино.

I – береговое обнажение. II – ключ. уч-к Мелекино на косм. снимке (жирн. сплош. линия – положение берег. обн-я, жирн. пунктир – линия бур. профиля, кружки – положение скважин и опорных расчисток, тонк. сплош. линия – тальвеги балок, тонк. пунктир – тальвеги ложбин). III – бур. профиль. IV – зарисовка колонки отложений опорной расчистки 2008 г (выполнена А.А. Величко). 1 – лёссовые от-я; 2 – эоплейстоценовые лиманные глины; 3 – русл. пески хапровского возраста; 4 – обвальнo-оползневой шлейф; 5 – почвы (а – гумус. гор-т, б – гор-т В); 6 – карбонатные новообразования; 7 – точки инструмент. фиксации стратиграф. уровней; 8 – геолог. границы (а – установленные, б – предполагаемые, в – эрозион. контакты); 9 – признаки склон. переотложения (слоистость, комки, смытые гор-ты почв и т.п.); обозначения почв: 10 – голоценовая почва, 11 – мезинский ПК (MIS 5e), 12 – каменский ПК (MIS 7), 13 – инжавинский ПК (MIS 9), 14 – воронский ПК (MIS 13), 15 – ржаксинская почва (MIS 17), 16 – балашовская почва (MIS 19)

нового переотложения: здесь отмечена сложная волнистая слоистость и комки гумусированного суглинка. Выше материал заполнения становится более однородным, лёссовоподобным. Местами эрозионный контакт подчеркнут эфемерным почвообразованием, в основном же он свободен от признаков продолжительной стабилизации поверхности. Поверхность размыва, очевидно, была быстро погребена за счет склоновой и эоловой аккумуляции. Основным этапом выполнения палеовреза есть основания соотносить с поздним валдаем (MIS 2). Материал заполнения фациально замещается по разрезу валдайским лёссом, основная фаза накопления которого в Приазовье относится к концу валдайской эпохи (Величко и др., 2012). Так как аккумуляция в днище палеовреза началась сразу после его образования, можно предположить и поздневалдайский возраст максимального вреза.

Схожее с береговым обнажением строение ЛПФ мы наблюдаем и при анализе бурового профиля (рис. 1-III). Ложбина, днище которой вскрыто скважиной MEL-4, наследует послемилулинский врез, что следует из отсутствия мезинского ПК в разрезе.

Исходя из строения разрезов, голоцен стал временем относительной стабилизации поверхности с малоинтенсивной (1–3 м) аккумуляцией склонового материала в днище эрозионных форм. О стабилизации говорит наличие мощной (до 1,5 м) голоценовой полнопрофильной почвы (чернозема), которая выстилает водораздельную поверхность, а также современные склоны ложбин и балок.

Примечательно, что в изученных разрезах эрозионные контакты имеют весьма пологий

наклон (до 4–6°), а мезинский ПК оказывается смыт уже на поверхностях с крутизной в первые градусы. Это говорит о том, что выявленная поздневалдайская фаза интенсивной денудации на водоразделах выражалась не только в активизации линейной эрозии, но также и в усилении процессов склонового сноса – делювиальных и, вполне возможно, солифлюкционных (проблема конкретных механизмов сноса еще требует дополнительных исследований). Очевидно, что ландшафтно-климатические условия позднеледниковья значительно отличались от современных, при которых пологие склоны характеризуются относительно высокой стабильностью.

Практически аналогичное строение поздневалдайских палеоврезом выявлено в разрезах ЛПФ на ключевых участках южного побережья Таганрогского залива – Семибалки и Шабельское. Существуют также данные других исследователей, говорящие о мощном (15–20 м) поздневалдайском переуглублении в днищах долин и балок, принадлежащих побережью Азовского моря (Григорьев, 1974; Сафронов, 1987). Все это указывает на то, что поздневалдайский эрозионный этап – региональное явление, связанное с существенными перестройками природного комплекса Доно-Азовского региона в конце позднего плейстоцена. Среди возможных причин, вызвавших рассмотренное явление, нами выделяются следующие: специфика климатической обстановки позднеледниковья, которая сказалась на параметрах поверхностного стока и устойчивости субстрата; а также глубокое падение базиса эрозии (Азово-Черноморского бассейна), усилившее регрессивный рост эрозионной сети.

### Список литературы

1. Величко А.А., Като Н.Р., Кононов Ю.М. и др. К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.
2. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН, 2009. Т. 428, № 6. С. 815–819.
3. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, 2012. Т. 445, № 4. С. 464–467.
4. Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.
5. Григорьев А.В. Северное Приазовье. Геологическое строение // Геология Азовского моря. Киев: Наукова Думка, 1974. С. 32–35.
6. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. М.: Наука. 1972. 136 с.
7. Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья. Под ред. Академика К.К. Маркова. М.: Изд-во Московского ун-та, 1976. 159 с.
8. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1987. 160 с.
9. Субэаральные отложения Северного Приазовья / Мацуй В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.Н. Киев: Наук. думка, 1981. 152 с.
10. Хохловкина В.А. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом // Тр. ГИН АН СССР. вып. 28, геол. серия (№ 8). 1940. С. 71–89.



# ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ ДЛЯ ДОЛИНЫ РЕКИ ГЛУБОКИЙ САБУН

# SEDIMENTOGENE'S FEATURES IN THE QUATERNARY PERIOD FOR DEEP SABUN RIVER VALLEY

**С.Е. Коркин**

*Нижевартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия  
korkin\_geomorf@rambler.ru*

**S.E. Korkin**

*Nizhnevartovsk state university, Nizhnevartovsk, Russia*

Исследование четвертичной истории Сибирских увалов имеет значения для выявления палеоэкологических аналогов современных региональных изменений природной среды и климата и вмещает в себя: этапы ледниковой экзарации и преобразование пород ледникового ложа, периоды активизации эоловых процессов, морские трансгрессии, интенсивные проявления криогенеза.

Целью работы являлось обозначение точного расположения находящегося на территории орографического объекта Сибирские увалы моренного материала долины реки Глубокий Сабун и его описание как уникального геолого-геоморфологического феномена.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи: рассмотрение геологического строения долины реки Глубокий Сабун; анализ особенностей седиментогенеза в четвертичном периоде в пределах долины реки Глубокий Сабун.

Объектом исследования выступает территория долины реки Глубокий Сабун, а предметом четвертичные отложения территории природного парка «Сибирские Увалы».

Наиболее древними из четвертичных отложений территории природного парка «Сибирские Увалы» являются отложения ларьякской свиты тобольского горизонта (МИС – 11) 427–364 тыс. лет назад (даты указаны по нововведениям стратиграфии квартара с 2009 года), представленные аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, заполняющими глубоко врезы доледниковые долины (Земцов, 1976). Они залегают на размытой поверхности пород олигоцена и перекрываются валунными суглинками, ленточными глинами и флювиогляциальными песками самаровского оледенения, которое происходило 364–334 тыс. лет назад.

Самаровский горизонт (МИС – 10) по данным А.А. Земцова (1976), представлен в восточной части Сибирских увалов тремя генетическими разностями: озерно-ледниковыми глинами, валунными суглинками и супесями, флювиогляциальными песками, которые имеют широкое распространение на Вах-Тазовском междуречье.

Нижнюю часть разреза слагают озерно-ледниковые глины темно-серого цвета с мелкой параллельно-горизонтальной слоистостью ленточного типа. Озерно-ледниковые глины постепенно переходят в валунные суглинки бурого или темно-серого цвета, оскольчатые, раскалывающиеся на остроугольные обломки, поверхность которых покрыта коркой гидроокислов железа. Галька и валуны или приурочены к песчаным линзам или распределены равномерно по всей толщине суглинков.

Во время тазовской стадии (МИС – 8) 301–242 тыс. лет назад происходило формирование флювиогляциальных отложений – это обычно среднезернистые пески серого или ржаво-желтого цвета с диагональной и реже горизонтальной слоистостью.

Казанцевский межледниковый период (МИС – 5, 127–71 тыс. лет назад) дает начало слоям верхнего плейстоцена на всем Сибирском субконтиненте. В это время существовал арктобореальный, незамерзавший безледный бассейн, заливавший на севере Западной Сибири всю область к северу от широты 64°.

Зырянское (вейхзельское) оледенение (МИС – 4, 2) развивалось в две фазы: ермаковскую (ранний вейхзелий – 71–57 тыс. лет назад) и сарганскую (поздний вейхзелий 24–11 тыс. лет назад), которые в Сибири принято считать самостоятельными оледенениями, они разделены каргинским мегамежстадиалом (МИС – 3 57–24 тыс. лет назад).

Верхнеплейстоценовые отложения встречаются в пределах надпойменных террасных комплексов и представлены песками, супесями, суглинками, прослоями и линзами торфа.

Далее приводятся имеющиеся на территорию природного парка датировки подтверждающие особенности седиментогенеза четвертичного периода.

Остатки органики, взятый в супеси темно-коричневого цвета из берегового склона реки Глубокий Сабун (62°29'26,9" с.ш.81°51'30,3" в.д., высота бровки 123 м) имеют возраст 22100±325 лет (СОАН-7550). Глубина отбора 3,85–4,15 (проба отобрана автором) (Коркин, 2011).

Местонахождение «Зеленый остров» Находится в 17,5 км выше базы парка на правом берегу реки Глубокий Сабун (координаты точки – 62°29'46» с.ш. и 81°51'53» в.д.). Энтомологический материал обнаружен в средней части пятиметрового обрыва на глубине 3,79–3,91 м (мощность слоя 0,12 м) из слоя оторфованного песка с остатками корней и веток (Зеновьев, 2010). 10780+-70 BP Le-8972, калиброванная дата – 10940 BC;

Большая горка – это ниже по течению от базы Глубокий Сабун. Правый берег реки Глубокий Сабун, координаты 62°26'60»N 81°19'20» E, образец взят с глубины 8,77–8,92 м из слоя песков (11 слой), насыщенных растительным детритом (Зиновьев, Нестерков, 2003). Радиоуглеродная дата, полученная из линзы торфа у уреза воды – 13390 + 150 лет (СОАН-7309) (Borodin et al., 2013).

В долине реки Глубокий Сабун преобладают темноцветные магматические породы трапповой формации – долериты и порфиновые плагиоклазы, которые выходят на Среднесибирском плоскогорье и плато Путорана. Встречаются также светлоокрашенные кислые магматические породы.

Можно сделать вывод, что долина реки Глубокий Сабун является уникальным объектом исследования особенностей седиментогенеза четвертичного периода. Полученные данные в результате полевого изучения подтверждают роль в формировании четвертичных отложений плейстоценовых

оледенений, происходивших в северных районах Западной Сибири. Отложения четвертичного возраста имеет решающее значение в литогенной дифференциации ландшафтов природного парка, так как плейстоцен-голоценовые отложения являются здесь существенным стратиграфическим комплексом, выходящим на поверхность. Именно их особенности (литология, физико-механические свойства, связанные с ними формы рельефа) дифференцируют почвенно-растительный покров и ландшафты.

Было выделено 6 геологических разрезов, где репрезентативно представлен моренный материал: 1–62°38'51,4” с.ш., 82°05'40,1” в.д.; 2–62°29'45,8” с.ш., 81°54'54,8” в.д., 3–62°29'29,2” с.ш., 81°54'56,6” в.д.; 4–62°29'26,5” с.ш., 81°51'30,3” в.д.; 5–62°29'26,5” с.ш., 81°51'30,3” в.д.; 6–62°27'21,5с.ш., 81°33'26,6” в.д.

На формирование рельефа Сибирских увалов оказали влияние оледенения неоплейстоцена, в первую очередь, по прямому воздействию – оледенение среднего неоплейстоцена и по косвенному воздействию – оледенение верхнего неоплейстоцена, но необходимо иметь виду и альтернативный вариант формирования Сибирских Увалов представленный в работах И.Л. Кузина (2002, 2005).

Долина реки Глубокого Сабуна – объект геологического наследия – стратиграфической, неотектонической, минералогической и петрографической направленности.

### Список литературы

1. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: ТГУ, 1976. 344 с.
2. Зиновьев Е.В. Обзор местонахождений голоценовых насекомых Северного и Среднего Урала. // Динамика экосистем в голоцене: Материалы Второй Росс. науч. конф (отв.ред.Н.Г.Смирнов). Челябинск: Рифей. 2010. С. 72–76
3. Зиновьев Е.В., Нестерков А.В. Новые данные к изучению четвертичных насекомых территории Заповедно-Природного парка «Сибирские Увалы» //Экологические исследования восточной части Сибирских Увалов: Сборник научных трудов ЗПП «Сибирские Увалы» Вып. 2. Нижневартовск: Изд-во «Приобье». 2003. С. 66–82
4. Коркин С.Е. Палеогеографические особенности Сибирских Увалов / Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сессии (18–22 апр. 2011 г.): в 2 т. / Под. ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой; Рос. акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. Т. II. Кайнозой. 2011. С 96–99.
5. Кузин И.Л. Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. СПб.: Изд-во СПб карт-фабрики ВСЕГЕИ, 2002. 86 с.
6. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. 176 с.
7. Borodin A., Markova E., Zinovyev E., Strukova T., Fominykh M., Zykov S. Quaternary rodent and insect faunas of the Urals and Western Siberia: Connection between Europe and Asia // Quaternary International, 2013. V. 284. P. 132–150.

**О.П. Корсакова**

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия  
korsak@geoksc.apatity.ru*

**O.P. Korsakova**

*Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

В осадках береговой зоны Кольского региона, омываемого Баренцевым и Белыми морями, проявились палеоритмические события наиболее крупного ранга, связываемые с межледниковьями и оледенениями. Для стратиграфического расчленения разрезов использовались полевые литостратиграфические данные, геохронометрические определения (ОСЛ и ЭПР-даты), выполненные А.Н. Молодковым в Таллинском техническом университете по предоставленным ему образцам, опубликованные результаты спорово-пыльцевого, диатомового и фораминиферового анализов (Лаврова, 1960, Арманд и др., 1966, Граве и др., 1969, Гудина, Евзеров, 1973, Стрелков и др., 1976, Евзеров и др., 1988), а также для некоторых разрезов привлекались данные, полученные с использованием методов пламенно-фотометрического анализов и ICP-MS, данные количественного и полуколичественного минералогического анализов.

В известных на сегодняшний день обнажениях (рис.1) установлены межледниково-ледниковые ритмические толщи, которые были соотнесены с: – (а) третьей и четвёртой (морская изотопная стадия (МИС) 9–8), – (б) пятой и шестой ступенями (МИС 7–6) среднего неоплейстоцена; – (в) первой и второй (МИС 5–4), – (г) третьей и четвёртой ступенями (МИС 3–2) позднего неоплейстоцена.

Средненеоплейстоценовые осадки изучены в обнажениях по долинам рек Варзуга, Чапома, Большая Кумжевая, Поной, Малая Качковка, ручья Лудяной, впадающих в Белое море, и в вершине Святоносского залива Баренцева моря (рис. 1).

(а) Породы чекалинского межледникового горизонта, изученные в обнажении Варзуга, накапливались в относительно тёплом морском бассейне около 320 тыс. л.н. (МИС 9) (Корсакова и др., 2011). Они представлены глинами, суглинками и супесями, содержат переотложенные миоценовые диатомеи (Лаврова, 1960) характеризуются высокой степенью химического выветривания (щелочной индекс химического выветривания (CIA) 76–79 ед.), что может свидетельствовать о высоком содержании материала, мобилизованного из неогеновых кор

выветривания. Толща представлена регрессивной серией седиментов сублиторали, которые накапливались в условиях слабой аэрации вод (значения коэффициента стагнации ( $M_o/M_n$ ) довольно высокие: 0.01–0.004, а также в составе диатомовой флоры подавляюще преобладают планктонные формы). Плотная, выветрелая (ожелезнённая), размытая суглинистая морена и песчано-супесчаные водноледниковые отложения днепровского горизонта (МИС 8), также известные из разреза Варзуга. Они маломощные, содержат гальки пород, в коренном залегании находящихся к северу от обнажения. Морена отличается высокими по сравнению с другими осадками содержаниями редкоземельных элементов, никеля, меди, серебра.

(б) Аллювиально-морские (дельтовые) отложения, изученные в разрезе Варзуга и отнесённые к горкинскому горизонту (МИС 7) по условиям залегания, литологическим признакам, геохимической специализации, представлены песками с супесчаными линзами и наклонными слоями. Более разнообразно представлены здесь ледниковые породы московского горизонта (МИС 6). Это и морена (суглинки и супеси с галькой и валунами), которая залегает на аллювиально-морских осадках или на днепровской морене, отличается сравнительно высокой степенью химического выветривания глинистого материала (индекс выветривания ( $Al_2O_3/Na_2O$ ) 8.0–8.6 ед.). Это и флювиогляциальные осадки, которые отличаются повышенным содержанием Pb, Cd и низким содержанием Mo, La, Ge, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb. В составе грубообломочного материала отсутствуют повсеместно распространённые здесь красноцветные песчаники. Это и валунные суглинки характерного красно-бурого цвета с повышенными содержаниями Ti, Mg, Co, Eu, Ce, Pb, Cs, Nd, Th, U. Аналогичные породы были отмечены в разрезах Чапома, Поной. Ледниково-морские осадки установлены также в разрезах Святой Нос, Лудяной (Корсакова и др., 2005, 2011) (рис.1).

(в) Осадки мезинского (МИС 5) и калининского (МИС 4) горизонтов, соотносимые с первым поздненеоплейстоценовым межледниково-ледниковым циклом,

изучены (Гудина, Евзеров, 1973, Корсакова и др., 2004, 2005, 2010, 2011 и др.) в разрезах Варзуга, Чаваньга, Поной, соответствующие только межледниковые осадки – в обнажениях Стрельна, Чапома, Лудяной, только ледниковые – в обнажениях Каменка, Большая Кумжевая (рис. 1). Литологостратиграфические, микропалеонтологические и геохронометрические данные свидетельствуют, что осадки мезинского горизонта (понойские и стрельнинские слои) накапливались в морском бассейне, непрерывно существовавшем в беломорской котловине в начале позднего неоплейстоцена, причём на заключительных стадиях, при регрессии моря (МИС 5b-a) в Кольском регионе уже развивался ледник. Осадки бореального моря (МИС 5e-d) представлены глинами, суглинками, супесями, песками с обильной фауной, диатомовыми, пылью, которые однозначно указывают на экологическую обстановку, более благоприятную для их развития, чем в современном Белом море (Лаврова, 1960, Арманд и др., 1966, Граве и др. 1969, Гудина, Евзеров, 1973, и др.). Песчаные, реже глинистые осадки стрельнинских слоев (МИС 5c-a) по микропалеонтологическим индикаторам формировались в обстановке, менее благоприятной для развития флоры и фауны, чем современная. Ледниковые породы (песчанистая или суглинистая морена, водноледниковые пески) калининского горизонта (в Кольском регионе МИС 5b-a – МИС 4) выявлены по литостратиграфическим, минералогическим и геохронометрическим данным

(Корсакова и др., 2004, 2010) в разрезах Чаваньга, Большая Кумжевая, Святой Нос, Каменка, Поной.

Последний межледниково-ледниковый ритм в осадках береговой зоны Кольского региона представлен ленинградским (МИС 3) и осташковским (МИС 2) горизонтами. Межледниковые морские супеси, пески с субфосильными раковинами моллюсков, скудными микропалеонтологическими остатками формировались в условиях литорали и сублиторали достаточно холодного водоема в суровой палеоэкологической обстановке (Граве и др., 1969). Они установлены в разрезах Каменка и Большая Кумжевая (Корсакова и др., 2004). Все известные разрезы рыхлых отложений в береговой зоне Кольского полуострова (кроме разреза Поной) венчают, породы ледникового парагенетического ряда формирующие осташковский горизонт. Это и морена, и водноледниковые, и ледниково-морские отложения, которые обычно имеют рельефообразующее значение.

В описанных ритмах, выявленных в осадках береговой зоны Кольского региона, отчетливо тёплым межледниковьем в среднем неоплейстоцене выделяется ритм, соотносимый с чекалинским и днепровским горизонтами, в позднем неоплейстоцене – с мезинским и калининским горизонтами. Относительно суровыми были межледниковья в ритмах, соотносимых с горкинским и московским горизонтами в среднем неоплейстоцене, ленинградским и осташковским – в позднем неоплейстоцене.

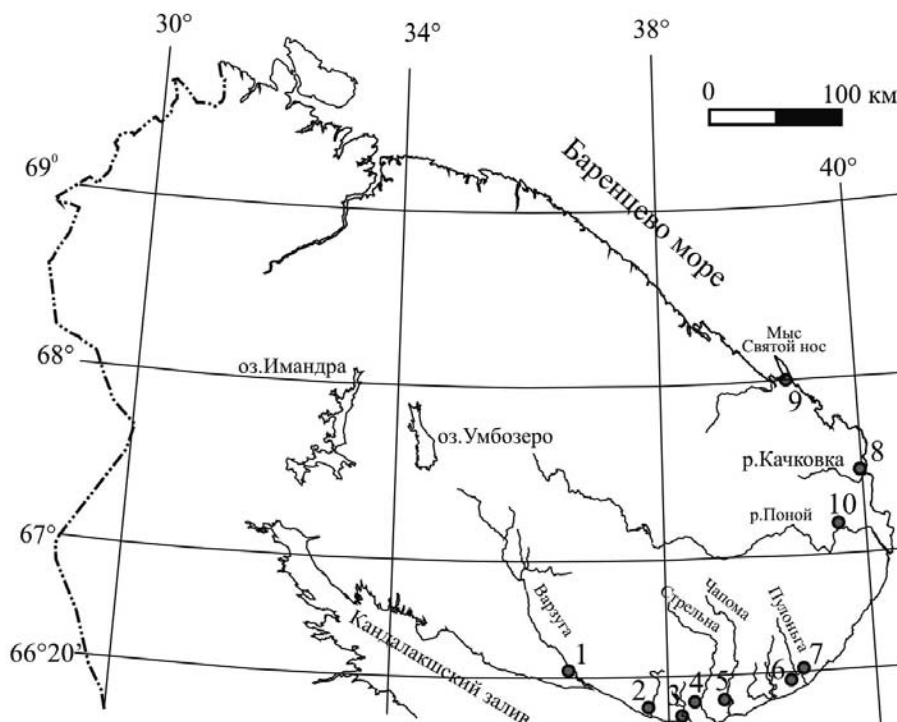


Рис. 1. Положение изученных обнажений, вскрывающих средне и позднеплейстоценовые осадки. Цифрами показаны разрезы: 1 – Варзуга, 2 – Чаваньга, 3 – Каменка, 4 – Стрельна, 5 – Чапома, 6 – Большая Кумжевая, 7 – Лудяной, 8 – Качковка, 9 – Святой Нос, 10 – Поной



**Список литературы**

1. Арманд, А.Д., Лебедева Р.М. Спорово-пыльцевая характеристика опорного разреза межледниковых отложений на южном берегу Кольского полуострова // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.-Л.: изд. «Наука», 1966. С. 77–86.
2. Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова Л.Я., Черемисинова Е.А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 25–56.
3. Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146с.
4. Евзеров В.Я., Еловичева Я.К., Лебедева Р.М., Раямяз Р.А. Стратиграфия плейстоценовых отложений южной части Кольского полуострова // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты: КФ АН СССР, 1981. С. 97–107.
5. Корсакова О.П., Колька В.В., Зозуля Д.Р. Геолого-стратиграфическая позиция морских осадков на юге Кольского полуострова, предпосылки их россыпной минерации // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 69–77.
6. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН, 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.
7. Корсакова О.П., Семёнова Л.Р., Колька В.В. Последовательность и условия формирования рыхлых отложений в районе нижнего Поноя (восток Кольского полуострова) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена: Материалы междунар. научн. конференция (Мурманск, 27–30 октября 2010 г.). Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 169–175.
8. Корсакова О.П., Семёнова Л.Р., Колька В.В. Средне- и позднеплейстоценовые осадки в разрезе обнажения Варзуга (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения, 2011. № 48. С. 19–26.
9. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: АН СССР, 1960. 234с.
10. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Афанасьев А.П., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164с.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ  
О МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ ОСАДКОВ  
ОЗЕРА БАЛХАШ (КАЗАХСТАН) | PRELIMINARY DATA OF THE MAGNETIC  
PROPERTIES OF SEDIMENTS FROM LAKE  
BALKHASH (KAZAKHSTAN)**

**Л.Р. Косарева, Д.К. Нурғалиев, Д.М. Гильманова, А.В. Фаттахов**  
*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия*  
*Lina.Kosareva@mail.ru*

**L.R. Kosareva, D.K. Nourgaliev, D.M. Gilmanova, A.V. Fattahov**  
*Kazan (Volga Region) federal university, Kazan, Russia*

Важным компонентом построения прогнозов развития климата являются палеоэкологические реконструкции, основанные на комплексном использовании геологических, биологических, криологических, геохимических и других индикаторов. Осадки современных озер являются уникальными геологическими архивами, в которых записаны важнейшие климатические, тектонические, импактные и другие изменения прошлого. Их изучение является важным для совершенствования мировых климатических моделей. В данной работе показана информативность исследования магнитных свойств озерных осадков при реконструкции изменений окружающей среды. В качестве объекта исследований было выбрано уникальное непересыхающее солёное озеро, расположенное на юго-востоке Казахстана – озеро Балхаш (46°32'27" N, 74°52'44" E). Озеро уникально тем, что разделено узким проливом на западную часть – проточную, практически пресную и мелководную, и восточную – бессточную, солоноватую и имеющую большую глубину. Через формируемый полуостровом пролив вода из западной части пополняет восточную.

Материал для исследований получен при бурении донных отложений озера с применением специализированного гидравлического пробоотборника, позволяющего отбирать колонки отложений для палеомагнитных и других видов исследований (разработан и изготовлен сотрудниками палеомагнитной лаборатории КФУ). Бурение проводилось летом 2012 года в восточной части озера. Всего было отобрано 6 колонок донных отложений мощностью от 3.7 до 5.4 м. Глубина отбора в среднем составила 7 м. Для палеомагнитных и магнито-минералогических исследований было отобрано 1430 образцов с шагом 2 см.

Предварительные магнито-минералогические исследования проводились по образцам керновой колонки № 4. Для определения величины магнитной восприимчивости использовался измеритель фирмы Bartington MS-2B. Измерения каждого образца производились в режиме низких и высоких частот. Магнитная восприимчивость осадков отражает изменения привноса материала (скорости осаднения,

тип осадка, косвенно – изменения климата, окружающей среды и т.д.) и условия его захоронения. Вариации величины магнитной восприимчивости образцов в колонках осадков зависят от множества причин, большинство из которых являются общими для всего бассейна осадконакопления, поэтому эти данные с успехом используются для детальной корреляции колонок осадков, отобранных в различных частях озера.

По 125 образцам были получены спектры нормального намагничивания до полей 1.5 Т с использованием коэрцитивного спектрометра  $J_{meter}$  (Буров, 1986; Yasonov et al., 1998; Нурғалиев, Ясонов, 2009), позволяющего отдельно измерять остаточную и индуктивную намагниченности образцов при комнатной температуре. В результате разделения кривой намагничивания на фазы были получены кривые намагничивания, спада поля и разностные кривые. Разложение кривых на гауссовы компоненты с помощью вейвлет-преобразования позволило выявить ферримагнитные компоненты осадка (Утемов, Нурғалиев, 2005). Несущей максимальной намагниченностью компонентой и присущей всем исследуемым образцам является компонента «BS» (biogenic soft) «биогенная магнитомягкая», названная по аналогии с работой R. Egly (2004). Об этом свидетельствует положение максимумов спектров на шкале магнитного поля. В то же время наблюдается расхождение максимумов спектров намагничивания и перемагничивания, что говорит об образовании агломератов зерен.

По кривым нормального намагничивания определены следующие петромагнитные параметры (Шолпо, 1977; Kruijver et al., 2001): нормальная остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной компоненты ( $J_s$ ), намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0.5 Т ( $J_p$ ), коэрцитивная сила намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты ( $B_c$ ), коэрцитивная сила остаточной намагниченности насыщения ( $B_{cr}$ ), положение максимума коэрцитивного спектра нормального остаточного намагничивания ( $B_{da}$ ),

положение максимума коэрцитивного спектра нормального остаточного намагничивания перемагничивания из насыщенного состояния ( $B_{db}$ ), суперпарамагнитная восприимчивость в поле до 8 мТ ( $K_{sp}$ ). Изменение гистерезисных магнитных параметров по разрезу позволяет коррелировать и сопоставлять полученные данные, демонстрируя резкие изменения свойств зерен магнитных минералов, определить интервалы, в которых наблюдается больше однодоменных ферромагнитных зерен, высокая намагниченность осадков (параметры  $M_{rs}$ ,  $M_p$ ,  $M_{sp}$ ). Участки повышенной магнитной жесткости магнетиков осадка отчетливо прослеживаются по величине коэрцитивной силы. Характер изменения соотношений  $B_{cr}/B_c$ ,  $M_{cr}/M_c$  и  $M_p$  по разрезу позволяет выделить участки, в которых суперпарамагнитный материал связан с аллотигенной фракцией (по парамагнетизму глинистого материала).

Для определения доменной структуры ферромагнитной фракции осадков была построена диаграмма Дзю. Хотя образцы содержат значительную долю однодоменных зерен, все они находятся в области псевдооднодоменности. Это обусловлено влиянием суперпарамагнитного материала.

Терромагнитные исследования (ТМА) были проведены по 15 образцам на экспрессных весах Кюри (Буров и др., 1986), позволяющих измерить зависимость индуктивной намагниченности в поле до 0.2 Т от температуры при скорости нагрева 100°C/мин. Морфология терромагнитных диаграмм сходна, отличие заключается только в величине намагниченности каждого образца. На кривых первого нагрева наблюдается наличие пирита в осадке, который окисляясь, переходит в магнетит. Тяжело судить о присутствии в образцах аутигенного магнетита. Возможно весь вклад в намагниченность

вносят новообразования, появляющиеся при нагреве. Наличие четкого минимума при температуре 670°C на графике первого нагрева доказывает наличие гематита. Корытообразная форма кривых второго нагрева до 300°C свидетельствует о наличии в образцах тонкодисперсной фракции с низкими блокирующими температурами. При первичном нагреве до 800°C происходит окисление магнетита до гематита, о чем свидетельствует пик при температуре ~620°C на кривой повторного нагрева.

Полученная информация не дает однозначного и полного ответа на вопрос о природе намагниченности осадков. В связи с этим планируется провести дополнительные исследования магнитными методами, а также определить элементный состав образцов. Анализ имеющихся данных позволяет сделать следующие выводы: магнитная фракция осадков озера однотипна, представлена однодоменными и суперпарамагнитными зернами. Изменение магнитных параметров по разрезу связано с изменением концентрации магнитных минералов. На основании анализа данных ТМА и коэрцитивной спектрометрии «BS» компонента представлена преимущественно агломератами однодоменных зерен магнетита, скорее всего биогенного происхождения. Эти частицы являются остатками магнитотактических бактерий, распространенных в отложениях пресных и морских водоемов, а также в стратифицированных водных колонках (Bazylinski et al., 1995) и влажных почвах (Fassbinder et al., 1990), обитающих придонно на границе ил–вода в условиях доступности железа (Stolz et al., 1986) и достаточно резкой окислительно-восстановительной границы (Blakemore et al., 1985; Копп, Kirschvink, 2008).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-01032).

### Список литературы

1. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167с.
2. Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Патент на полезную модель «Коэрцитивный спектрометр» № 81805. Зарегистрировано в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации 27 марта 2009 года.
3. Утемов Э.В., Нургалиев Д.К. «Естественные» вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения / Физика Земли, 2005. № 4. С. 88–96.
4. Шолло Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач / Л.: Недра, 1977. 182 с.
5. Bazylinski D.A., Frankel R.B., Heywood B.R., Mann S., King J.W., Donaghay P.L., Hanson A.K. Controlled biomineralization of magnetite ( $Fe_3O_4$ ) and greigite ( $Fe_3S_4$ ) in a magnetotactic bacterium / Appl Environ Microbiol, 1995. 61. P. 3232–3239.
6. Blakemore R.P., Short K., Bazylinski D.A., Rosenblatt C., Frankel R.B. Microaerobic conditions are required for magnetite formation within *Aquaspirillum magnetotacticum* / Geomicrobiol. J., 1985. 4. P. 53–71.
7. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions / Phys. Chem. Earth, 2004. 29(13–14). P. 851–867.
8. Fassbinder J.W.E., Stanjek H., Vali H. Occurrence of magnetic bacteria in soil / Nature, 1990. 343. P. 161–163.
9. Kopp R.E., Kirschvink J.L. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria / Earth-Science Reviews, 2008. 86. P. 42–61.
10. Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // Earth and Planetary Science Letters, 2001. 189(3–4). P. 269–276.
11. Stolz J.F., Chang S.B.R., Kirschvink J.L. Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments / Nature, 1986. 321. P. 849–851.
12. Yasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica, 1998. V. 49. № 3. P. 224.

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ  
УЙМОНСКОЙ КОТЛОВИНЫ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ** | **GENETIC TYPES  
AND LATE QUARTERNARY HISTORY  
OF THE UIMON BASIN AND ADJACENT  
TERRITORY**

**С.А. Котлер**

*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия  
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия  
sonechks@ya.ru*

**S.A. Kotler**

*Novosibirsk state university, Novosibirsk, Russia  
Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Уймонская котловина расположена в центральной части Горного Алтая и соседствует с Абайской котловиной, на западе, Катандинской и Тюнградской котловинами – на востоке. Данная территория располагается в пределах трёх листов геологических карт масштаба 1:200000 старой серии М-45-ХІІІ, М-45-ХІV и М-45-ХV, составленных в 1961–1964 гг. Также, на территорию последнего (М-45-ХV), в 2001 году выпущена геологическая карта новой серии. В 2013 г. начинается работа по геологическому картированию новой серии листа М-45-ХІV.

Гидросеть в пределах котловин представлена реками Абай, Кокса, Катунь и их притоками, долины которых являются территорией наших исследований. Цель работы – это изучение закономерностей строения и событийной последовательности формирования четвертичных отложений Уймонской межгорной котловины и прилегающих районов. За полевые сезоны 2011–2012 гг. накоплен более обширный, по сравнению с данными предшественников, геологический материал, позволяющий полнее охарактеризовать позднечетвертичную историю формирования отложений. Задokumentированы обнажения в 60-ти точках наблюдения. В камеральных условиях геологические разрезы были оцифрованы с использованием, приведенных к метрам, фотопанорам обнажений. Отобрано 49 образцов, для уточнения полевой литологической диагностики. Первичный гранулометрический анализ материала выполнялся ситовым методом, а из фракции «<1 мм» производился отбор пробы для изучения на анализаторе размера частиц (SediGraf).

Рассмотрим позднеплейстоценовую историю формирования отложений в Уймонской котловине и на прилегающей территории. В литературе, посвященной региону, широко обсуждаются вопросы четвертичной истории ледниково-подпрудных озёр на Алтае, и в частности Уймонского палеозера. Фактически все авторы признают существование этого озера, называемого также «озером Рериха»,

но высказывают различные точки зрения относительно его возраста, размеров, абсолютной высоты береговой линии, а также о возможности гляциальных суперпаводков при его опорожнении. Озерные отложения описаны нами в районе поселка Верхний-Уймон, на правом борту р. Катунь, и восточнее посёлка Нижний Уймон, около перемычки с Катандинской котловиной, на левом борту. Ледниково-озёрные отложения представлены переслаиванием палево-бурого песка, зеленоватого алевролита и песка с дресвой, достигая стратиграфической мощности в 12 метров. Озёрные образования такой мощносты были описаны для данного района впервые.

На завершающей стадии оледенения, при разрушении ледниковой плотины и спуска подпрудного озёра сформировались достаточно специфические отложения, неоднократно описывавшиеся ранее (Зольников, 2009). Характерный рельеф в районе устья р. Мульта, представленный дугообразными валами, является предметом многолетних дискуссий с различными интерпретациями. По мнению (Рудой, Русанов, 2012), грядово-ложбинный рельеф обсуждаемого участка является системой маргинальных озёв. Наши наблюдения показывают, что гряды сложены валунно-галечником с глыбам. Это указывает на то, что они сформированы влекомым наносом гигантских гляциальных паводков. Валунно-глыбовники также вскрыты в районе с. Усть-Кокса, на западной оконечности котловины. Таким образом, распространение этого литотипа приурочено к сужениям долин. В районе сёл Катанда и Нижний Уймон обнаружены серые параллельно слоистые пескодресвяники, достигающие по мощносты 8 метров, которые представляют собой отложения взвешенного наноса гляциальных суперпаводков. По периферии днища Уймонской котловины распространены палево-щебнеалевропесчаные миктиты с изгибающимися и закручивающимися прослоями и линзами. Такие образования



описаны ранее Чуйской и Усть-Канской котловинах (Зольников и др., 2008, 2010), и представляют собой оплывневые отложения, формирующиеся на этапе спуска ледниково-подпрудных озёр.

Поверх озёрно-ледниковых и гляциально-суперпаводковых отложений формировались лёссы, представленные палевым неслоистым алевритом, достигающие 6–8 метров мощности и содержащие 2–3 горизонта ископаемых почв, а также кротовины. Они изучены в шести обнажениях на периферии котловины, вскрыты южнее пос. Мульта, в устье р. Красноярка. Ранее суперфлюационные образования такой большой мощности, в данном районе не описывались.

Более двадцати обнажений достигающих до 14 м по высоте над урезом воды и имеющих значительную протяженность (некоторые до 100 м и более) по латерали, позволяют достаточно полно охарактеризовать аллювий. Разрезы состоят из двух-трёх циклов, каждый из которых начинается серым косослойчатым и мульдообразно-слоистым гравийным галечником и гравийником русловой фации и завершается палевым субгоризонтально параллельно-слоистым алевропеском пойменной фации. В изученных обнажениях вскрывается типичный констративный аллювий. В восточной

части Уймонской котловины в середине аллювиальной толщи второй надпойменной террасы Катунь обнаружены тонко-параллельно субгоризонтально слоистые алевриты подпрудной фации, достигающие по мощности 1 м и перекрытые с размывом маломощными (до 0,5 м) пескодресвяниками прорывной фации. Локальный характер этих отложений свидетельствует о кратковременном завальном (возможно сейсмо-завальном), а не о ледниково-подпрудном генезисе этой невысокой палеоплотины.

Для верхнего течения р. Катунь в то время были характерны разветвленные и меандрирующие русла, о чём свидетельствуют, отчетливо фиксирующиеся, разномасштабные мульды в разрезах аллювий. Это указывает на неотектонические условия опускания днища долины. В районе устья р. Баштала, из пойменного аллювия средней части 14-метровой террасы на правом берегу р. Катунь отобраны моллюски, по которым методом АМС-<sup>14</sup>С в Аризоне была получена дата АА95968 с запредельным возрастом >45700 л.н. Такая дата приводит к выводу о том, что подстилающие аллювий озёрно-ледниковые отложения, имеют возраст древнее МИС-3. Подтверждением этого вывода являются лежащие на озёрно-ледниковых осадках лессово-

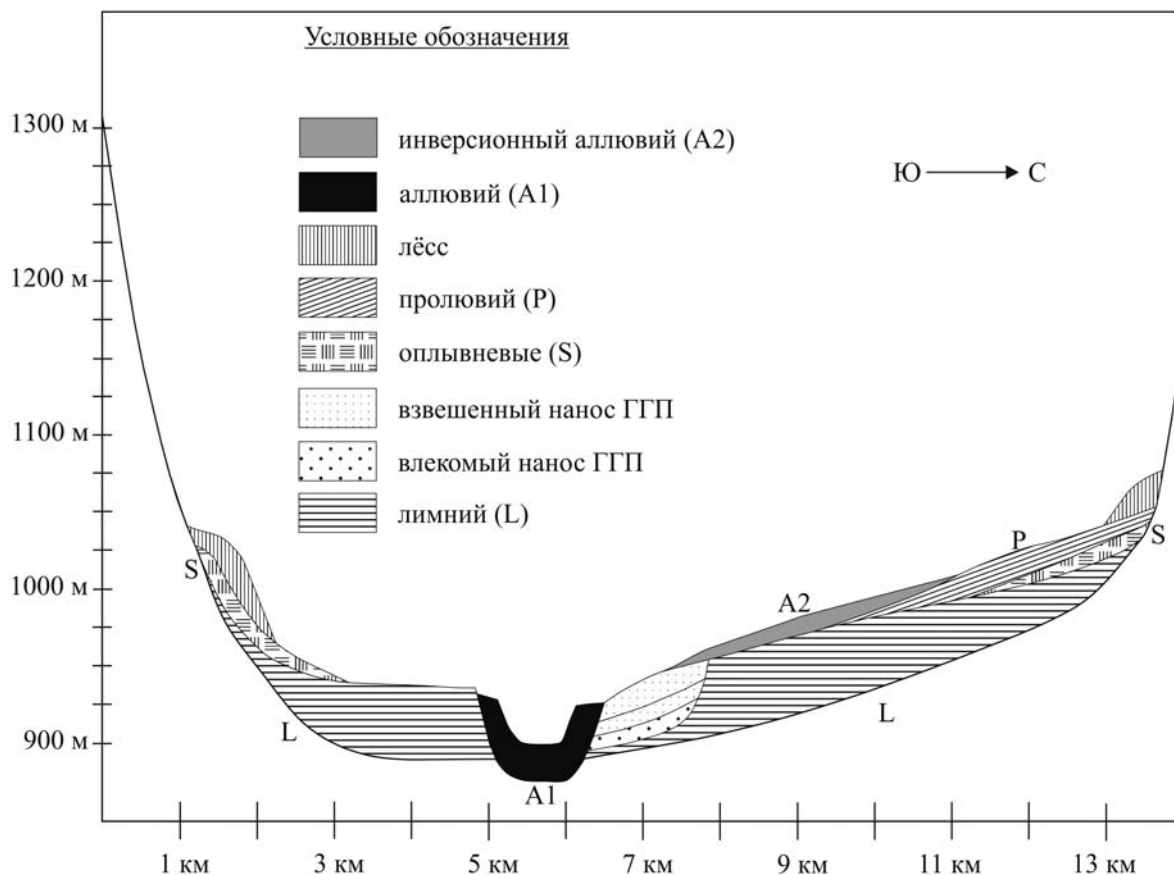


Рис. 1. Принципиальная схема взаимоотношения четвертичных отложений Уймонской котловины.

почвенные последовательности толщиной от 4 до 8 метров. Маловероятно, что лессово-почвенные отложения такой мощности могли накопиться только за голоцен (последние 11 т.л).

В карьере на левом берегу р. Абай, между с. Амур и с. Абай, в уступе надпойменной террасы р. Абай Русановым Г.Г. были найдены правая и левая ветви нижней челюсти молодой лошади, радиоуглеродный возраст 11,920+-210 лет (Русанов, Орлова, 2011). Им же в районе с. Сугаш в уступе Абайской террасы обнаружены крупный фрагмент черепа бизона и верхний зуб лошади, с датой 18,590+-345 лет. Выше по течению р. Абай в карьере 10-ти метровой террасы были найдены правый астрагал бизона и фрагмент бедренной кости шерстистого носорога, датированные 40200 ± 1100 лет (Русанов, Орлова, 2011). Проведенные исследования показали, что в этих обнажениях отсутствуют моренные и флювиогляциальные образования, о чём писалось ранее (Рудой, Русанов, 2012). Поэтому, полученные Русановым даты, в сочетании с Усть-Башталинской датировкой, позволяют предположительно оценить возраст формирования констративного аллювия магистральных долин изучаемой территории от

начала МИС-3 (57 тысяч лет назад) до современности.

В пределах изученных участков долин Абая, Коксы и верхней Катунь, морены не были обнаружены, хотя при геологических съёмках 1961–1964 гг. они были закартированы. Ледниковая плотина вероятно располагалась у подножья г. Белуха. Возраст последнего оледенения, приведшего к ледниковому подпруживанию Уймонской, Абайской и других котловин района оценивается как МИС-4 (от 71 до 57 тысяч лет назад). Суперпаводковые отложения имеют в долине верхней Катунь ограниченное распространение, по сравнению со средним и нижним течением р. Катунь. Последледниковый этап формирования аллювиального комплекса низких террас верхней Катунь, Коксы и Абая по констративному типу начался более 45700 лет назад, т.е. после оледенения МИС-4. В эпоху межледниковья МИС-3 (57–24 тыс. лет назад) происходило формирование лёссов, а также пролювия и делювия. В результате работы по данным автора составлена схема распространения четвертичных отложений и построена схема взаимоотношений четвертичных отложений Уймонской котловины (рис. 1).

#### Список литературы

1. Зольников И.Д. Гляциально обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009, № 69. М.: ГЕОС. С. 58–70.
2. Зольников И.Д., Деев Е.В., Лямина В.А. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай). Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 4. С. 437–449.
3. Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. - 2008, № 4. С. 75–83.
4. Рудой А.Н., Русанов Г.Г. Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. – 2-е изд., испр. и доп. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. 240 с.
5. Русанов Г.Г., Орлова Л.А. Каталог радиоуглеродных датировок Горно-Алтайской экспедиции Бийск: ГОУВПО «АГАО», 2011. 86 с.

# СИСТЕМА АДАПТАЦИИ «ЧЕЛОВЕК – ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА» В МЕЗОЛИТЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ | THE SYSTEM OF ADAPTATION «HUMAN – ENVIRONMENT» IN THE MESOLITHIC OF NORTHERN EUROPE

**Е.А. Кошелева**

*Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, С.-Петербург, Россия  
koshelevaelen@yandex.ru*

**E.A. Kosheleva**

*A.I. Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia*

Северная Европа – часть Европы, включающая страны Скандинавского полуострова (Норвегия, Швеция, Финляндия), а так же прилегающую к ним Данию и островное государство Исландия. В последнее время так же популярным становится понятие «Новой Северной Европы», которая включает в свои рамки традиционные пять стран Севера Европы, страны Балтии, Северо-запад России, а также районы Польши и Германии, примыкающие к Балтийскому морю. Эта территория является уникальной с точки зрения геоархеологии: в Европе нет другой области, в которой бы настолько хорошо было представлено заселение человеком территории с мезолитического времени.

Процессы адаптации заключаются в комплексе взаимосвязей между отдельными индивидуумами и компонентами окружающей среды. В.В. Бунак (1924) выделил четыре фактора, по отношению к которым может быть осуществлена адаптация мигрантов: метеорологический, эргологический, общебиологический и расовый. Метеорологический фактор представляет собой влияние климатических показателей на образование специфического комплекса физиологических реакций и обмена веществ у представителей различных климатических поясов (Алексеева, 1986). Эргологический фактор заключается в способности переселенцев к модификации уклада жизни в соответствии с новыми требованиями окружающей среды. Как правило, в таких условиях, может изменяться диета, одежда, вид деятельности, характер жилых построек. К общебиологическому фактору относятся непосредственно биологические условия среды – окружающий животный и растительный мир. Роль расового фактора проявляется в тех случаях, когда переселенцы адаптируются к взаимодействию с аборигенным населением.

Вопрос о времени инициального заселения территории Фенноскандии до настоящего времени остается открытым (Кошелева, Субетто, 2011). Как отмечают в своих работах зарубежные авторы (Bjerck, 2008; Zvelbel, 2008) первые области Фенноскандии, которые освобождаются от ледникового покрова, остаются необитаемыми в течение длительного пе-

риода времени. В юго-западной Норвегии, прибрежная зона стала пригодной для появления человека за несколько тысяч лет до первых археологических датировок признаков человеческого присутствия. Подобная «задержка» характерна и для территории Финляндии (Matiskainen, 1996).

Существуют единичные артефакты, указывающие на присутствие человека на этой территории в позднеледниковье. Нехватка веских доказательств резко контрастирует с богатством следов человеческой деятельности после 10 000 BP / 9 500 cal BC (Bjerck, 2008). Отсутствие более ранних стоянок древнего человека может быть связано с перестройкой земной поверхности после деградации оледенения. Вследствие сложного взаимодействия между эвстатическим повышением уровня моря и изостатическим поднятием суши произошло поднятие береговых линий во многих частях Скандинавии, но не везде этот процесс протекал одинаково. Незначительный изостатический подъем в Южной Скандинавии привел к тому, что большинство участков с мезолитическими стоянками найдено ниже существующего морского уровня. В областях со значительным изостатическим подъемом и последним ледниковым морским пределом в 100–200 м над уровнем моря это нарушение имело небольшое воздействие.

Наиболее полно мезолитические стоянки древнего человека изучены на территории Норвегии: всего в различных литературных источниках описана 81 мезолитическая стоянка. Быстрая колонизация этой территории объясняется развитием арктической морской адаптации и технологий. Анализ представленных данных позволяет выявить следующие закономерности: 77,8 % археологических стоянок расположены по всему побережью Норвегии – это отражение образа жизни древнего человека, связанного с морскими биотопами; 13,6 % – в горных территориях южной и отчасти центральной Норвегии; 8,6 % – на залесенных территориях южной Норвегии (Кошелева и др., 2012).

Самые древние останки людей обнаружены на стоянке Hummerholmen (Søgne). Они принадлежат нескольким взрослым женщинам (Bjerck, 2008).

Участок находится ниже существующего морского уровня, и интерпретировался как могилы, связанные с затопленным жилым участком. Включая исправление для морского компонента («эффект резервуара» – триста лет), были получены четыре радиоуглеродных даты – в пределах среднего мезолита (7490–7375, 7445–7270, 7435–7210, и 7260–7018 cal BC). Последняя дата позволяет предположить, что один из людей был на пятьсот – семьсот лет, моложе, чем остальные (6665–6527 cal BC). «Содержание изотопного углерода в коллагене костей ( $\delta^{13}\text{C}$ ) трех самых старых и последнего образцов -13.4 %, указывает на диету, включающую 86 % морского белка и ясную ориентацию на морской образ жизни» (Bjerck, 2008, с. 97).

Другой тип приморской адаптации представлен в позднемезолитических некрополях группы Skateholm, расположенных на побережье крайнего юга Швеции. Было получено 5 радиоуглеродных дат: 5500–4950, 4800–4460, 5980–5660, 4350–4040, 4940–4490 cal BC (Blankholm, 2008, с. 111). Результаты изотопного анализа указывают на то, что индивиды, похороненные в центральной части кладбища, использовали морские и наземные пищевые источники (Liden, Nelson, 1994).

Тип адаптации древнего человека, заселявшего равнинные территории, занятые Ладожским и Онежским озерами наиболее полно представлен некрополем мезолитического времени Южный Олений остров. Он относится к числу памятников, характеризующих онежскую культуру, и, на настоящее время, – единственный достоверный (Филатова, 2006, с. 177). Обращает внимание расположение могильника практически в центре территории, почти на равном удалении от локальных групп поселений, а также размещение на небольшом острове, столь характерное для поселений этой культуры. На сохранившейся части площадки вскрыто 177 погребений. Изучение сопровождающего погребения вещественного инвентаря в сравнительном плане с онежскими поселенческими мезолитическими комплексами показало теснейшее сходство по всем основным показателям. Разброс радиоуглеродных дат по кости человека составляет от  $9910 \pm 100$  до  $6790 \pm 80$  (Oshibkina, 1989, с. 403). Полученные данные о химическом составе костной ткани индивидов этого погребения указывают на значительную долю

белкового компонента (мясо наземных млекопитающих, пресноводная рыба) (Добровольская, 2006).

Материалы анализа соотношения стабильных изотопов в коллагене костей древних людей только подтверждают существующие гипотезы предполагающие, что огромный потенциал моря с точки зрения пропитания был важен для урегулирования (поселения) древнего человека (охотника-собирателя (hunter-gatherers)), на этих территориях.

Реконструкция палеогеографических условий и ландшафтов, в пределах которых происходило расселение древнего человека на территории Фенноскандии и равнинных областей Северо-запада Восточно-Европейской равнины несколько затруднена. Это объясняется рядом следующих факторов. Анализ возможностей получения достоверных радиоуглеродных дат по типам локализации показывает тенденцию увеличения их количества не зависимо от типа локализации от раннего мезолита (10 200–8 900 BP/ 9 500–8 000 BC) к позднему мезолиту (7 690–5 230 BP/ 6 500–4 000 cal BC). Это связано с плохой сохранностью органического вещества: обычно образцы ограничиваются древесным углем и при благоприятных обстоятельствах – фрагментами сожженной кости.

Органический материал, который может давать информацию относительно пропитания, обычно сохраняется в скальных расщелинах, которые чаще всего не использовались для жилья и далеки от предполагаемых маршрутов передвижения человека вдоль побережья.

Органический материал, который может позволить восстановить палеоландшафтные условия, применяемый для спорово-пыльцевого и карпологического методов, также достаточно редко обнаруживается непосредственно на месте стоянки древнего человека.

В связи с этими особенностями для определения возраста стоянок периода раннего мезолита чаще всего применяется датирование по типологии береговых линий. Во многих случаях это единственный способ восстановления палеогеографической истории территории заселения.

Статья поддержана грантом РФФИ 10-05-00651а «Эволюция родных обстановок Белого моря и прилегающих территорий в позднем плейстоцене и голоцене».

### Список литературы

1. Алексеева Т.И. Адаптивные процессы в популяциях человека. М., 1986.
2. Бунак В.В. Об акклиматизации человеческих рас и сравнительном значении определяющих факторов // Русский Антропологический журнал, т.13, 1924.
3. Добровольская М.В. Особенности питания мезолитического населения Северо-запада России (по данным палеоантропологии) // Первобытная и средневековая история, и культура Европейского Севера: проблемы изучения и научной реконструкции. Соловки, 2006. 134–142.



4. Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Раннеголоценовые изменения природной среды и инициальное заселение Фенноскандии // Общество. Среда. Развитие. СПб, ЦНИТ «Астурион». № 4, 2011. С. 237–242.
5. Кошелева Е.А., Кошелев С.А., Греков И.М. Применение ГИС-технологий для реконструкции бореальных ландшафтов // Экологические проблемы северных районов и пути их решения. Материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием. 2–5 октября 2012 г. Апатиты, 2012. Часть 1. С. 82–85.
6. Филатова В.Ф. Вопросы происхождения и этнокультурной принадлежности населения эпохи мезолита // Проблемы этнокультурной истории населения Карелии (Мезолит – Средневековье). Петрозаводск. 2006. С. 14–72.
7. Bjerck H. Norwegian Mesolithic Trends. In G. Bailey & P. Spikins (eds.) *Mesolithic→Europe*. Cambridge University Press. Cambridge. 2008. P. 60–106.
8. Blankholm H.P. Southern Scandinavia. In G. Bailey & P. Spikins (eds.) *Mesolithic→Europe*. Cambridge University Press. Cambridge. 2008. P. 107–131.
9. Liden K., Nelson D.E. Stable carbon isotopes as dietary indicator, in the Baltic area // *Fornvännen*, 89, 1994. P. 13–21.
10. Matiskainen, H. Discrepances in Deglaciation Chronology and the Appearance of Man in Finland. In: Larsson, L. (ed.) *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationships with neighbouring area*. Acta Archaeologica Lundensia. Stockholm. Series in. 8, № 24, 1996. P. 251–262.
11. Oshibkina, S.V. *The Material Culture of the Veretye type Site in the Region to the east of the lake Onega*. In: Bonsall. C. *The Mesolithic in Europe*, Edinburgh. 1989.
12. Zvelbel M. *Innovating Hunter-Gatherers: The Mesolithic in the Baltic*. In G. Bailey & P. Spikins (eds.) *Mesolithic→Europe*. Cambridge University Press. Cambridge. 2008. P. 18–59.

НОВЫЕ ДАННЫЕ  
ПО МОРСКИМ МОЛЛЮСКАМ  
И СТРАТИГРАФИИ ПЛИОЦЕНА –  
ГОЛОЦЕНА АРХ. НОВАЯ ЗЕМЛЯ,  
ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА, О. ВАЙГАЧ  
И ЮГОРСКОГО П-ОВА

THE NEW DATA ABOUT MARINE  
MOLLUSCS AND STRATYGRAPHY  
OF THE PLIOCENE-HOLOCENE  
OF THE NEW ZEMLYA ARCHIPELAGO,  
FRANZ-JOSEF ARCHIPELAGO, VAIGACH  
ISLAND AND JUGORSKII PENINSULA

А.В. Крылов<sup>1</sup>, В.П. Матвеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, Россия; krylov-polargeo@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный горный институт, С.-Петербург, Россия

A.V. Krylov<sup>1</sup>, V.P. Matveev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Polargeo Ltd, Saint-Peterburg, Russia

<sup>2</sup>Saint-Peterburg state mines institute, S.-Peterburg, Russia

Изучением морских ископаемых кайнозойских моллюсков архипелагов Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, о. Вайгач и запада Югорского п-ова занимались М.А. Лаврова, В.Н. Сакс, Р.Л. Мерклин, В.С. Зархидзе, С.Л. Троицкий (Лаврова, 1924, Сакс, 1947, Мерклин, Зархидзе, Ильина, 1979, Троицкий, 1979 и др.).

В течении последних 50 лет на данной территории осуществлялись различные геолого-съёмочные и специализированные геологические работы (ФГУНПП ПМГРЭ, ФГУП ВНИОкеангеология, ПГО «Полярноуралгеология», ЗАО «Поляргео» и др.), в ходе которых осуществлялись сборы морских моллюсков плиоцена-голоцена. Эти обширные коллекции в 2008–2012 годах была изучена аспирантом кафедры палеонтологии СПбГУ и геологом ЗАО «Поляргео» А.В. Крыловым (рис 1–2). Некоторые из установленных в коллекции видов моллюсков впервые отмечаются в Арктике. Особенно большое значение имеют находки умеренно-тепловодных моллюсков атлантического, тихоокеанского и местного происхождения.

Авторы благодарят: А.В. Ласточкина (ФГУНПП ПМГРЭ) и Д.В. Зархидзе (ЗАО «Поляргео») и Е.А. Гусева (ФГУП ВНИОкеангеология) за любезное предоставление коллекций моллюсков для изучения.

**Архипелаг Земля Франца Иосифа (о-в Земля Александры).** Разрез у озера в районе бывшей полярной станции Нагурское. Здесь на абсолютной отметке около 10 м (сборы Ф.А. Триколиди, ООО «Контур», 2011 г) в алевритах впервые на территории этого архипелага были найдены моллюски: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *Mya truncata* Linnaeus и *Astarte placenta* (Morch). *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire) распространен в отложениях отложений плиоцена Бельгии, Англии, Нидерландов, Франции и эоплейстоцена Исландии (Гладенков и др., 1979, Marquet, 2005 и др.).

**Архипелаг Новая Земля (Северный о-в).**

Представительные разрезы с моллюсками плиоцена-голоцена были обнаружены геологами ФГУНПП ПМГРЭ на Северном острове архипелага во время проведения геолого-съёмочных работ в 1988–1989 г. (рис. 1–2). Коллекция моллюсков была собрана В.П. Матвеевым.

Разрез между мысами Макарова и Черткова. В алевритах и песках цоколя 30–40 м морской террасы были найдены целые раковины морских моллюсков плиоцена-голоцена(?) *Astarte vernicosa* Dall – тихоокеанский вид (McNeil, 1957) известный из отложений плиоцена-эоплейстоцена Аляски, позднего неоплейстоцена Чукотки, плиоцена Камчатки, современных осадков Амурского залива и Японии, верхнего плиоцена восточной части п-ова Югорский, верхнего плиоцена-арх. Северная Земля. В этом разрезе также установлены *Astarte borealis* (Schumacher), *A. arctica* (Gray), *Hiatella arctica* (Linnaeus).

Разрезы мыса Маточкин и губы Крестовая. В районе мыса Маточкин (абс. высота около 30 м) и в губе Крестовая (абс. высота 5–6 м) М.А. Лавровой были найдены моллюски *Isocrassina scaldensis* (Janssen et van. der Slik), *Astarte vernicosa* Dall, *A. crenata* (Gray), *A. incerta* Wood. Интересны находки вымерших видов *Isocrassina scaldensis* (Janssen et van. der Slik), *Astarte incerta* Wood, которые распространены в отложениях плиоцена Бельгии, Англии, Нидерландов, Припечорья, п-ова Югорский, арх. Северная Земля (Marquet, 2005; Крылов, Гусев, 2010, и др.). Определения видов были уточнены в ходе изучения фотографий раковин морских моллюсков, приведенных в работе М.А. Лавровой (Лаврова, 1924).

Другие разрезы. В коллекции собранной В.П. Матвеевым часто встречаются моллюски *Astarte vernicosa* Dall в сочетании с различными другими видами: в 1–2 км вниз от т.н. 685А (уровень

90 м) с – *Astarte borealis* (Schumacher), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.); в т.н. 659 с – *Mya truncata* L.; в т.н. 808 они найдены вместе с *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.), *Serripes groenlandicus* (Mohr).

Интересна находка вида *Astarte crenata* Gray в т.н. 804–6, где этот вид встречен с раковинами *Chlamys islandicus* (Muller), *Astarte borealis* (Schumacher), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.), *Macoma calcarea* (Gmelin).

В цоколях 20 м морской террасы на р. Спокойная (т.н. 681А) найдены морские моллюски *Chlamys islandicus* (Muller), *Mya truncata* L., *Arctica islandica* (L.), *Boreotrophon truncatus* (Storm) и фораминиферы *Cibicides grossus* (Ten Dam et Reinhold) (опред. О.Ф. Барановской – вид, характеризующий отложения плиоцена-эоплейстоцена Западной Европы) на высоте 30 м в т.н. 808–4 определены: *Mya truncata* L., *Arctica islandica* (L.), *Boreotrophon truncatus* (Storm), *Hiatella* sp. В разрезах р. Овражная (т.н. 742-А, абс. высота 100 м и т.н. 766–1, абс. высота 70 м) установлены моллюски *Hiatella arctica* (L.); в заливе Русская Гавань (сборы В.М. Анохина, ВНИИОкеангеология, 2004 г.): *Chlamys islandicus* (Muller), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* (L.).

**О. Вайгач.** Разрез в южной части острова. В алевритах цоколей низких террас в южной части острова геологами ПГО «Полярноуралгеология» обнаружены моллюски: *Chlamys islandicus* (Muller), многочисленные *Astarte jenissae* (Sachs), *A. gydanica* (Sachs), *A. borealis forma placenta* Morch, *Hiatella arctica* (L.).

**Югорский п-ов.** Упомянутые разрезы с морскими моллюсками на по-ве Югорский были найдены и изучены во время геолого-съёмочных работ ЗАО «Поляргео» в 2012 году.

Разрезы в устье р. Ярцоаяха. В разрезе 0,65 км вверх по течению от устья р. Ярцоаяха в цоколе 15–20 м морской террасы найдены моллюски *Astarte vernicosa* Dall, *A. paichoichus* sp. nov. (in prints), *Chlamys albida* (Dall), *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* (Gmelin), *Arctica islandica* (L.), *Mytilus* sp., ракообразные *Balanus balanus* L., *Semibalanus balanoides* (L.), а так же вымерший вид моллюсков *Isocrassina ariejansseni* (Marquet) известный из отложений плиоцена-эоплейстоцена Западной Европы.

Разрез в районе мыса Андреева. В 1,7 км к западу от мыса Андреева (в цоколе 5–10 м морской террасы) обнаружены морские моллюски, известные из отложений плиоцена-эоплейстоцена Западной Европы: *Isocrassina ariejansseni* (Marquet), *Astarte incerta* Wood. С ними также встречаются: *Astarte vernicosa* Dall, *Plicifusus rhyssus* (Dall), *Oenopota nobilis* (Muller), *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Arctica* sp., *Mya* sp.

Другие разрезы. В 2 км к востоку от устья р. 3-я Песчаная найдены морские моллю-

ски *Plicifusus rhyssus* (Dall), *Oenopota turricula* (Montagu), в 3 км к востоку от устья этой реки – *Plicifusus rhyssus* (Dall), *Buccinum undatum* Linnaeus, *Arctica* sp. В разрезе, расположенном в 3 км к востоку от мыса Нгарка-Пэсале (в 1–3 м вверх от уреза воды) были обнаружены морские моллюски *Semilipecten groenlandicus* (Sowerby), *Nuculana pernula* (Muller), *Portlandia arctica* (Gray), *Macoma calcarea* (Gmelin), которые по региональной схеме В.С. Зархидзе могут относиться к колвинской свите (миоцен-плиоцен). Из разрезов расположенных: в 0,75 км к западу от оз. Хардто (на абс. уровне около 135 м) и на левом берегу в среднем течении р. Талояхи (на уровне 165 м) были установлены моллюски *Astarte incerta* Wood, *Arctica islandica* (L.), *Mya truncata* L., *Balanus harmeri* (Ascanius), *Hiatella arctica* (L.). Единичные раковины моллюсков миоцена-эоплейстоцена: *Astarte incerta* Wood отмечены в разрезах: на р. Хубтьяхакоця (абс. высота – 85 м) и на побережье между устьями р. 2-я Песчаная и 3-я Песчаная. Интересный комплекс моллюсков и ракообразных был обнаружен в разрезе западной части гряды Мюсермахой (сборы А.В. Бартовой, абс. высота 125 м). Там встречена *Isocrassina scaldensis* (Janssen et van der Slik) – вид, распространенный в отложениях плиоцена Нидерландов, Припечорья, п-ова Югорский, арх. Северная Земля (Marquet, 2005; Крылов, Гусев, 2010, и др.), а также: *Arctica islandica* (L.), *Macoma balthica* L., *Semibalanus balanoides* (L.). В разрезе озера, расположенного в истоках р. Ялдымадьаха на абс. высоте около 130 м найдены моллюски плиоцена-голоцена *Astarte vernicosa* Dall.

Таким образом, на островах запада Российской Арктики (Земля Александры, Северный о-в Новой Земли) и на западе Югорского п-ова впервые установлены виды вымерших моллюсков атлантического происхождения обитавших в зоне бореального климата в миоцене–эоплейстоцене Западной Европы (Гладенков, Нортон, Спайк, 1980; McNeil, 1957; Marquet, 2005) – *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *I. scaldensis* (Janssen et van der Slik), *I. ariejansseni* (Marquet) *A. incerta* Wood. Это позволяет впервые предполагать миоценовый-эоплейстоценовый возраст для вмещающих их кайнозойских отложений Югорского полуострова и вышеупомянутых островов. Кроме того, в некоторых из этих разрезов, также впервые были обнаружены виды моллюсков тихоокеанского происхождения: *Astarte vernicosa* Dall, *Plicifusus rhyssus* (Dall), *Chlamys albida* (Dall), известные в отложениях плиоцена-голоцена Аляски, Чукотки, Камчатки, Приморья и Японии (McNeil, 1957; McNeil, 1967 Петров, 1966 (с уточнениями), Kosyan & Kantor, 2012 и др.).



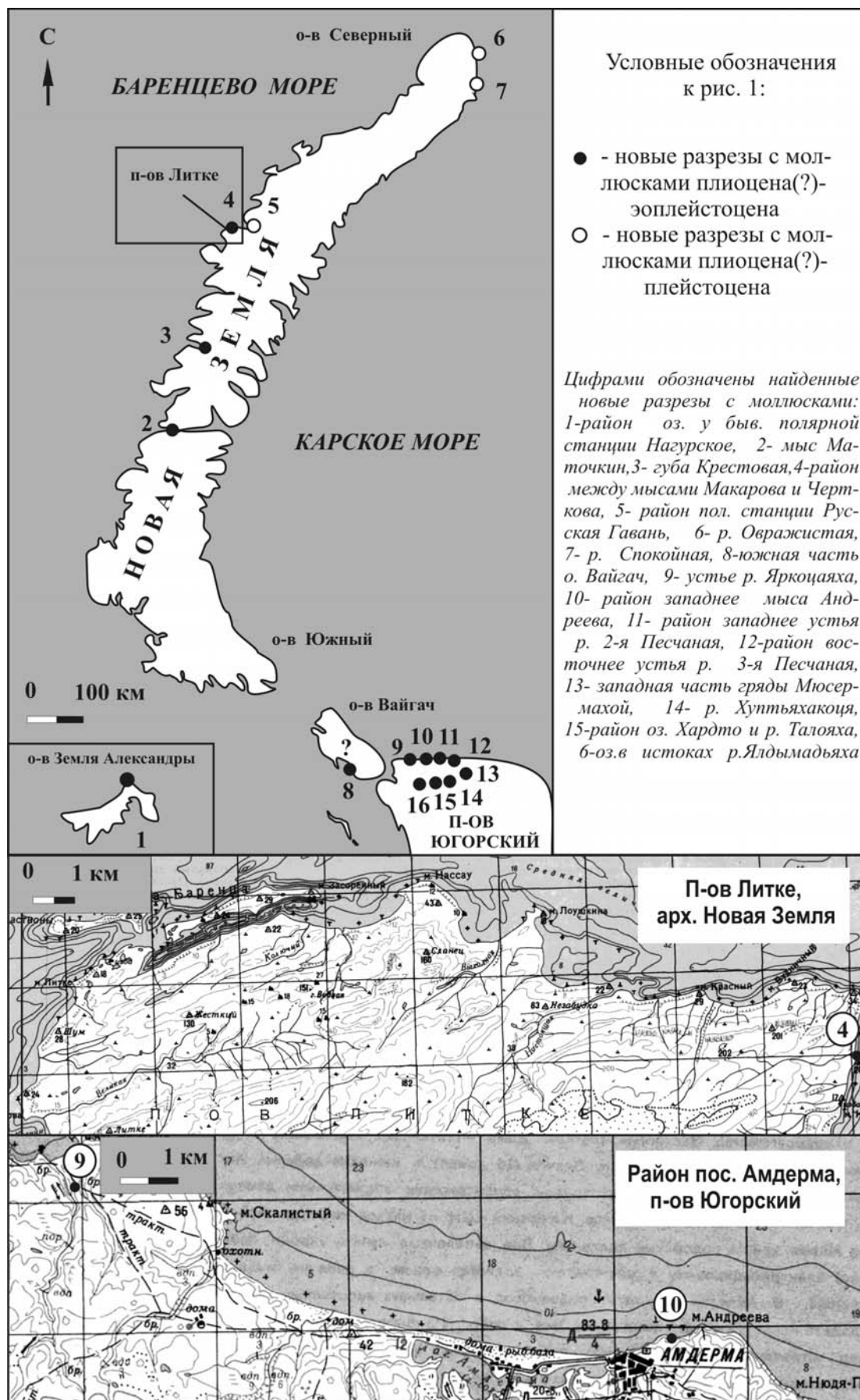
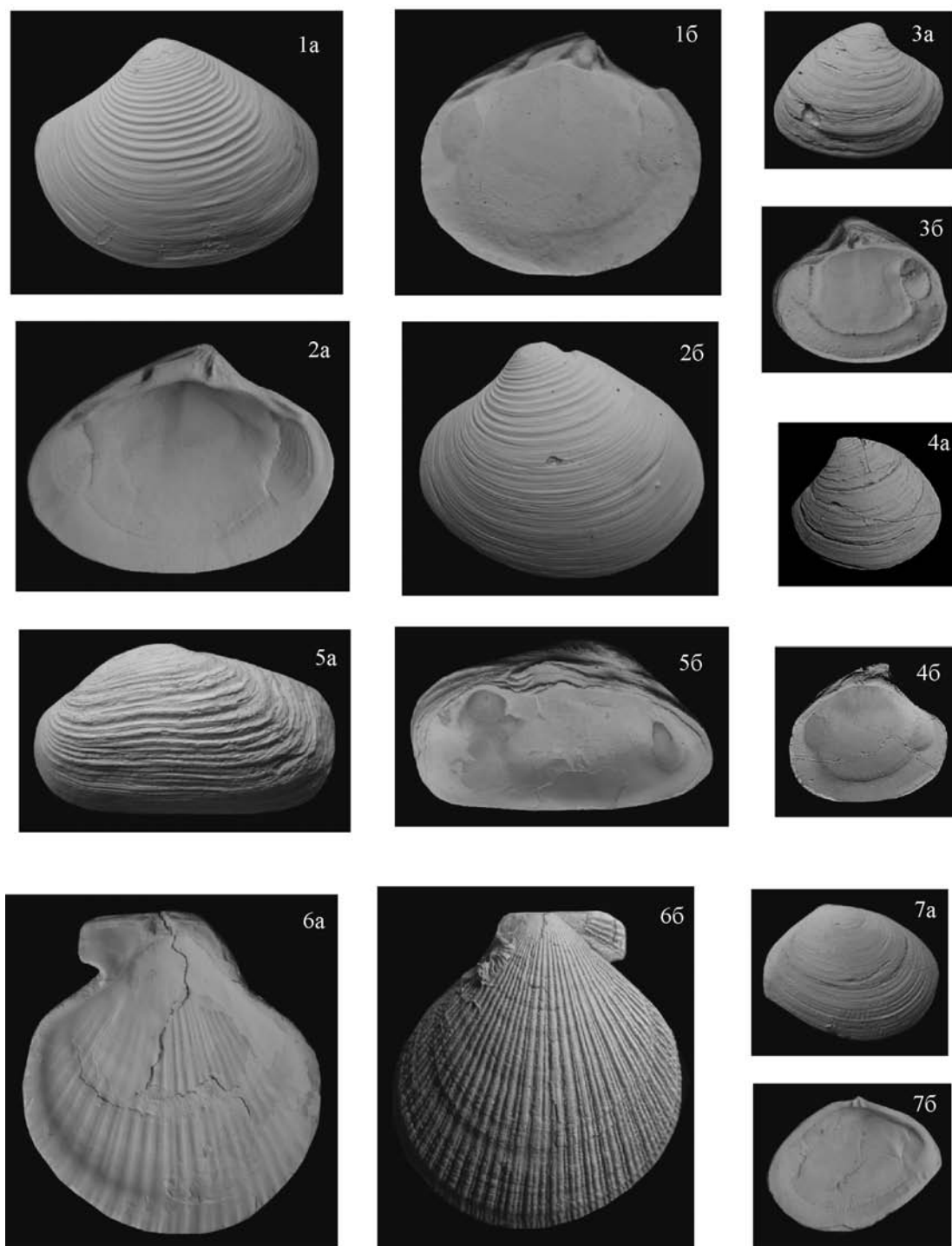


Рис. 1. Схема расположения установленных разрезов с моллюсками плиоцена-голоцена (?) арх. Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, о. Вайгач и запада п-ова Югорский





**Рис. 2.** Моллюски плиоцена – голоцена(?) арх. Новая Земля, Земля Франца Иосифа и о. Вайгач:

1. *Astarte vernicosa* Dall, раковина (×1,5): а-вид сверху, б-вид снизу, арх. Новая Земля, район между мысами Макарова и Черткова (у тригопункта с абс. отм. 24 м), абс. высота 30–40 м, сборы В.П. Матвеева, 1988 г.
2. *Astarte vernicosa* Dall, раковина (×1,5): а-вид сверху, б-вид снизу, арх. Новая Земля, район между мысами Макарова и Черткова (у тригопункта с абс. отм. 24 м), абс. высота 30–40 м, сборы В.П. Матвеева, 1988 г.
3. *Astarte crenata* (Gray), раковина (×1): а-вид сверху, б-вид снизу, арх. Новая Земля, т.н. 804–6, абс. высота 20–30 м, сборы В.П. Матвеева, 1988 г.
4. *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), раковина (×1): а-вид сверху, б-вид снизу, арх. Земля Франца-Иосифа, район озера у быв. полярной станции Нагурское, абс. высота менее 10 м, сборы Ф.А. Триколиди, 2011 г.
5. *Hiatella arctica* (L.), раковина (×1): вид сверху, арх. Новая Земля, район полярной станции Русская Гавань, 28–30 м, сборы М.Н. Анохина, 2005 г.
6. *Chlamys islandicus* (Muller), раковина (×0,7): а – вид сверху, б-вид снизу, о. Вайгач, южная прибрежная часть острова, сборы геологов производственного объединения «Поляруралгеология», год сбора, точное место и абс. высота – неизвестны.
7. *Macoma calcarea* (Gmelin), раковина (×1,5): вид сверху, арх. Новая Земля, т.н. 804–6, абс. высота 20–30 м, сборы В.П. Матвеева, 1988 г.

### Список литературы

1. Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена и плейстоцена и палеонтологические комплексы) // Труды ГИН РАН, 1980. Вып. 345, 115 с.
2. Крылов А.В., Гусев Е.А. Комплексы позднекайнозойских моллюсков из террас Северной Земли // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Труды ВНИИОкеангеология, 2010. Том 210, Вып. 7, с. 82–95.
3. Крылов А.В. Моллюски и стратиграфия морских отложений позднего кайнозоя северо-восточного Пай-Хоя. Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики, 2010. Вып. 10, М.: ГЕОС, С. 176–182.
4. Лаврова М.А. Материалы к познанию фауны постплиоценовых морских моллюсков Новой Земли // Труды Геологического и Минералогического Музея имени Петра Великого РАН, 1924, Том IV. Вып. 6. С. 147–177.
5. Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б. Определитель морских плиоцен-плейстоценовых моллюсков северо-востока Европейской части СССР // Тр. ПИН РАН, 1979, Т. 173. 96 С.
6. Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 155. 252 С.
7. Сакс В.Н. Новая Земля и Вайгач // Геология СССР, 1947. Том XXVI. Острова Советской Арктики. С. 234–250.
8. Kosyan A.R. & Kantor Y.I. Revision of the genus *Plicifusus* Dall, 1902 (Gastropoda: Buccinidae). *Ruthenica*, 2012, Vol. 22, N 2, С. 55–92
9. Marquet R. The Neogene Bivalvia (Heterodonta and Anomalodesma) and Scaphopoda from Kallo and Doel (Oost-Vlaanderen, Belgium) // *Paleontos*, 2005, Vol. 6, P. 1–142.
10. MacNeil F.S. Cenozoic megafossils of northern. Alaska: U.S. Geological Survey Prof. Paper, 1957. Vol. 294-C, 126 p.
11. MacNeil F.S. Cenozoic pectinids of Alaska, Iceland, and other northern regions: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1967. Vol. 553, 57 p.

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ  
АНАЛИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОЗЕРА БАЛХАШ**

**THE SEISMIC-STRATIGRAPHIC  
ANALYSIS OF LAKE BALKHASH  
QUATERNARY SEDIMENTS**

**П.С. Крылов, Д.К. Нурғалиев, Д.М. Гильманова, А.В. Фаттахов**

*Казанский федеральный университет, Казань, Россия*

*sprint@front.ru*

**P.S. Krylov, D.K. Nourgaliev, D.M. Gilmanova, A.V. Fattahov**

*Kazan Federal University, Kazan, Russia*

Реконструкция изменений происходивших в различных оболочках Земли в прошлом – одна из актуальнейших проблем сегодняшнего дня. Изменения окружающей среды, происходящие в настоящее время, оказывают огромное влияние на жизнь человечества. Прогнозирование изменений климата, эрозии почв, эволюции биосферы в целом на несколько десятилетий в будущее должно базироваться на тенденциях и закономерностях происходивших в геологическом прошлом, а в особенности – в последние несколько тысяч лет. Интерес к отложениям современных озер как к архивам недавних в геологическом масштабе времени изменений окружающей среды объясняется тем, что эти объекты можно обнаружить на всех континентах в различных физико-географических условиях (Moernaut, 2010).

Предварительный отбор проб донных отложений и классические методы их анализа позволяют получить только точечную или одномерную информацию по отношению ко всему бассейну. Наиболее полное осуществление палеореконовструкций на основе изучения всего седиментационного бассейна может быть реализовано при сейсмоакустических исследованиях изучаемых водоемов (Обстановки ... 1990; Шалаева, Старовойтов, 2010). Метод сейсмоакустического профилирования является одним из самых динамично развивающихся направлений исследований, связанных с изучением донных осадков океанов, морей и озер. Быстрое развитие данного направления обусловлено появлением новой цифровой аппаратуры и новых технологий обработки сейсмических данных. В сочетании с другими методами исследования, такими как абсолютная датировка осадков, литология осадков, палеобиологические исследования позволяют надежно реконструировать историю развития внутриконтинентальных водоемов, а, следовательно, – историю изменений окружающей среды. Привлечение сейсмостратиграфического анали-

за к пониманию сложных процессов динамики климатов прошлого является достаточно новой тенденцией в палеоклиматологии.

Объектом исследования являлось озеро Балхаш, расположенное на юго-востоке Казахстана. Уникальность озера состоит в том, что оно разделено узким проливом на две части с различными химическими характеристиками воды – в западной части она практически пресная, а в восточной – солоноватая (Сапожников, 1951). Полевые работы проводились в 60 км восточнее от г. Балхаш в августе 2012 года.

Целью данной работы является реконструкция истории осадконакопления на основе анализа данных сейсмоакустических исследований разрезов донных отложений о. Балхаш. В процессе выполнения данной работы была: получена и обработана сейсмоакустическая информация по современному водоему о. Балхаш; выделены сейсмостратиграфические комплексы и проведен сейсмофациальный анализ сейсмоакустических разрезов; реконструкция вариаций уровня озера Балхаш по комплексу информации; анализ палеоклиматической информации и сравнение ее с результатами сейсмоакустических исследований.

В работе использованы материалы сейсмоакустических исследований донных отложений озера Балхаш по 2 профилям общей протяженностью 12 км. Для привязки сейсмоакустических данных и оценки средней скорости распространения упругих волн в осадках были использованы результаты исследования 4 колонок осадков.

Полученные результаты позволяют реконструировать изменения окружающей среды за последние несколько тысяч лет в регионе озера Балхаш. Кроме того, полученные новые геологические данные по водоему можно в дальнейшем использовать для проведения детальных исследований донных отложений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-01032.

### Список литературы

1. Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях. – М.: Недра, 1983. – 204 с.
2. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1 Пер. с англ./Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – 352 с., ил.
3. Сапожников Д.Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Вып. 132 Геологическая серия (№ 53). Издательство Академии Наук СССР. М., 1951.
4. Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. Учебное пособие – М.: Издательство МГУ, 2010. – 256 с.
5. Moernaut J., Verschuren D., Charlet F., Kristen I., Fagot M., De Batist M. The seismic stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr., *Earth and Planetary Science Letters* 290 (2010), 214–223



**ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫЕ  
МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ  
МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ Р. КОЖИМ  
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) | LATE HOLOCENE  
SMALL MAMMALS  
OF THE KOZHIM RIVER LOCALITIES  
(SUBPOLAR URALS)**

**И.В. Кряжева**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
Innpageologi@mail.ru*

**I.V. Kryazheva**

*Institute of Geology, Komi SC UD RAS, Syktyvkar, Russia*

В данной работе представлены результаты исследований трех карстовых полостей с костными остатками позвоночных обнаруженных на Приполярном Урале в долине реки Кожим, в результате полевых исследований в 2010–11 гг.

Местонахождение Кожим-2 располагается на правом берегу р. Кожим в скальном выходе известняков ордовика, в 1,5 км ниже по течению от скалы Каюк-Нырды на высоте 20 м от уреза воды. Оно представляет собой нишу шириной 2,5 м, высотой 1,6 м и глубиной 1,7 м. В разрезе рыхлых отложений, мощностью 0,7 м вскрывается 2 горизонта разного литологического состава, представленных алевритисто-песчаными и песчаными отложениями.

Местонахождение Кожим-4 располагается на правом берегу р. Кожим в 10 км выше по течению от ж/д моста в скальном выходе известняков карбона, называемых скала Монах на высоте 3 м от уреза воды и представляет собой низкую (0,8 м) и узкую (1 м) каверну. Во внутренней части полости был

заложен шурф площадью 1 м<sup>2</sup>. В разрезе рыхлых отложений, мощностью около 0,5 м, вскрывается два горизонта разного литологического состава. Они представлены почвенно-растительными и супесчаными отложениями с большим количеством грубообломочного материала и с костными остатками позвоночных.

Местонахождение Кожим-5 располагается в 50 м от местонахождения Кожим-4 и представляет собой небольшую нишу в скале. В разрезе рыхлых отложений, мощностью 0,4 м вскрывается два горизонта разного литологического состава. Они представлены почвенно-растительными отложениями с большим количеством грубообломочного материала и пылеватым алевритом бурого цвета с мелкими не окатанными обломками известняка.

Всего из трех местонахождений определено около 5000 зубов мелких млекопитающих. Количество щечных зубов и соотношение остатков (доли, %) мелких млекопитающих из местонахождений р. Кожим представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Видовой состав, количество щечных зубов и соотношение остатков (%) мелких млекопитающих из местонахождений долины р. Кожим**

Вид	Кожим-2				Кожим-4		Кожим-5	
	Сл.1	Сл.1 в%	Сл.2	Сл.2 в%	Сл.1	Сл.1 в%	Сл.1	Сл.1 в%
<i>Arvicola terrestris</i>	85	12,3	141	29,3	135	16,2	593	19,9
<i>Clethrionomys glareolus</i>	46	6,7	62	13	285	34,1	296	9,9
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	43	6,2	34	7	-	-	-	-
<i>Clethrionomys rutilus</i>	78	11,4	94	19,5	-	-	-	-
<i>Dicrostonyx torquatus</i>	-	-	-	-	4	0,5	-	-
<i>Lemmus sibiricus</i>	11	1,6	24	5	25	3	-	-
<i>Microtus agrestis</i>	289	42,2	75	15,6	203	24,3	1119	37,6
<i>Microtus gregalis</i>	7	1	13	2,7	-	-	-	-
<i>Microtus oeconomus</i>	83	12,1	24	5	93	11,1	582	19,5
<i>Myopus schisticolor</i>	34	5	14	2,9	90	10,8	361	12,1
<i>Ondatra zibethicus</i>	-	-	-	-	-	-	10	0,3
<i>Sciurus vulgaris</i>	3	0,5	-	-	-	-	16	0,5
<i>Sicista betulina</i>	5	1	-	-	-	-	-	-
Всего	684	100	481	100	835	100	2977	100

Сохранность костных остатков мелких млекопитающих (характер коррозии от действия пищеварительных ферментов, степень раздробленности и т.д.) из местонахождений свидетельствует о погачочном происхождении ископаемого материала.

В результате исследования автором было определено 13 видов мелких млекопитающих. Все встречающиеся виды были сгруппированы по зональной приуроченности. Предпочитаемая природная зона – наиболее всеобъемлющий параметр, который включает в себя и тип растительности, и некоторый перечень возможных кормов и климатические характеристики.

Для слоя 2 местонахождения Кожим-2 Х. ван дер Плихтом (Центр изотопных исследований университета г.Гронингена, Нидерланды) была выполнена AMS датировка  $1665 \pm 35$  (GrA-49355), что приходится на поздний голоцен (субатлантик).

В слое 2 ниши Кожим-2 были найдены рыжие полевки (39,5 %), водяная полевка (29,3 %), темная полевка (15,6 %), полевка экономка (5 %), сибирский (5 %) и лесной (2,9 %) лемминги и узкочерепная полевка (2,7 %).

В слое 1 ниши Кожим-2 были найдены темная полевка (42,2 %), рыжие полевки (24,3 %), водяная полевка (12,3 %), полевка экономка (12,1 %), лесной (5 %) и сибирский (1,6 %) лемминги, узкочерепная полевка (1 %), лесная мышовка (1 %) и белка (0,5 %). Слой 1 Кожима-2 залегает на слое 2, датированном субатлантиком. Сообщество из слоя 1 отличается от слоя 2 более высоким содержанием лесных видов (70 %) и низким содержанием тундровых (2,5 %). Таким образом, ископаемый комплекс слоя 1, судя по своему составу, структуре и положению в разрезе костеносного горизонта, сформировался в позднем голоцене, во второй половине субатлантического периода.

В отложениях грота Кожим-4 были найдены остатки рыжих полевок (34,1 %), темной полевки (24,3 %), водяной полевки (16,2 %), полевки экономки (11,1 %), лесной (10,8 %), сибирской (3 %) и копытной (0,5 %) леммингов.

По своему составу и структуре это сообщество схоже с ископаемым комплексом из ниши Щугер-2 (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева и др., 2012) и слоя 2 грота Кожим-2, датированного субатлантиком. Здесь преобладают лесные виды (49,5 и 58 %), подчиненное положение занимают интразональные (46 и 34,3 %) и тундровые (4,5 и 7,7 %). В то время как в сообществе Кожим-4 на лесные виды приходится 69,2 %, на интразональные – 27,3 % и на тундровые – 3,5 %. Таким образом, сообщество Кожим-4 сформировалось в позднем голоцене, возможно в течение субатлантического периода.

В отложениях ниши Кожим-5 были найдены темная полевка (37,6 %), водяная полевка (19,9 %), полевка экономка (19,5 %), лесной лемминг (12,2 %), рыжие полевки (9,9 %), белка (0,5 %) и ондатра (0,4 %). Этот комплекс представляет собой типичное лесное сообщество, характерное для позднего голоцена всего северо-востока Европы. Здесь на лесные виды приходится 60 % от всего числа остатков, а на интразональные виды – 40 %.

Присутствие остатков ондатры указывает на то, что это сообщество образовалось не более 80 лет назад, так как ондатра была интродуцирована в Республике Коми в 30 годы прошлого века (Фауна... 1994).

Сообщества субатлантика известны из местонахождений Наун-Пе, Янгана-Пе 4 (Полярный Урал) и из слоя 3 грота Большой Дроватницкий (Северный Урал). В слое 2 местонахождения Наун-Пе найдены сибирский (23,5 %) и копытный (14,3 %) лемминги, узкочерепная полевка (11,2 %), рыжие полевки (24,4 %), темная полевка (8,2 %), полевка экономка (15,3 %) и водяная полевка (3,1 %). В фауне из слоя 2 Янгана-Пе-4 найдены сибирский (25,2 %) и копытный (24,5 %) лемминги, узкочерепная полевка (11,8 %), рыжие полевки (21,6 %), темная полевка (7,8 %), водяная полевка (3 %), белка (2 %), лесной лемминг (1,6 %) и полевка экономка (менее 1 %). В слое 3 грота Большого Дроватницкого найдены водяная полевка (33 %), рыжие полевки (20 %), полевка экономка (17 %), белка (16 %), лесной лемминг (7 %) и темная полевка (7 %).

Из вышеизложенного следует, что в позднеголоценовое время фауна Приполярного Урала имела типичный лесной облик характерный для всего севера-востока Европы.

Отличительными чертами лесного сообщества мелких млекопитающих Приполярного Урала от сообществ Полярного Урала (Смирнов и др., 1999) является низкая доля тундровых видов, а от сообществ Северного Урала (Смирнов, 1996; Смирнов, Садыкова, 2003) – присутствие тундровых видов.

Следует отметить, что в местонахождении Кожим-5, которое сформировалось за последнее столетие, остатки тундровых видов не обнаружены, несмотря на то, что комплекс остатков включает около трех тысяч определимых моляров, что обычно достаточно для обнаружения редких видов (Смирнов, Садыкова, 2003). Остатки тундровых видов не найдены и в погадках, собранных в долине р. Кожим. В современной фауне Приполярного Урала тундровые виды также не зафиксированы (Турьева, 1977).

### Список литературы

1. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Т. ван Кольфсхотен, Х. ван дер Плихт* История формирования современных сообществ микромаммалий Приполярного Урала // *Экология*, 2012. № 6, С. 434–441.
2. *Пономарев Д.В., Кряжева И.В.* Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена из местонахождений на реке Щугер (Приполярный Урал) // *Вестник Института геологии*. Сыктывкар, 2011. № 7. С. 9–13.
3. *Смирнов Н.Г., Андреичева Л.Н., Корона О.М., Зиновьев Е.В., Головачев И.Б., Павлов П.Ю., Хуфтхаммер А.К.* Материалы к характеристике биоты Приуральской Субарктики в голоценовом оптимуме // *Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене*. Екатеринбург, 1999. С. 23–60.
4. *Смирнов Н.Г.* Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // *Материалы и исследования по истории современной фауны Урала*. Екатеринбург, 1996. С. 39–83.
5. *Смирнов Н.Г., Садыкова Н.О.* Источники погрешностей при фаунистических реконструкциях в четвертичной палеозоологии // *Четвертичная палеозоология на Урале*. Екатеринбург: Изд. Урал. ун-та, 2003. С. 98–115.
6. *Турьева В.В.* Эколого-фаунистический обзор мелких млекопитающих западного склона Приполярного Урала // *Животный мир западного склона Приполярного Урала*. Сыктывкар, 1977. С. 44–101.
7. *Фауна европейского северо-востока России. Млекопитающие*. – СПб.: Наука, 1994. Т. 2, Ч. 1. 280 с.

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ  
АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАРАБИНСКОЙ  
РАВНИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)  
МЕТОДАМИ ГИС: ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК  
И ПРИРОДНАЯ СРЕДА В ГОЛОЦЕНЕ** | **SPATIAL ANALYSIS  
OF ARCHAEOLOGICAL SITES  
OF THE CENTRAL BARABA PLAIN  
(WESTERN SIBERIA) BY GIS METHODS:  
ANCIENT HUMANS AND NATURAL  
ENVIRONMENT IN THE HOLOCENE**

**Я.В. Кузьмин, И.Д. Зольников, Н.В. Глушкова, Д.А. Чупина, В.Н. Дементьев**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

*kuzmin@fulbrightmail.org*

**Y.V. Kuzmin, I.D. Zolnikov, N.V. Glushkova, D.A. Chupina, V.N. Dementiev**

*Institute of Geology & Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Целью данной работы является изучение адаптации древнего населения Барабинской лесостепи к природным условиям, на основе анализа пространственно-временного распределения археологических памятников методами ГИС-технологий. В качестве объекта работ выбран Венгеровский район Новосибирской области как один из наиболее изученных с точки зрения археологии (Молодин, Новиков, 1998). Обследовались в первую очередь те объекты, для которых по результатам разведок и раскопок известна хронологическая принадлежность. Очевидно, что при этом примерно вдвое сокращается количество памятников, однако оставшиеся обладают несравненно большими возможностями в плане интерпретации результатов. Полевое обследование проводилось путем определения географических координат археологических памятников (с помощью GPS-приемника) и описания геоморфологической ситуации. При построении геоморфологической карты использовалась цифровая модель рельефа SRTM, имеющаяся в свободном доступе.

В геоморфологическом отношении изученная территория является частью Барабинской слабо-волнистой гривно-озерной равнины (Земцов и др., 1988). В пределах Венгеровского района выделяются две крупные единицы (класса) геоморфологического районирования – водораздельные пространства и речные долины; каждый из них делится на несколько типов рельефа (рис. 1). Водоразделы можно разделить на: 1) слаборасчлененные поверхности; 2) гривы; 3) озерные котловины (в настоящее время частично заняты современными озерами). В долинах рек Оми и Тартаса выделяются: 1) пойма (высота до 2–2.5 м над урезом); 2) первая надпойменная терраса (высота до 5–7 м). В долинах рек второго порядка (Кама и др.) можно выделить: 1) уровень современной аллювиальной аккумуляции (пойма, высота до 1–1.5 м); 2) первая надпойменная террасы (высота 2–3 м). Долина магистральной реки Оми

имеет хорошо выраженное чётковидное строение, т.е. чередование озеровидных расширений (“займищ») и сравнительно узких участков (рис. 1).

По результатам обследования около 80 объектов неолита, бронзового века, железного века и средневековья установлено, что их подавляющая часть приурочена к водораздельному классу рельефу (рис. 1). Памятники часто располагаются вблизи от границы с долинным классом рельефом, а также непосредственно на контакте водораздела и долины реки, т.е. на бровке коренного берега (Старый Тартас-2; Красносельское-1; Венгерово-3; Заречное-3; Бровка-1, 2; Усть-Изес-2; Кама-3, 4, 5, 8 и др.). Ряд памятников находится на останцах коренного рельефа внутри долинного класса (Сопка 1–4, 6; Вознесенское городище). На формах рельефа долинного класса в пределах Венгеровского района располагаются лишь отдельные объекты (Старый Тартас-1; Сопка-5; Козловка-1, 2).

Особенно привлекательной для древнего человека была территория между с. Венгерово и устьем р. Камы (рис. 1), расположенная на сочленении пологой водораздельной поверхности и озеровидного расширения р. Оми. Здесь отмечена высокая концентрация археологических памятников разного возраста, от неолита до средневековья (всего около 15 объектов). Другим местом высокой концентрации памятников является район устья р. Тартаса (рис. 1).

Наибольшее количество материала имеется для объектов эпох бронзы и железа Венгеровского района; нами был проведен сравнительный пространственный анализ данных. В соответствии с частотой распределения объектов по абсолютной высоте выделено три интервала: 1) 92–98 м; 2) 99–101 м; 3) 102–111 м. Установлено, что памятники эпохи бронзы (27 объектов) распределены по трем указанным интервалам весьма равномерно. Памятники эпохи железа (29 объектов) не отмечены в интервале 92–98 м; их максимум приурочен к интервалу 102–111 м. Таким образом, можно сделать

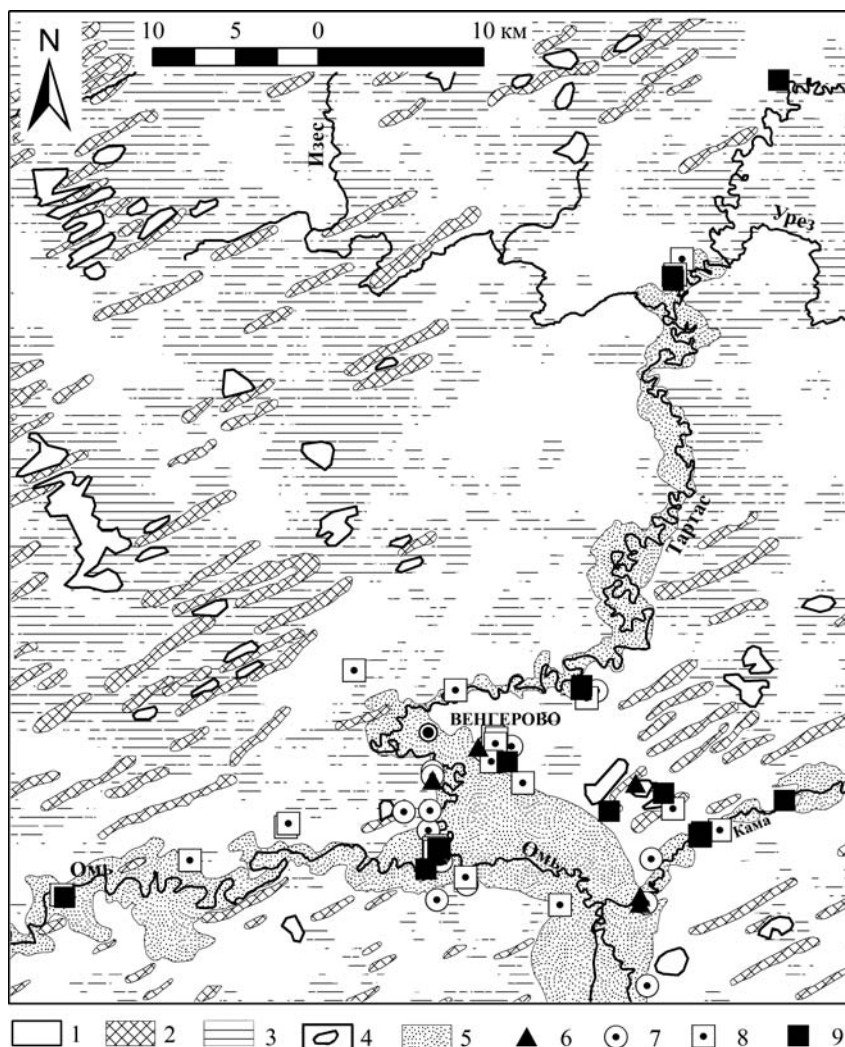


вывод о том, что памятники железного века в центральной Барабе располагаются на более высоких отметках рельефа, чем объекты бронзового века.

Можно предположить, что выявленные нами различия имеют под собой объективную экономическую предопределенность. Известно, что в бронзовом веке Барабы важными были отрасли присваивающего хозяйства (охота, рыболовство и собирательство). В эпоху ранней бронзы появляется производящее хозяйство в виде скотоводства; роль разведения скота в экономике возрастает на этапе развитой бронзы, а в эпоху поздней бронзы становится главенствующей (Молодин, 1985). В железном веке главной отраслью хозяйства было скотоводство, при подчиненной роли земледелия; при этом сохраняли свою важность присваивающие виды экономики (охота и рыболовство). На основании распределения объектов эпох бронзы и железа

можно сделать предварительный вывод о том, что в бронзовом веке население активно осваивало наиболее низменные (приречные) территории, тогда как в железном веке основными местами обитания были водораздельные пространства (как, вероятно, более приспособленные для скотоводства).

Для сравнения полученных результатов с данными по палеоклимату голоцена Барабы важно иметь в виду, что в конце суббореального периода (3200–2300 радиоуглеродных лет назад, далее – л.н.) климат Барабы был в целом холоднее и влажнее, чем современный, что привело к активному заболачиванию водораздельных территорий; около 2300–1700 л.н. климат был близок к современному; во второй половине субатлантического периода (1700–1300 л.н.) отмечено потепление климата (Левина, Орлова, 1993). По данным радиоуглеродного датирования археологических памятников



**Рис. 1.** Геоморфологическая карта Венгерского района и положение археологических памятников.

Типы рельефа: 1 – слаборасчлененная водораздельная поверхность; 2 – гряды; 3 – озеровидные понижения; 4 – современные озера; 5 – долинный комплекс (пойма и надпойменная терраса). Археологические памятники: 6 – неолит; 7 – бронзовый век; 8 – железный век; 9 – средневековье (включая позднее средневековье)

Барабы известно, что объекты эпохи бронзы существовали около 4200–2800 л.н. (Molodin et al., 2012); памятники эпохи железа датируются около 2800–1600 л.н. (Молодин, Новиков, 1998).

Таким образом, природная обстановка существования памятников бронзового века центральной Барабы была в целом более прохладной и влажной, чем таковая в железном веке. Видимо, в дополнение к значительной роли присваиваю-

щих отраслей хозяйства во время существования памятников ранней и средней бронзы природная обстановка не способствовала широкому развитию скотоводства. Напротив, благоприятный природный фон (уменьшение заболачивания водоразделов, теплые климатические условия) способствовал распространению скотоводства в железном веке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 12–06–00045а, 13–06–10010).

#### Список литературы

1. Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А., Суходровский В.Л., Белецкая Н.П., Гриценко А.Г., Пилькевич И.В., Синельников Д.А. Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
2. Левина Т. П., Орлова Л. А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика, 1993. Т. 34. № 3. С. 38–55.
3. Молодин В. И. Бараба в эпоху бронзы. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
4. Молодин В. И., Новиков А. В. Археологические памятники Венгеровского района Новосибирской области. Новосибирск: НПЦ по сохранению историко-культурного наследия, 1998. 139 с.
5. Molodin V. I., Marchenko Z. V., Kuzmin Y. V., Grishin A. E., Van Strydonck M., Orlova L. A.  $^{14}\text{C}$  chronology of burial grounds of the Andronovo period (middle Bronze Age) in Baraba forest steppe, Western Siberia // Radiocarbon, 2012. Vol. 54. №№ 3–4. P. 737–747.

**О НЕКОТОРЫХ | ABOUT SOME DISCUSSIONAL  
ДИСКУССИОННЫХ ВОПРОСАХ | QUESTIONS OF GEOARCHAEOLOGY  
ГЕОАРХЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИИ | AND GEOLOGY OF THE ALTAI  
ГОРНОГО АЛТАЯ | MOUNTAINS**

**Я.В. Кузьмин<sup>1</sup>, А.Ю. Казанский<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

*kuzmin@fulbrightmail.org*

<sup>2</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

*kazanskyay@ipgg.sbras.ru*

**Y.V. Kuzmin<sup>1</sup>, A.Y. Kazansky<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology & Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Petroleum Geology & Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

В начале 2000-х гг. в долине р. Ануй (Горный Алтай) был открыт археологический памятник Карамы, который является одним из древнейших объектов палеолита в Сибири. По результатам комплексных работ (см., например: Болиховская, Шуньков, 2005) его возраст определен в интервале 600–800 тысяч лет назад (тыс. л. н.) (см. Деревянко, 2009, с. 29). На основании палеопедологических и палеомагнитных данных (Зыкин и др., 2005) была предложена другая датировка Карамы – около 1.77–1.95 миллиона лет назад (млн. л. н.), хотя не исключалась полностью и возраст памятника менее 800 тыс. л. н. Вопрос о возрасте стоянки Карамы по своей значимости выходит далеко за пределы Алтая и всей Сибири: если заключение группы под руководством В.С. Зыкина о возрасте 1.77–1.95 млн. л. н. верно, то Карамы является древнейшим объектом палеолита практически для всей Евразии.

Необходимо сразу отметить два обстоятельства: 1) прямая намагниченность нижних горизонтов стоянки Карамы допускает еще три варианта датировки: 920–925 тыс. л. н. (субхрон Санта-Роза), 988–1072 тыс. л. н. (субхрон Харамильо) и 1.173–1.185 млн. л. н. (субхрон Кобб Маунтин), которые Зыкин с соавторами во внимание не приняли; 2) если принять прямую намагниченность нижней части разреза стоянки Карамы соответствующую субхрону Олдувей (см. также: Зыкин, 2012, с. 385), то из этого следует вывод об огромном (не менее 1 млн. лет) стратиграфическом перерыве между нижней и верхней (также прямо намагниченной) частями данного разреза, однако его следов в разрезе не прослеживается (см., например: Зыкин и др., 2005, с. 4).

Н.С. Болиховская (Болиховская, Шуньков, 2005) на основании палинологических данных сделала вывод о том, что возраст стоянки Карамы может быть определен как ранний неоплейстоцен, что соответствует отрезку времени около 450–800 тыс. л. н. В.С. Зыкин (2012), используя те же данные, приходит к совершенно иному выводу:

«В ископаемой флоре нижней толщи, по данным Болиховской (Деревянко и др., 2004; Болиховская, Шуньков, 2005), содержится значительное количество экзотических элементов дендрофлоры. Среди них не только бореальные ... но и неморальные европейские, дальневосточные и другие таксоны широколиственных растений ... Многие из этих таксонов ... отсутствуют в составе средне- и нижнеплейстоценовой флоры Северо-Западного Алтая» (Зыкин, 2012, с. 381–382; латинские названия таксонов на месте многоточий для краткости опущены).

Однако в первоисточнике (см. Болиховская, Шуньков, 2005) по поводу наличия упомянутых экзотов сказано: «Многие из этих экзотов [далее перечисляются те же виды и роды, что и в монографии Зыкина (2012, с. 381–382) – Я.К., А.К.] ... ранее в палиносpectрах ранне- и среднееоплейстоценовых отложений долины Ануй не отмечались. Присутствие микроостатков этих растений и эколого-ценотические особенности всех обнаруженных экзотических таксонов, результаты анализа географических групп родов дендрофлоры и другие данные позволяют предположить, что слои 7–13, скорее всего, не моложе *раннего неоплейстоцена* [курсив наш – Я.К., А.К.]... Это обстоятельство не позволяет пока предполагать эоплейстоценовый возраст нижних слоев Карамы» (Болиховская, Шуньков, 2005, с. 42–43).

Таким образом, Зыкин замалчивает точку зрения Болиховской о более молодом, чем верхнеплейстоценовый, возрасте стоянки Карамы, а наличие экзотов употребляет для доказательства собственной правоты, хотя смысл и буква вывода Болиховской и М.В. Шунькова (2005) совершенно противоположны точке зрения Зыкина. В этом случае наличие экзотов в отложениях стоянки Карамы нельзя признать датирующим признаком, позволяющим отнести этот памятник к началу плейстоцена.

Палеомагнитные данные по разрезу стоянки Карамы (см. Зыкин и др., 2005) в принципе нена-

дежны, поскольку они не удовлетворяют ни одному из восьми критериев надежности, принятых в мировой магнитостратиграфии (см., например: Дополнения ...2000). Более того, судя по данным, приведенным в публикации В.С. Зыкина с соавторами (2005), прямая намагниченность отложений стоянки Карамы вообще отсутствует. Напомним, что за прямую полярность геомагнитного поля в кайнозое принимается та, при которой северный палеомагнитный полюс находится в Северном полушарии; за обратную – когда полюс находится в Южном полушарии (Печерский, 1985). Это означает, что палеомагнитный полюс, рассчитанный по значениям прямой намагниченности отложений стоянка Карамы, по формулам центрального осевого диполя должен располагаться в северной полярной области, поблизости от современного северного географического полюса.

В работе Зыкина с соавторами (2005) приведены три направления намагниченности, соответствующие центрам кластеров (по данным кластерного анализа, см. Зыкин и др., 2005, с. 16). Для этих направлений нами проведен расчет палеомагнитных полюсов по формулам центрального осевого диполя (см. Палеомагнитология, 1982), результаты которого приведены в табл. 1. Из нее видно, что ни один полюс, рассчитанный по направлениям намагниченности отложений стоянки Карамы, в северную полярную область не попадает; более того, два из трех полюсов располагаются в Южном полушарии (величина  $\Phi < 0$ ). Таким образом, все три направления намагниченности, приведенные в табл. 3 в работе Зыкина с соавторами (2005, с. 16), нельзя отнести к прямой полярности.

Таблица 1

**Координаты и положение палеомагнитных полюсов разреза Карамы\***

№	D	I	Φ	Λ	Положение полюса
1	226.6	63.3	14.6	52.4	Аденский залив
2	194.9	15.7	-29.1	67.7	Индийский океан
3	157.1	-22.6	-41.6	117.9	Индийский океан

\* **Примечание:** № – номер кластера, D – склонение, I – наклонение намагниченности (в градусах) из табл. 3 (Зыкин и др., 2005, с. 16); Φ – широта, Λ – долгота (восточная) палеомагнитного полюса, рассчитанные нами по соответствующим направлениям намагниченности [координаты стоянки Карамы, округленные до 0.5° (в десятичных числах): 51.5° с.ш.; 84.6° в.д.].

Из этого следует важнейший вывод: направления намагниченности, определенные по центрам кластеров (табл. 3, см. Зыкин и др., 2005, с. 16), не могут быть приняты как адекватные оценки, и не могут использоваться для определения полярности. Исключением является кластер № 3, представленный одним образцом (1.7 % от 64 проб), который

намагничен противоположно современному полю и, несомненно, относится к зоне обратной полярности. Точное стратиграфическое положение этого образца не указано, но, судя по тексту (см. Зыкин и др., 2005, с. 15), он относится к слоям 12 или 13. Наличие обратно-намагниченного образца не исключает того, что самые нижние горизонты разреза стоянки Карамы имеют обратную полярность и соответствуют верхней части хрона Матуяма (781–920 тыс. л. н.), что близко к нижнему пределу возраста Карамы (около 800 тыс. л. н.).

Крайне дискуссионным и непосредственно связанным с возрастом стоянки Карамы является выделение в верхнем плиоцене Горного Алтая караминской свиты (см. Зыкин, 2012, с. 339, 374–385), стратотипом которой предложены слои 8–13 этой стоянки. При этом В.С. Зыкиным (2012, с. 382) даются ссылки на ряд работ (Деревянко и др., 1992а, 1992б) как на источники данных о возрасте новой свиты. Внимательное знакомство с этими публикациями приводит к заключению о том, что в них плиоценовый возраст отложений, относимых Зыкиным к «караминской свите», нигде не постулируется, а лишь изредка предполагается в качестве варианта; ему, тем не менее, не отдается предпочтение (см., например: Деревянко и др., 1992а, с. 843). Авторы перечисленных работ относили отложения в долине р. Ануя, которые Зыкин считает плиоценовой «караминской свитой», либо к плейстоцену (Деревянко и др., 1992б), либо к эоплейстоцену (Деревянко и др., 1992а). При этом под эоплейстоценом понимались отложения, залегающие непосредственно ниже палеомагнитной границы Брюнес–Матуяма, т.е. намагниченные *обратно современному полю*, а не прямо, как это утверждает применительно к «караминской свите» Зыкин (2012, с. 381). Таким образом, позиция Зыкина выглядит не соответствующей опубликованным данным.

К числу других явных противоречий в геологии Горного Алтая можно также отнести открытие морских меловых осадков в Горном Алтае (Зыкин и др., 1999). В течение длительного времени этот вывод не был подтвержден независимыми исследованиями, а только постулировался (см., например: Зыкин, 2012, с. 310–337). Лишь в 2010–2011 гг. были проведены дополнительные работы, а в 2012 г. появилось предварительное сообщение о том, что далеко не все группы ископаемых организмов относятся к меловому периоду (Барбошкин и др., 2012, с. 14): «Полученные данные ставят новые вопросы о структуре и строении разреза, взаимоотношении палеозойских и предполагаемых меловых толщ, и нуждающихся в дальнейшем изучении комплексов макрофауны и различных групп микробиоты». Фактически это означает, что изначально заявленный верхнемеловой возраст осадков не подтвержден, и не может быть сегодня принят как научно установленный факт.



### Список литературы

1. Барaboшкин Е.Ю., Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Парначев С.В., Шурыгин Б.Н., Беньямовский В.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н., Гужиков А.Ю. К вопросу о верхнемеловых отложениях Горного Алтая // Палеонтология и стратиграфические границы. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 13–15.
2. Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карама // Археология, этнография и антропология Евразии, 2005. № 3 (23). С. 34–51.
3. Деревянко А.П. Древнейшие миграции человека в Евразии в раннем палеолите. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009. 232 с.
4. Деревянко А.П., Попова С.М., Малаева Е.М., Лаухин С.А., Шуньков М.В. Палеоклимат северо-запада Горного Алтая в эоплейстоцене // Доклады РАН, 1992а. Т. 323. № 4. С. 842–846.
5. Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Шуньков М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Доклады РАН, 1992б. Т. 323. № 3. С. 509–513.
6. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
7. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Издательство «Гео», 2012. 487 с.
8. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г. Геологическое строение и стратиграфия верхнекайнозойских отложений в районе раннепалеолитической стоянки Карама в верхнем течении реки Ануй (Северо-Западный Алтай) // Археология, этнография и антропология Евразии, 2005. № 3 (23). С. 2–20.
9. Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады РАН, 1999. Т. 366. № 5. С. 669–671.
10. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
11. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука, 1985. 127 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ  
ЮЖНОГО УРАЛА В КВАРТЕРЕ ПО  
ДАНЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО  
АНАЛИЗА

RECONSTRUCTION OF THE QUATERNARY  
VEGETATION OF THE SOUTHERN  
URALS REGION ACCORDING  
TO PALYNOLOGICAL DATA

Р.Г. Курманов

Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия  
ravil\_kurmanov@mail.ru

R.G. Kurmanov

Institute of Geology of the Ufimian SC RAS, Ufa, Russia

Данная работа посвящена палинологическому изучению четвертичных отложений Южного Урала с целью реконструкции этапов развития растительности на данной территории. Ранее исследованиями по восстановлению истории растительности на Южном Урале и в Предуралье в квартере занимались Н.Н. Сигова, А.А. Чигуряева, В.К. Немкова, Л.И. Алимбекова, А.А. Еремеев. В этой работе были использованы их опубликованные и фоновые палинологические данные по 33 разрезам, а также результаты собственных исследований по 9 разрезам. Исследования проводились на территории Южноуральского региона, охватывающей восточную часть Русской платформы, Южное Предуралье, Урал и Зауралье в пределах республики Башкортостан. Основными объектами для проведения реконструкции растительности являлись аллювиальные и пещерные отложения. Лабораторная обработка образцов проводилась по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948).

В составе изученных образцов четвертичных отложений обнаружена пыльца 172 таксонов, которые относятся к 72 семействам. Представленность пыльцы доминирующих семейств в разновозрастных пробах приведена в табл. 1.

К особенностям изученных палиноспектров можно отнести доминирование видов и родов семейств Pinaceae, Betulaceae, Ulmaceae, Fagaceae, Tiliaceae, Poaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Polyodiaceae, высокое разнообразие травянистых растений, особенно видов и родов семейств Asteraceae, Polygonaceae и Chenopodiaceae, а также наличие небольшого количества широколиственных пород деревьев (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) в периоды похолоданий, что, в свою очередь, свидетельствует о существовании рефугиумов термофильной флоры на Южном Урале.

Ранний эоплейстоцен (1,8–1,2 млн лет). Спорово-пыльцевые спектры тюлянского времени характеризуют растительность лесостепного типа: хвойно-листопадные леса и разнотравные степные ассоциации, растительность холмов и каменистых

склонов. В раевское время преобладали открытые пространства с небольшими участками лесной растительности. В удрякское время преобладали безлесные ландшафты, листопадные леса и немногочисленные хвойные росли на небольших участках по долинам рек. В репрезентативных спектрах хлебодаровского времени отмечено попеременное преобладание пыльцы травянистых и древесных видов растений.

Поздний эоплейстоцен (1,2–0,78 млн лет). В домбаровское время в южных частях региона были распространены лесостепные (сосновые, сосново-листопадные колки) и степные ландшафты, в северных – хвойно-листопадные леса с широколиственными породами. Растительность характеризуется как лесостепная с участками хвойно-листопадных лесов. В благоварское время господствовали лесостепные ландшафты с разнотравно-попынными степями и хвойно-лиственными лесами (сосна, береза, ольха). В конце интервала разнообразие разнотравья заметно уменьшается, количество пыльцы древесных видов увеличивается. Спорово-пыльцевые остатки октябрьского времени немногочисленны. В разрезе Старобалтачево обнаружена единичные пыльцевые зерна сосны, полыней, злаков и разнотравья.

Ранний неоплейстоцен (0,78–0,427 млн лет). Палинологически минзитаровский горизонт слабо охарактеризован. В спектрах присутствует пыльца елей, сосен, берез, полыней, маревых и разнотравья. В нижней части разреза встречена пыльца довольно теплолюбивых растений. Выше – сокращается количество пыльцы сосны, широколиственные виды исчезают, возрастает роль маревых и разнотравья. В начале базинского времени установлено развитие степей с разнотравно-попынными комплексами и небольшими березовыми лесами с примесью широколиственных и хвойных пород деревьев, отмечено засоление почв. В конце базинского времени распространилась темнохвойная тайга с небольшой примесью березы, липы и ясеня. В начале таныпского времени существовали разнотравно-попынные

степи с березово-широколиственными лесами, которые затем сменились на таежные группировки в условиях холодного климата. Растительность ата-севского времени представлена широколиственно-березовыми лесами и лугово-степными сообществами. Характерно попеременное доминирование пыльцы травянистых и древесных, роль древесных увеличивается в верхней части горизонта. Отмечено засоление почв. В чувовское время преобладали открытые пространства, покрытые разнотравно-маревыми степями, которые позднее сменились хвойно-березовыми лесами с примесью широколиственных пород.

Средний неоплейстоцен (0,427–0,127 млн лет). Растительный покров бельского времени характеризовался разнотравными степями с участками хвойно-березово-широколиственных лесов, при этом роль последних к концу времени увеличилась. Для ларевского времени установлено в начале развитие безлесных ассоциаций типа холодных степей с большим количеством маревых, а затем постепенное увеличение роли еловых таежных лесов с примесью сосны, пихты, липы и вяза, а также увеличение разнообразия трав. В начале климовского времени

были распространены лесостепные ландшафты, которые позднее сменились сосново-березовыми лесами с примесью широколиственных пород. На изучаемой территории в еловое время преобладали открытые ландшафты. На склонах долин и в горах произрастали небольшие леса (ель, сосна, береза). Спектры относятся к началу ледниковья.

Поздний неоплейстоцен (0,127–0,01 млн лет). В кушнаренковское время произрастали сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород. Небольшие открытые участки были покрыты разнотравьем с большим разнообразием травянистых растений. В конце времени распространились лесостепи и степи. Спорово-пыльцевые остатки сайгатского времени немногочисленны. В начале произрастали сосново-елово-березовые леса с небольшим количеством широколиственных пород, которые постепенно исчезают к концу времени. На равнинной территории развивается степная растительность, в горах – тундровая и лесотундровая. Табулдинский горизонт палинологически слабо охарактеризован. В табулдинское время наблюдалось доминирование еловых лесов с очень низкой примесью листопадных пород. В начале кудашевского

Таблица 1

## Представленность пыльцы доминирующих семейств в образцах четвертичных отложений

Раздел	Звено	Горизонты	Pinaceae	Betulaceae	Ulmaceae	Fagaceae	Tiliaceae	Poaceae	Asteraceae	Polygonaceae	Chenopodiaceae	Ranunculaceae	Apiaceae	Plantaginaceae	Caryophyllaceae	Fabaceae	Brassicaceae	Cyperaceae	Polytrichaceae	Ophryoglossaceae	Sphagnaceae	Всего семейств	
Голоцен	Поздний	Агидельский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	34	
	Средний		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	57	
	Ранний		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	+	33
Неоплейстоцен	Поздний	Кудашевский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	40	
		Табулдинский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	33	
		Сайгатский	+	+	+			+	+	+	+	+							+		+	+	20
		Кушнаренковский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	25
	Средний	Еловский	+	+		+		+	+	+	+	+	+		+		+	+	+	+		+	24
		Климовский	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	26
		Ларевский	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	34
		Бельский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	46
		Чуловской	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	31
	Ранний	Атасевский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	39
		Таныпский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	28
		Базинский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	49
		Минзитаровский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	24
Эоплейстоцен	Поздний	Октябрьский	+					+	+	+												4	
		Благоварский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				20
		Домбаровский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+	22
	Ранний	Хлебодаровский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+		21
		Удрякский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					23
		Раевский	+	+				+	+	+	+	+			+								9
		Тюлянский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+	31

времени доминировали сосновые леса с примесью ели, липы, вяза, березы, которые позднее сменились разнотравно-попынно-маревыми лугово-степными ассоциациями. Еловые леса с примесью берез и единичных широколиственных сохранились лишь по пониженным, увлажненным местам и в горах.

В раннеголоценовое время (0,01–0,008 млн лет) преобладали сосновые леса с примесью ели, березы и широколиственных пород, на открытых участках были распространены попынно-марево-разнотравные лугово-степные ассоциации.

В среднеголоценовое время (0,008–0,0026 млн лет) были распространены хвойно-листопадные леса (преобладают сосны, ели, березы) и лугово-степные сообщества. Среди древесных видов отмечена высокая доля пыльцы теплолюбивых широколиственных пород (липа, дуб, вяз, граб). Спектр

разнотравья становится более разнообразным по сравнению с позднеголоценовым временем.

В позднеголоценовое время (0,0026 млн лет–ныне) на изученной территории произрастают сосново-елово-березовые леса с примесью липы, дуба, вяза. На открытых участках произрастают попынно-марево-разнотравные лугово-степные ассоциации.

Таким образом, растительность территории Южного Урала в квартере периодически менялась с лесной и лесостепной на лугово-степную и степную. Наименьшая облесенность территории отмечена в раевское, удрякское, октябрьское, ларевское, еловское и сайгатское время, а наибольшая – в домбаровское время, в конце базинского времени, в климовское, кушнарниковское время и в среднем голоцене.

#### Список литературы

1. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. С. 127–129.



# ТРАНЗИТНАЯ ТЕРРАСА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: НОВЫЕ ФАКТЫ И АРГУМЕНТЫ

# THE TRANSIT TERRAS OF NORTH OF WEST SIBERIA: NEW FACTS AND ARGUMENTS

**А.С. Лавров, Л.М. Потапенко**

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия  
alav2-lpot2@yandex.ru

**A.S. Lavrov, L.M. Potapenko**

FGUNPP «Aerogeologia», Moscow, Russia

Транзитная терраса севера Западной Сибири имеет ключевое значение для определения возраста последних ледниковых покровов не только заполярной части Западной Сибири, но и ледников, покрывавших север Русской равнины, а также для реконструкции процессов периода терминации последнего оледенения.

Основные сведения о рельефе транзитной террасы, об абсолютных высотах её поверхности и о характере её контактов с формами ледникового рельефа, об условиях залегания террасовых отложений, об их соотношении с более древними (подстилающими) отложениями, все эти сведения уже приведены ранее (Арсланов и др., 1983; Лавров, Потапенко, 2009, и др.). Поэтому напомним лишь, что взаимоотношение поверхности транзитной террасы с ледниковыми формами последнего оледенения свидетельствует о том, что формирование террасы происходило одновременно с появлением ныне существующих ледниковых форм, но закончилось до того, как исчезли ледниковые массивы и фрагменты основания ледниковых покровов перешли в ископаемое состояние: мыс Шпиндлера (Lokrantz et al., 2003, и др.), р. Периптотаве-Сё (Соломатин, 1977), р. Б Хета (Лавров, Потапенко, 2011) и др.

Такой тип темпоральных соотношений может служить одним из инструментов, позволяющих определить возраст последнего ледникового покрова, но только в том случае, если будут обеспечены надёжные определения возраста отложений транзитной террасы.

Для решения этой задачи были применены два метода: датирование органических остатков, заключённых в отложениях транзитной террасы (табл. 1) и датирование минеральной основы отложений террасовой толщи (метод OSL).

Ещё в 1983 году было установлено, что остатки растений, заключённых в толще транзитной террасы, не автохтонны, а переотложены. Об этом свидетельствовали как условия их залегания, так и инверсии радиоуглеродных дат в ряде разрезов (Арсланов и др., 1983).

Возраст растительных остатков в отложениях, подстилающих морену последнего оледенения, колеблется от запредельного до  $24720 \pm 510$  л.н., как и возраст переотложённой органики в отложениях транзитной террасы (см. таблицу). Очевидно, что именно отложения, подстилающие морену последнего оледенения, явились наиболее вероятным её источником. Захваченные ледником при наступании, остатки растений были извлечены из мореносодержащих слоёв ледника при его деградации в условиях водного бассейна и вновь захоронены в толще осадков, в отложениях, формирующих транзитную террасу.

Примеры параллельного определения возраста отложений методами  $^{14}\text{C}$  и OSL как в Западной Сибири (Лавров, Потапенко, 2009), так и на севере Русской равнины (Максимов и др., 2011) показали, что даты OSL превышают, иногда в семь-восемь раз, даты  $^{14}\text{C}$  вследствие неполного отбеливания более древних, в основном ледниковых отложений, которые при деградации последнего ледникового покрова послужили основным источником при формировании толщи транзитной террасы. Основным, но не единственным.

Особенно убедительный факт неполного уничтожения палеодозы при переотложении древних, дочетвертичных отложений в условиях деградации ледниковых покровов демонстрирует пример, приведённый в работе В.Д. Назарова (2007). В этой работе (с. 214, рис. 1Б) сообщается, что возраст отложений, которые по условиям залегания, составу и формируемому ими рельефу, несомненно, являются отложениями транзитной террасы, колеблется между  $260 \pm 23$  и  $305 \pm 24$  тыс. лет. Возраст определен методом OSL. Мы объясняем столь неожиданную для данного района (центр Тазовского полуострова, бассейн р. Таб-Яха) датировку тем, что здесь почти повсеместно отложения транзитной террасы залегают непосредственно на размытой поверхности кварцевых песков корликовской свиты палеогена, обнажающейся в бортах ряда речных долин, образуя цоколи поздне-последледниковых террас. Это было установлено при изучении этого района,

проведённого в ходе детальных геологических исследований. Вероятно, именно пески корликовской свиты, или некий продукт их переотложения, были сочтены Д.В. Назаровым за флювиогляциальные и продатированы методом OSL.

Возможен и другой вариант объяснения столь неординарных дат OSL. Присутствие кварцевых песков палеогенового возраста постоянно ощущалось при изучении разрезов транзитной террасы в бассейне р. Таб-Яхи и в сопредельных районах. В частности, в т.н. 144 (рис. 1), возраст отложенной транзитной террасы OSL-методом определён в пределах  $138 \pm 9$ – $155 \pm 10$  тыс. лет, в то время как возраст бивня мамонта, залегающего в основании этого же разреза транзитной террасы, оказался равным 30,2 тыс. л. н. (Лавров, Потапенко, 2009).

Полагаем, что именно неполное отбеливание более древних отложений обусловило получение вышеуказанных OSL-датировок, абсолютно не соответствующих времени накопления отложений транзитной террасы, которые содержат остатки органики, к тому же переотложенной, возраст кото-

рых определён серией конечных радиоуглеродных дат (табл. 1).

Приведённый пример ещё раз свидетельствует о серьёзности методической ошибки, допущенной исследователями, применявшими в широких масштабах OSL-датирование в районах древних оледенений без предварительно проведённых методических исследований, более того, ограничившись при этом немногочисленными разрезами без детального изучения геоморфологии и геологического строения.

Мы, напротив, придаём очень большое, первостепенное значение установлению геоморфологических параметров всех изучаемых объектов, в данном случае, параметрам транзитной террасы. Широкое распространение, очертания её контуров и стабильность абсолютных высот тылового шва, все это указывает на бассейновый характер водоёма, в котором происходило накопление отложений транзитной террасы. Бассейн был полностью открыт к северу, к акватории арктических морей. Подобное сочетание размеров, распространения и соотноше-

Таблица 1

**Данные датирования органических остатков, заключённых в отложениях транзитной террасы севера Западной Сибири.**

№№ т.н.	№№ обр.	Дата <sup>14</sup> C	Лаборат. номер	№№ т.н.	№№ обр.	Дата <sup>14</sup> C	Лаборат. номер
1	1	≥42350	ЛУ-1178	107		40030 ± 1420	ЛУ-1230
	2	≥34300	ЛУ-1174	131		32220 ± 350	ЛУ-1223
2		≥37800	ЛУ-1175	144	1	30010 ± 210	ЛУ-1400
3	2	≥37580	ЛУ-1179		2		≥44190
	3	≥42650	ЛУ-1170				50010 ± 1740
6		48000 ± 1840	ЛУ-1168	145*		≥57740	ЛУ-1388
8	1	24340 ± 440	ЛУ-1193	204*	1	≥50870	ЛУ-1403
	2	23460 ± 360	ЛУ-1181		2		≥56210
18	1	≥57330	ЛУ-1221	208		≥42390	ЛУ-1389А
	2	≥52690	ЛУ-1224				43010 ± 690
24		32830 ± 610	ЛУ-1228	210		44930 ± 2210	ЛУ-1391А
25*		24720 ± 510	ЛУ-1220				≥53270
38		≥53200	ЛУ-1222	301		≥52940	ЛУ-1183
40	1	43210 ± 1460	ЛУ-1335	302*		45940 ± 1760	ЛУ-1165
	2	48060 ± 1380	ЛУ-1336	327*		42720 ± 1010	ЛУ-1225
49		≥48450	ЛУ-1348	336	1	≥48350	ЛУ-1345
50	1	≥43370	ЛУ-1338		2		43690 ± 1910
	2	46940 ± 1280	ЛУ-1347				30220 ± 530
	3	≥56440	ЛУ-1339	357		≥46750	ЛУ-1337
53*	1	≥56330	ЛУ-1401	370		40840 ± 1310	ЛУ-1342
	2	≥50050	ЛУ-1406	371	1	38870 ± 960	ЛУ-1343
63	3	36630 ± 950	ЛУ-1414		2	≥55230	ЛУ-1340
67		35150 ± 900	ЛУ-1410	399		33290 ± 400	ЛУ-1423
101		≥43890	ЛУ-1172	401		27280 ± 560	ЛУ-1392
102*		≥49990	ЛУ-1166	* Отложения, перекрытые мореной последнего оледенения			
104	1	≥43860	ЛУ-1169				
	2	≥45170	ЛУ-1182				

ние современной абсолютной высоты с уровнем океана могло осуществиться только в районе гляциоизостатического прогиба. И это позволяет нам провести аналогию с районами севера Печорской низменности, где зафиксировано существование аналогичной интрагляциальной террасы, образовавшейся в результате развития там гляциоизостатиче-

ского прогиба, возникновение и амплитуда которого (150–160 м) определены и обоснованы на уровне аксиомы (Лавров, Потапенко, 2012, с. 158).

Таким образом, время последнего оледенения севера Западной Сибири, как и севера Русской равнины, следует коррелировать с ИКС-2 (Лавров, Потапенко, 2012).

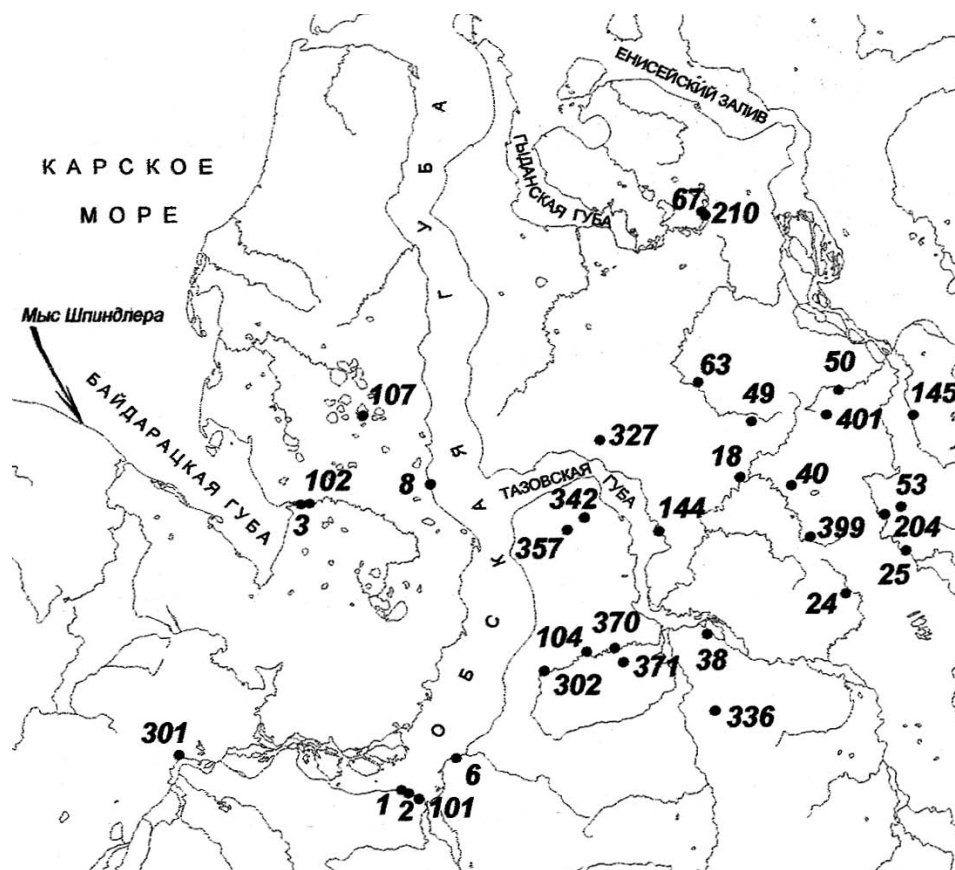


Рис. 1. Схема местоположения разрезов, датированных методом  $^{14}\text{C}$

#### Список литературы

1. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, 1983. С. 27–35.
2. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Приитиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.
3. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Последнее оледенение Западной Сибири: новые факты и аргументы // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Т. II. Новосибирск, 2011. С. 100–104.
4. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Террасы Нижней Оби: новые факты и аргументы // Фундаментальные проблемы четвертичного периода: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 330–333.
5. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Кузнецов Д.Д., Ларсен Э., Лизо А., Йенсен М. Первый опыт перекрёстного  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и  $^{14}\text{C}$ -датирования средневалдайских органогенных отложений // Доклады АН, 2011. Т. 438. № 2. С. 222–226.
6. Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части Западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения, 2007. № 30–31. С. 213–221.
7. Соломатин В.И. Ископаемые реликты ледникового льда на севере Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований, 1977. № 29. С. 233–240.
8. Lokrantz H., Ingólfsson Ó., Forman S. Glaciotectonised Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for glacial history, ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration // Journal of Quaternary science, 2003. V. 18 (6). P. 527–543.

**МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ ДИВНОГОРСКОГО  
ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКОГО  
СООРУЖЕНИЯ (ДГС)** | **THE DIVNOGORSK  
GLACIOTECTONIC  
STRUCTURE**

**Ю.А. Лаврушин<sup>1</sup>, И.А. Чистякова<sup>1</sup>, Н.П. Кураленко<sup>1</sup>,  
Г.В. Холмовой<sup>2</sup>, А.Н. Бессуднов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия; [lavrushin@ginras.ru](mailto:lavrushin@ginras.ru), [chistyakovaia@yandex.ru](mailto:chistyakovaia@yandex.ru)

<sup>2</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; [kholmovoy@mail.ru](mailto:kholmovoy@mail.ru)

<sup>3</sup>Липецкий государственный педагогический университет, Липецк, Россия; [bessudnov\\_an@rambler.ru](mailto:bessudnov_an@rambler.ru)

**Yu.A. Lavrushin<sup>1</sup>, I.A. Chistyakova<sup>1</sup>, N.P. Kuralenko<sup>1</sup>, G.V. Kholmovoy<sup>2</sup>, A.N. Bessudnov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

<sup>3</sup>*Lipetsk Pedagogical University, Lipetsk, Russia*

Предлагаемая модель Дивногорского гляциотектонического сооружения (ДГС) базируется на результатах структурно-геологических и геолого-геоморфологических исследований.

Сооружение расположено на юге Воронежской области, на северо-восточном борту Воронежского вала. В строении вала принимают участие архейско-протерозойский комплекс пород, поверх которых несогласно залегают средне-верхнедевонские отложения, а также с несогласием осадочные образования мелового и кайнозойского возраста.

Специфическая особенность ДГС состоит в том, что основу его строения составляют безкорневые гляциотектонические структуры, возникшие под гляциодинамическим воздействием разнонаправленных и одновременных ледопотоков ледниковой лопасти донского оледенения. В результате в породах ледникового ложа, сложенного преимущественно пясчистым мелом и мелоподобным мергелем позднемелового возраста возникли разного типа пластичные и хрупкие деформации и структуры.

Анализ строения и пространственного расположения гляциотектонических структур выявил резко меняющееся по направленности гляциодинамическое воздействие ледникового покрова. Приуроченность структур к краевой части лопасти дает основание думать, что разнонаправленность гляциодинамического воздействия на породы ледникового ложа была связана с меняющейся во времени внутренней структурой ледниковой лопасти, в том числе и на стадии ее деградации. Отсюда процесс деградации, при его в целом однонаправленности, отличался пульсирующим типом своего проявления. Более того, сложность процесса деградации позволяет говорить о том, что активное гляциотектоническое преобразование пород происходило не только в трансгрессивную, но и в деградиционную стадию развития ледникового покрова.

В пределах ДГС гляциотектонические преобразования охватывали толщу пород мощностью до 60–80 м.

В формировании ДГС установлено 4 разновременные стадии формирования структуры (рис. 1).

В стадию меридианального гляциодинамического воздействия произошло первичное зарождение ДГС. С этой стадией связано начальное возникновение парагенеза гляциодепрессии, примыкающей с севера, а южнее образование макротрещиноватости в породах ледникового ложа. Последняя отражает процесс зарождения крупных чешуйчатоподобных гляционадвигов, дешифрируемых по морфологии и пространственному расположению крупных балок. Этот процесс мог быть связан не столько с краем движущейся лопасти, сколько с ее рельефом. Наличие на поверхности лопасти неровности в виде уступа (что часто бывает), разграничивающего разные по мощности льда части лопасти. Данный уступ является пограничным рубежом между разными не только по мощности льда частей лопасти, но и участками резко различного градиента давления на ложе. Не исключено, что субпараллельность возникших макротрещин связана с миграцией упомянутого уступа во время наступательного движения ледниковой лопасти. К сожалению, каких-либо индикаторов величины смещений надвигов установить не удалось, что явилось основанием использования термина зарождающихся гляционадвигов.

В стадию северо-восточного гляциодинамического воздействия ледопотока возник гляциоаллотон, на юго-западной части которого образовалась протяженная гляциокуэста.

С третьей стадией вновь меридианального гляциотектонического воздействия связан лишь небольшой фрагмент на северном ограничении северо-восточной стадии.



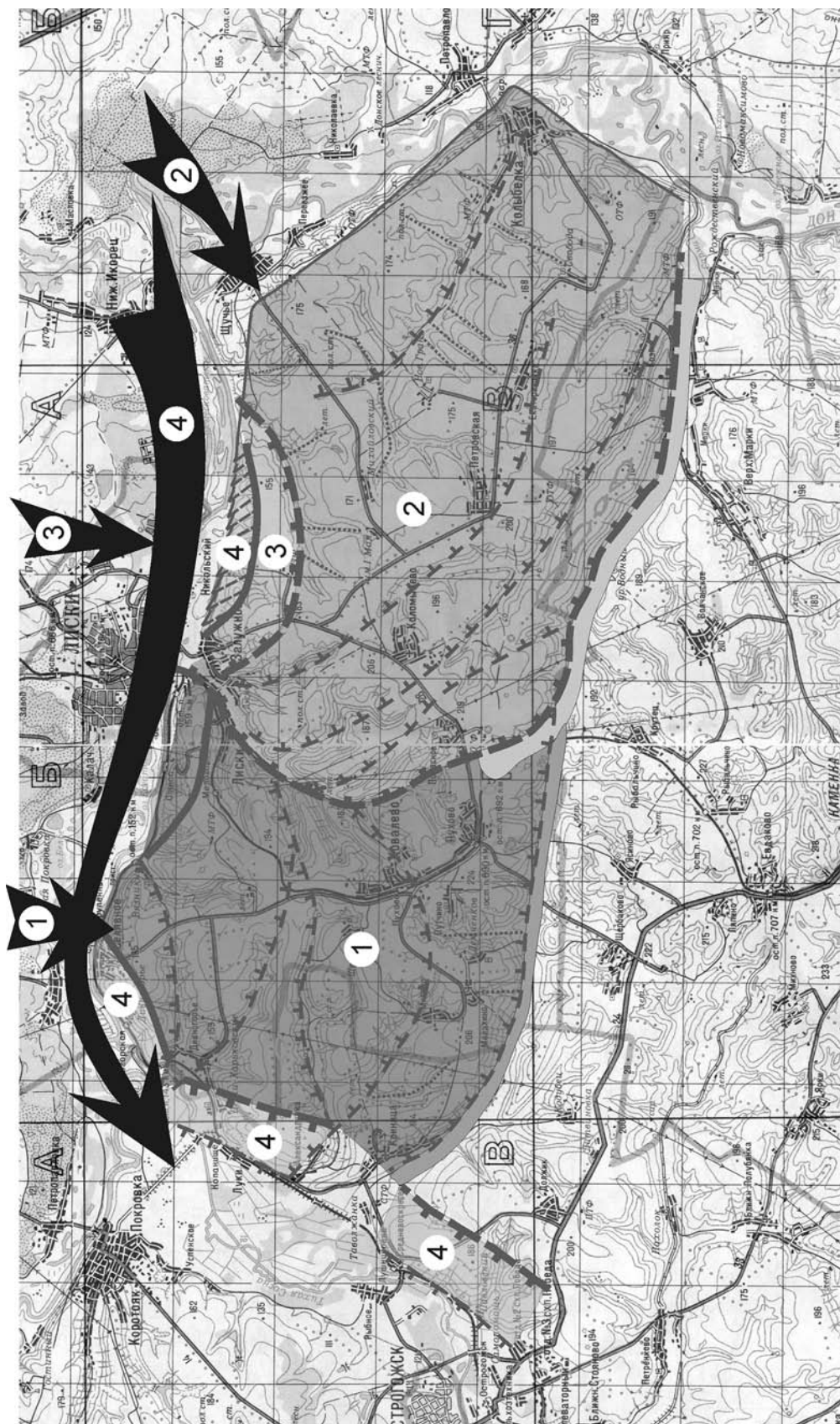


Рис. 1. Модель строения ДГС.

Цифры в кружках – стадии формирования структуры; стрелки – направление гляциодинамического воздействия; цифры на стрелках соответствуют номерам последовательных стадий формирования структуры; пунктирные кривые и точечные линии – наиболее крупные разрывные нарушения; эллипсоидные контуры – гляциокупола; по южной границе структуры показаны каналы стока талых ледниковых вод

Наконец, с последней стадией связано на севере моделирующие преобразование структуры краем ледопотока, на северо-западе с отрывом или сдвигом достаточно крупных блоков пород ледникового ложа, а на западной окраине формирование крупного вала выдавливания.

Моделирующее влияние на северную окраину ДГС выразилось в образовании зубчато-пилообразных в плане ее очертаний, образованных системой очень коротких оврагов. Не исключено, что подобный тип окраины структуры возник в процессе движения ледового потока с востока на запад и отражает зарождение сдвиговой кинематики. Со сдвигом достаточно крупных блоков связано образование Больших и Малых див. Естественно, в данном случае проявление сдвиговой кинематики имело более крупный масштаб.

Важно подчеркнуть, что контакты выделенных стадий строения и формирования ДГС отражают

четко выраженное несогласие, что свидетельствует о меняющейся во времени направленности гляциодинамического воздействия лопасти на свое ложе.

Необходимо подчеркнуть, что выше был использован термин безкорневые глиотектонические структуры и нарушения. В литературе этого типа структуры иногда описываются в качестве неотектонических, хотя, как правило, приурочены о них платформам, значительная часть которых подвергалась неоднократным мощным четвертичным оледенениям. Подобные представления чаще всего развиваются антигляциалистами.

Наконец, выполненные исследования позволили выделить комплекс разного типа гляциотектонических нарушений и поставить вопрос о необходимости изучения специального комплекса гляциотектонических форм рельефа.

ПОЗДНЕГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ЛАНДШАФТ  
РЕГИОНА ПОДХАЛЕ (КАРПАТЫ) В СВЕТЕ  
ИССЛЕДОВАНИЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
СТОЯНКИ НОВАЯ БЕЛАЯ 1

LATE GLACIAL LANDSCAPE IN THE  
PODHALE REGION (CARPATHIANS)  
IN THE LIGHT OF THE NOWA  
BIAŁA 1 ARCHAEOLOGICAL SITE  
INVESTIGATIONS

М. Ланчонт<sup>1</sup>, М. Комар<sup>2,3</sup>, Т. Мадейска<sup>4</sup>, П. Вальде-Новак<sup>5</sup>, Б. Холуб<sup>1</sup>, Я. Кусяк<sup>1</sup>, П. Мрочек<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Университет Марии Кюри-Склодовской, Люблин, Польша

lanczont@poczta.umcs.lublin.pl

<sup>2</sup>Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, Киев, Украина

<sup>3</sup>Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

makom@ukr.net

<sup>4</sup>Институт геологических наук ПАН, Варшава, Польша

tmadeysk@twarda.pan.pl

<sup>5</sup>Институт археологии Ягеллонского Университета, Краков, Польша

p.valde-nowak@uj.edu.pl

M. Łanczont<sup>1</sup>, M. Komar<sup>2,3</sup>, T. Madeyska<sup>4</sup>, P. Valde-Nowak<sup>5</sup>, B. Hołub<sup>1</sup>, J. Kusiak<sup>1</sup>, P. Mroczek<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland

<sup>2</sup>National Museum of Natural History at NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

<sup>3</sup>Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

<sup>4</sup>Institute of Geological Sciences PAS, Warsaw, Poland

<sup>5</sup>Institute of Archaeology, Jagiellonian University, Krakow, Poland

Стоянка № 1 в Новой Белой (49°25'48»N, 20°9'36»E), район Новый Тарг (Nowy Targ), расположена в восточной части Оравско-Новотарской котловины (kotliny Orawsko-Nowotarskiej), относящейся к историко-географической единице, называемой Подхале. Оравская котловина (kotlina Orawska) сложена осадками четвертичного возраста, покрывающими также большую часть горного массива Пенины. Пенины являются частью цепи Западных Карпат. Здесь тектонически нарушенные мезозойские известняки «выныривают» из-под четвертичных осадков, создавая причудливые элементы рельефа. Две отдельно стоящие в настоящее время скалы Облазова (Obłazowa) и Крамница (Kramnica) находятся по обе стороны каньона, прорезанного р. Бялка (Białka). Стоянка расположена у западного подножья скалы Облазова.

Главным элементом четвертичного покрова Оравско-Новотарской котловины является система флювиогляциальных террас, генетически связанных с плейстоценовыми оледенениями Татр. Террасовую систему долины Бялки составляют плейстоценовые и вложенные в них позднегляциальные и голоценовые террасы. Каньон, по которому протекает р. Бялка, образовался после формирования высокого уровня террасы времени последнего оледенения. Выше каньона голоценовые террасы достаточно узкие и вложены в более древние террасы, а ниже – расширяются, образуя большие заболоченные пространства. Вероятно, часть этих террас – позднегляциальные, хотя точные данные об их возрасте отсутствуют.

В нескольких километрах к западу расположены обширные торфяники, начало формирования которых палинологически датируется поздним гляциалом.

Облазова известна по многослойной палеолитической стоянке, находящейся в небольшой пещере того же названия (Valde-Nowak, 2003). Стоянка же Новая Белая 1 расположена в пределах небольшого участка лессовидных образований, который подстилается как отложениями более древнего уровня террасы последнего оледенения, так и известняками подножья скалы Облазовой. В результате археологических работ под руководством П. Вальде-Новака (P. Valde-Nowak) (1985–86 гг.) была очерчена и исследована небольшая часть (53 м<sup>2</sup>) обширного поля с кремневыми артефактами. Палеолитический кремневый материал приурочен к слою суглинка (слой II) и пахотному слою. В ходе работ было извлечено более 600 кремневых артефактов, импортированных с севера (шоколадный, свецеховский и юрский подкраковский кремль), а также сделанных из других материалов, в частности местного пенинского радиолярита и восточнословацкого обсидиана. Обнаруженный инвентарь связан с технокомплексом, развивавшемся в интерфазе Аллеред, а конкретно – с культурой *Федермессер*. Эта культура известна, главным образом, по открытиям, сделанным на территории Северо-Германской низменности, а следы ее на территории Польши – редкость. Стоянка Новая Белая 1 – второе аллередское местонахождение подобного типа в Западных Карпатах (Valde-Nowak, 1987, 1991).



Летом 2012 г. в рамках выполнения исследовательского проекта при поддержке Министерства Науки и Высшего Образования (PMN 691-N/2010/0) раскопки были продолжены. В результате исследования 106 м<sup>2</sup> стоянки подтвердилось ранее установленное ее стратиграфическое положение. Из 1493 найденных предметов каменного инвентаря, 896 обнаружено в раскопах, остальные выявлены при исследованиях поверхности. В северной части раскопа обнаружена структура, представляющая собой остатки шалаша аллередских охотников. По соседству найдено скопление плиток из песчаника и артефактов из радиолярита, обозначая место обработки камня. Археологические исследования дополнились геологическими работами, предпринятыми с целью литологической характеристики вмещающих пород, установления их возраста и палеообстановки. В ходе этих исследований выявлена небольшая мощность лессового покрова (от 1 м вблизи скалы до 2 м на расстоянии нескольких десятков метров в западном направлении). Бескарбонатный, богатый соединениями железа (3–3,6 %) и, кроме части под самой поверхностью, бедный гумусом (0,12–0,15 %) лесс вклинивается в аккумулятивную кору выветривания. С точки зрения гранулометрии исследованная секвенция достаточно гомогенна. Содержание пылевой фракции в лессе превышает 70 %, лишь на глубине 1,0–1,6 м фиксируется прослой, где содержания песчаной фракции возрастает с >10 % до 15 %. Содержание глинистой фракции (<0,002) изменяется в пределах от 7,7 до 12,4 %. Средний размер зерна (Mz) составляет 4,82 μm. Подсчитано отношение содержания крупнопылевой фракции (31–62 μm) к мелкопылевой (8–16 μm). Этот показатель косвенно указывает как на относительную роль далеких и близких источников лессового материала, так и на скорость седиментации, четко показывая, что лессовая секвенция делится на две части. Верхняя часть характеризуется практически равным содержанием этих фракций, а нижняя – преобладанием крупнопылевой. Кроме того, осадки характеризуются слабой и очень слабой сортировкой ( $\delta_1$  в пределах 1,8–2,4 phi), распределение частиц по размерам симметрично или изменяется в узком интервале значений ( $Sk_1$  в диапазоне примерно 0,1–0,3). Распределение частиц по

размеру  $K_G$  (в среднем 1,3–1,8, в крайних случаях 2,2 и 2,4) лептокуртическое. Все параметры указывают на эоловый генезис осадка в достаточно однородных условиях. Колебания содержания различных фракций осадочного материала могут свидетельствовать об изменениях климата, а также указывать на расстояние лессового участка от потенциальных источников алиментации. Уменьшение сверху содержания крупнопылевой фракции может указывать на снижение степени континентальности климата и уменьшение скорости осадконакопления, вызванного меньшей доступностью и увеличением расстояния до источников лессового материала.

Попытка датирования осадков методом OSL оказалась менее полезной для воссоздания истории поселения, чем для характеристики времени седиментации лесса. Для образца 4, взятого из нижней части лессового покрова (гл. 1,1 м), получена дата 28,3 тыс. лет (табл. 1). Она указывает, что время начала седиментации лесса, по меньшей мере – конец среднего плейстоцена последнего оледенения. Образцы 1–3, отобранные непосредственно на объекте, указывают, что возраст минерального субстрата находится в пределах 25,3–18,9 тыс. лет, а следовательно, на продолжение осадконакопления в позднем плейстоцене.

Очень интересными оказались результаты спорово-пыльцевого анализа культурного слоя. Они подтвердили аллередский возраст стоянки. Были проанализированы три образца, отобранные из различных фрагментов культурного слоя стоянки (осадок в пределах структуры шалаша, «ров от каркаса шалаша» и окружение шалаша), а также один образец за пределами культурного слоя (осадок без артефактов). Состав спектров всех образцов, отобранных из культурного слоя, сходен (в одном образце выявлено более 500 микрофитофоссилий). Эти спектры характеризуются высоким процентным содержанием (до 63,4 %), но малым таксономическим разнообразием пыльцы древесных и кустарниковых. Хвойные представлены пыльцой *Pinus sylvestris*, *Pinus cembra*, *Picea*, *Abies*, *Larix*. Из лиственных в малых количествах встречена пыльца только *Salix* и *Alnus*. Доля участия в спектрах пыльцы травянистых, принадлежащих семействам Asteraceae, Cyperaceae, Saxifragaceae, Ranunculaceae,

Таблица 1

Результаты датирования лессовых осадков на стоянке Новая Белая 1 методом OSL

№ образца	Лабораторный № образца Lub-	Годичная доза (Gy/ka)	Эквивалентная доза (Gy)	Возраст TL (тыс. лет)
1	5499	3,59 ± 0,18	90,8 ± 4,7	25,3 ± 1,8
2	5500	3,10 ± 0,16	58,5 ± 3,4	18,9 ± 1,5
3	5501	3,63 ± 0,18	79,3 ± 4,0	21,8 ± 1,5
4	5502	3,50 ± 0,18	99,2 ± 3,9	28,3 ± 1,8



Rosaceae и рода *Artemisia*, не велика. Среди споровых (их количество достигает 29,9 % от общей суммы) определены представители семейства Polypodiaceae, а также *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*, *L. selago*, *Diphazium tristachyum*, *Botrychium boreale*, *Sphagnum*, Bryales. Кроме микрофитофоссилий в образцах обнаружен древесный уголь. Реконструированный характер растительного покрова позволяет сделать вывод о том, что время осадконакопления соответствует второй половине аллереда – фазе развития сосновых лесов (Dybova-Jachowicz, Sadowska, 2003; Koperowa 1962). В ландшафтах времени осадконакопления существовали хвойные зеленомошные леса на умеренно влажных верхних частях склонов и сфагновые сосновые группировки с небольшой примесью ольхи и ивы на наиболее влажных участках. Степная травянистая растительность занимала возвышенные, а луговая – пониженные элементы рельефа.

Результаты малакологического и микротериологического анализов территории Подхалья из осадков, датированных интерфазой аллеред (включая осадочный материал из скальных трещин и конусов выноса в районе скалы Облазовой), показали наличие форм, типичных для позднего гляциала, а также видов (*Semilimax kotulae*), указывающих на существование древостоев с присутствием хвойных.

Также установлено присутствие представителей немногочисленных более термофильных таксонов – центрально- и южноевропейских мигрантов. Известняковые скалы характеризовались большой разнообразностью малакофауны (сообщества с *Discus ruderatus* и *Arianta arbustorum*), что указывает на существование как древесных группировок, состоящих из хвойных пород, так и открытых пространств, занятых травянистой растительностью. На основании анализа выявленной малакофауны был сделан вывод о существовании тайги в условиях континентального климата (Alexandrowicz, 1997, 2005).

Состав спектра из образца, отобранного вне культурного слоя несколько иной. Хвойные представлены пылью лишь *Pinus sylvestris* и *Pinus cembra*. В составе лиственных установлено наличие пыльцевых зерен *Salix*, *Betula* sect. *Nana* et *Fruticosa*, *B.* sect. *Alba* и *Alnus*. Споры принадлежат Polypodiaceae, *Sphagnum*, Bryales. Выявленный спектр свидетельствует о существовании мозаичной растительности с участием сосновых группировок. Флористический комплекс дополняли древесные и кустарниковые формы берез, которые могли быть как составной частью лесных группировок, так и образовывать отдельные группы на водоразделах и по берегам реки. Ольха дополняла состав лесов того времени.

### Список литературы:

1. Alexandrowicz W.P. Malakofauna osadów czwartorzędowych i zmiany środowiska naturalnego Podhala w młodszym wistulianie i holocenie // Folia Quaternaria, Kraków, 1997. T. 68. S.7–132.
2. Alexandrowicz W.P. Późnoglacialne i holocenijskie zespoły mięczaków w martwicach wapiennych południowej Polski // Rozprawy, monografie, Kraków, 2003. T. 148. 272 c.
3. Dybova-Jachowicz S., Sadowska A. (eds.). Palinologia. Wydawnictwa Instytutu Botaniki PAN, Kraków, 2003. 411p.
4. Koperowa W. Późnoglacialna i holocenijska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej // Acta Paleobotanica, 1962. T. 2. S. 3–57.
5. Valde-Nowak P, Nadachowski A., Madeyska T. (Eds) Obłazowa cave – human activity, stratigraphy and palaeoenvironment. Institute of Archeology and Ethnology, Polish Academy of Sciences. Kraków, 2003. 176 p.
6. Valde-Nowak P. Entdeckung der paläolithischen Fundstellen im Tal des Białka Tatrzańska-Flusses // Acta Archaeologica Carpathica, 1987, T. 26. S. 5–35.
7. Valde-Nowak P. Studies in Pleistocene Settlement in the Polish Carpathians // Antiquity, 1991. 65/248. P. 593–606.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДРЕВНЕЙ  
МЕРЗЛОТЕ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ** | **NEW DATA ON THE ANCIENT FROZEN  
PERIGLACIALNOJ ZONE OF WESTERN  
SIBERIA IN THE LATE NEOPLEJSTOCENE  
AND HOLOCENE**

**С.И. Ларин<sup>1</sup>, С.А. Лаухин<sup>2</sup>, В.Л. Гусельников<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия,

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

*silarin@yandex.ru*

**S.I. Larin<sup>1</sup>, S.A. Laukhin<sup>2</sup>, V.L. Guselnikov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Tyumen State University, Tyumen, Russia,

<sup>2</sup>Russian state geological prospecting University, Moscow, Russia, Earth's cryosphere sciences Institute SB RAS, Tyumen, Russia

В ходе исследований, проведенных авторами на юго-западе Западно-Сибирской равнины, были выявлены различные проявления древних мерзлотных процессов, в том числе не выраженные в рельефе грунтовые жилы и другие палеокриогенные структуры. Дешифрирование космических снимков (КС) показало, что на многих участках рассматриваемой территории, особенно на свежей пашне, хорошо просматривается регулярная пятнистость. Она представлена чередованием гряд и западин, и интерпретируется нами как своеобразный реликтовый криогенный микрорельеф (РКМ). Многие из западин сейчас заняты озерами или болотами. Об этом писали в свое время прежние исследователи этой территории И.И. Краснов, С.П. Качурин, М.Н. Бойцов, М.Е. Городецкая, В.Д. Тарноградский и др.

Для определения площади развития палеокриогенных структур, по опубликованным материалам и по результатам дешифрирования космических снимков (КС), была сделана попытка картирования предполагаемых РКМ в пределах территории с координатами от 57°12'53" до 53°55'78" с.ш. и от 62°56'92" до 73°20'18" в.д. Здесь выделяются многочисленные участки проявления крупнопolygonального, линейно-polygonального, мелкоpolygonального (мелкоячеистого) рельефа. Степень его выраженности и сохранности заметно различается. Наиболее отчетливо следы такого рельефа, проявляются на КС, сделанных осенью или поздней весной, на участках, занятых в момент съемки под пашни. На них хорошо виден пятнистый блочно-polygonальный рельеф, с polygonами преимущественно квадратной формы. Как показывает изучение КС и топографических карт, достаточно широко, в пределах юго-западной части Западной Сибири, на поверхностях террас распространен реликтовый термоабразионный или аласный рельеф. Недавно нами было высказано соображение о его распространении в пределах

некоторых районов Курганской области (Ларин, Гусельников и др., 2012; Лаухин, Ларин и др., 2012). Этот рельеф характерен также для III надпойменной террасы на левобережье р. Туры (Тюменская область), где на площади в несколько сотен км<sup>2</sup>, находятся очень много округлых, иногда двойных или тройных котловин, занятых в настоящее время озерами или болотами. В настоящее время, здесь можно видеть узкие изрезанные перемычки, которые предыдущие исследователи интерпретируют как «вырезной» рельеф, образовавшийся в результате равномерного термоабразионного расширения термокарстовых западин. Факт наличия аласного рельефа в других районах южных равнин Западной Сибири уже давно был отмечен С.П. Качуриным. Известны примеры (например, к западу от г. Омска), когда днища реликтовых аласных котловин разбиты не только сетью крупных polygonов, но в ряде случаев они имеют признаки повторного возврата мерзлоты в подозерные талики. Об этом свидетельствуют кольцевые озера, расположенные внутри polygonов (Тарноградский, 1966).

Во время полевых работ проведенных авторами в подтаежном и лесостепном Притоболье были обследованы более 60 действующих и заброшенных карьеров, а также разрезы в бортах долины р. Тобол. В результате выявлена серия разрезов, однозначно доказывающих наличие древней мерзлоты, в пределах юго-западной части Западной Сибири. Судя по геоморфологическому положению разрезов, стратиграфической приуроченности выявленных следов мерзлоты к первой и верхам второй надпойменных террас, можно предположить их поздненеоплейстоцен-позднеледниковый возраст.

Из числа изученных карьеров, в палеокриологическом отношении, наиболее информативными являются Кыштырлинский (Винзилинский) карьер в 40 км от Тюмени, карьеры возле сел Каменка, Верхняя Каменка (Заводоуковский район

Тюменской области), Упорово (Упоровский район Тюменской области) а также опорный разрез Липовка.

Кыштырлинский (Винзилинский) карьер (φ 56° 55' 13,4" с.ш. λ 65° 49' 39,0" в.д., абс. высота 54–57 м), расположен на останце первой (второй-?) надпойменной террасы правого берега долины р. Пышма. Большой объем шурфов и расчисток, проведенный в разных местах этого карьера, показал, что наиболее хорошо следы палеокриогенеза выражены на верхнем уровне северо-восточной части карьера. Здесь вскрывается полигональная сеть с многочисленными грунтовыми жилами, мощностью 148–290–390 см., интерпретируемыми нами как псевдоморфозы по ледяным жилам и морозобойные трещины. Прилегающие к жилам слои в зоне контакта, особенно в верхней части, имеют характерный для палеокриогенных структур изгиб слоев вниз. Контакты жил с вмещающими отложениями обычно ожелезненные. В некоторых частях разреза, слои подняты почти вертикально на «дыбы», образуя своеобразные диапировые криоструктуры. Обращает на себя внимание обнаруженная выдержанность расстояний между жилами, которая составляет около 18–23 м. Ранее проведенное нами с целью поиска РКМ дешифрирование космических снимков, в пределах рассматриваемой территории, показывало более крупные размеры полигональной сети 40–80–90 м и даже до 120 м (Ларин и др., 2012).

В разрезе Верхняя Каменка (φ 56° 50' 07,9" с.ш. λ 67° 08' 25,0" в.д.; абс. высота 103 м) шурфовкой вскрыты только верхние 3,5 м. Следы древней мерзлоты фиксируются здесь на глубине 190–230–240 см, в виде двух небольших грунтовых жил, инволюций и деформированных криогенезом слоев со следами сбросов. Разрез затопленного карьера Верхняя Каменка 1 (φ 56° 50' 01,1" с.ш. λ 67° 03' 28,6" в.д.; абс. высота 103 м) представляет собой переслаивание алевритов белесых и грубозернистого бело-серого песка, затронутого палеомерзлотными процессами. Разрезы в карьере возле с. Упорово (56° 16' 01,6" с.ш. 66° 17' 02,1" в.д.; абс. высота 107 м), вскрыли полигональную сеть из 15 узких земляных клиньев. В разрезе карьера Каменка 2 (φ 56° 40' 39,7" с.ш. λ 66° 49' 30,3" в.д.) вскрыто 13 грунтовых жил. В строении этих разрезов можно видеть две возрастные генерации жил. Судя по морфологическим признакам можно предположить, что в них отражена последняя эпоха криогенеза и последующая за ней аридная эпоха. В нижних частях разрезов имеются явные признаки криогенеза в виде инволюций, деформаций слоев, морозобойных трещин, течения грунтов, в то время как в верхних частях разрезов жилы имеют признаки формирования в сухих условиях

(языковатость слоя основания бурых суглинков-заполнителей жил, наличие «кратовин», обилие карбонатов, трещины «рвут» горизонтальные слои алевритов, но не сминают их и др.). Это позволяет диагностировать жилы, расположенные в верхних частях разрезов как трещины усыхания.

Были дополнительно изучены также широко известные разрезы в долине р.Тобол возле с. Яр (Ялуторовский район, Тюменская область) и опорный разрез верхнего неоплейстоцена Липовка (Ярковский район, Тюменская область). Разрез Липовка (57°55') в низовьях Тобола, за последние 75 лет изучали практически все ведущие исследователи плейстоцена Западной Сибири А.Г. Бер, И.А. Волков, В.С. Волкова, В.А. Зубаков, А.Ф. Каплянская, В.Д. Тарноградский, Н.В. Кинд, С.К. Кривоногов и др. В 2008 г. на этом разрезе изучением палеоклиматов позднего плейстоцена бореальной зоны Западной Сибири занимались С.А. Лаухин и Ф.Е. Максимов (Арсланов и др., 2009). Этот разрез имеет исключительно важное палеогеографическое значение, поскольку в его толще фиксируются следы не менее пяти эпох криогенеза. Поскольку со времени изучения разреза его первооткрывателями, прошло более 40 лет то эрозионные процессы вскрыли много других, ранее неизвестных деталей в бортах долины р. Тобол и соответственно в строении разреза. Наибольшее внимание авторами было уделено средней и верхней части этого уникального разреза, имеющего общую мощность более 20 м. Средняя и верхняя части разреза охватывают, в виде различных криогенных нарушений, три-четыре эпохи криогенеза. Эти нарушения представлены различными инволюциями, криотурбациями, псевдоморфозами и восемью деформированными и перемятыми погребенными почвами (a,b,c,d,d',e,f,g). С.А. Лаухин, изучая позднее похолодание каргинского времени в этом разрезе, пришел к выводу, что к нему относится погребенная почва «с» и приуроченный к ней пнёвый горизонт. Пни имеют девять <sup>14</sup>C-дат, полученных в 70-е годы XX в и позже. Последние даты около 32,6 тыс. лет назад (ЛУ-6026–6028) получены усовершенствованным <sup>23</sup>Th/U методом датирования. Почва «с» тундровая, глеевая, оподзоленная. Сейчас такие почвы развиты, в т.ч. на юге тундры и в лесотундре. Спорово-пыльцевые комплексы из отложений этого разреза изучали И.А. Стрижова, Е.В. Юдина, И.Н. Голуб, В.С. Волкова и Л.А. Савельева. Согласно Л.А. Савельевой, слои подстилающие почву «с», почва «с» и перекрывающие её слои формировались в условиях, соответственно, лесотундры, северной тайги и северной окраины северной тайги. Предшественницы Савельевой интерпретировали спорово-пыльцевой комплекс почвы «с» как лесотундровые и переходные от северной тайги к лесотундре. Сейчас разрез

находится на юге южной тайги в липовой роще, а граница северной тайги и лесотундры располагается на 900–1000 км севернее Липовки. О высоком залегании многолетней мерзлоты во время этого похолодания здесь свидетельствует горизонтальное и близкое к поверхности почвы залегание корней лиственниц пнёвого горизонта и признаки угнетённости у наземных и пресноводных моллюсков из почвы «с». Выше «пневого» горизонта, нами фиксируются четыре горизонта небольших псевдо-

морфоз размером 40–50 см и погребенной почвой со следами криогенеза (в материалах предыдущих исследований фиксируется несколько иная ситуация). Глубина положения верхней и нижней границы псевдоморфоз находится в интервале 5,5–6,2; 7,0–7,5; 10,3–10,4; 13,8–14,2 м, а горизонта погребенной почвы 13,2–13,7 м от поверхности разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (ГК № 14.В37.21.1900); гранта РФФИ № 11–05–01173-а

#### Список литературы

1. Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестник ТюмГУ, № 4, 2012 (Науки о Земле). С. 104–112.
2. Ларин С.И., Гусельников В.Л., Лаухин С.А. Криогенные структуры конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 5: Расширенные тезисы на русском языке. - Тюмень, Россия. Печатник, 2012. С. 172.
3. Тарноградский В.Д. Реликтовый мерзлотный рельеф приледниковых равнин Западно-Сибирской низменности // Материалы VIII Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии. Вып. 6. Якутск, 1966. С. 82–86.
4. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 44–46.



**Н.С. Ларина, С.И. Ларин, Г.А. Меркушина, А.Н. Меньщиков**

*Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия  
nslarina@yandex.ru*

**N.S. Larina, S.I. Larin, G.A. Merkushina, A.N. Menschikov**

*Tyumen State University, Tyumen, Russia*

С точки зрения палеорекоkonструкций состояния окружающей среды в голоцене, наибольший интерес представляют верховые торфяники, формирующиеся в долинах древних рек, в депрессиях, среди боровых песков и подстилаются песчаными породами. Часто торфяные залежи образуются при зарастании озер или в высохших озерных котловинах на водоупорных отложениях, благодаря образованию застойных поверхностных вод (Московченко, 2004; Ларина и др., 2004, 2013). При формировании торфа, синхронно откладываются элементы и вещества, незначительно перемещающиеся внутри объекта, что позволяет провести послойную датировку горизонтов, оценить биогеохимическую обстановку в различные временные периоды, степень как локального, так и глобального антропогенного воздействия на окружающую среду.

Целью данной работы являлось изучение динамики ряда геохимических показателей в голоцене на основе химического анализа и датирования слоев торфяной залежи верховых болот Ишимской равнины; реконструкция влияния климатических условий на формирование залежи; оценка динамики содержаний железа и марганца.

В качестве объекта анализа использовались образцы торфа, отобранные послойно (с шагом 3–5 см) из залежей трех верховых торфяников, расположенных в лесостепном и подтаёжном Приишимье. В образцах были определены основные геохимические характеристики (зольность, рН, Eh), а также содержание различных форм железа и марганца. В лабораторных условиях образцы доводились до воздушно-сухого состояния при комнатной температуре, измельчались и просеивались через сито ( $d=2$  мм). Определение зольности (ЗТ) и потерь при прокаливании (ППП) проводили гравиметрическим методом. Для определения рН, Eh потенциометрическим методом была приготовлена водная вытяжка из торфа (1 г торфа в 25 см<sup>3</sup> воды). Содержание марганца и железа определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии с пламенной атомизацией.

Для привязки к абсолютной геохронологической шкале в каждом разрезе были отобраны образцы на радиоуглеродный анализ. Определение остаточной активности углерода выполнено в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии СО РАН (Новосибирск) на двухканальной установке по бензолно-сцинтилляционному варианту.

Расчет средних данных по разрезам исследованных торфяных залежей показывает, что большая часть из них образовались около 5 тыс. лет назад, несмотря на существенные различия в мощности залежи. Образцы торфа являются малозольными (средняя зольность составляет 3,1–5,7 %) и кислыми (среднее значение рН = 4,5–5,6). Окислительно-восстановительная обстановка сходна для Сартамского и Топорковского рямов, а в Кызылтунском она заметно более окислительная. Содержание железа колеблется в значительных пределах в исследованных разрезах по глубине, при этом среднее значения для Кызылтунского и Топорковского рьяма относительно близки, а в Сартамском рьяме значительно выше. Средние содержания и интервалы содержаний марганца в Кызылтунском и Сартамском рьяме различаются незначительно, а в Топорковском – заметно ниже. Содержание этих элементов в почвах обычно связывают с влажностью территории.

Сопоставление полученных средних содержаний металлов с литературными данными показывает, что в исследуемых разрезах содержание железа меньше его кларка в земной коре более чем в 2 раза и на порядок ниже его кларка в золе торфов. Полученное среднее содержание марганца в золе соизмеримо с кларком данного металла в почве, в 3–4 раза ниже кларка в золе торфов и в 5–7 раз – ниже среднего содержания в торфах Западной Сибири. Невысокие содержания металлов объясняются характером питания и особенностью формирования верховых торфяников по сравнению с низинными.

Анализ распределения зольности в рассматриваемых торфяниках в зависимости от времени

отложения слоя позволяет отметить ряд общих закономерностей. Все торфяные залежи формировались на основе палеоозер, о чем явно свидетельствует высокое значение зольности в нижней части залежи, хотя время и скорость заболачивания различаются. Более раннее заболачивание произошло на месте Кызылтунского рьяма (около 6 тыс. л.н.). В соответствии с морфологическим описанием слой на глубине 460–480 см (5400–5700 л.н.) представлен суглинками черного цвета. В этом интервале происходит резкое снижение зольности (от 60 до 10 %). Данный слой является минеральным гумусированным горизонтом, что характерно для донных отложений эвтрофированных озер. Основываясь на динамике изменения зольности можно заключить, что в данный период времени происходило значительное увеличение содержания органического вещества. После некоторой непродолжительной стабилизации условий (5200–5400 л.н.), сопровождающейся возрастанием зольности, снова следует период ее падения до глубины 420 см (4600 лет назад). Среднее значение зольности на этом участке составляет  $11 \pm 5$  %, что соответствует низинному типу торфа. Торф на глубине 380–420 см (4200–4600 л.н.) можно отнести к переходному типу – среднее значение зольности  $5 \pm 1$  %. В верхней части разреза до глубины 380 см (4200 л.н.) зольность имеет небольшие значения ( $3,4 \pm 1,5$  %), что соответствует верховому типу торфа. Можно констатировать, что формирование верхового торфа в этом регионе началось около 4200–4600 л.н. Надо отметить, что данный торфяник расположен на левом берегу реки Ишим в северной части лесостепной зоны. Два других торфяника расположены на правом берегу р. Ишим в подтаежной зоне. Время их формирования примерно одинаково, но изменение основных геохимических показателей существенно различается, что может быть связано с локальными особенностями их формирования. При образовании Сартамского рьяма уменьшение зольности происходило резко, в короткий период времени (4900–5100 л.н.), после чего его формирование шло довольно равномерно с небольшими колебаниями относительно среднего значения (3,3 %). В верхней части разреза (последние 200 лет) наблюдается явно выраженный тренд к возрастанию зольности. Формирование Топорковского рьяма происходило примерно в этот же период (4200–4900 л.н.), но проходило более медленно, неравномерно и содержание органического вещества в донных отложениях было намного выше, чем в двух предыдущих случаях. В интервале глубин от 40 до 430 см (300–4200 л.н.), зольность меняется незначительно. Среднее значение на этом участке – 2,34 % (при среднем значении по разрезу  $3,1 \pm 0,3$  %). В верхних слоях торфяника (последние 300 лет) наблюдается рез-

кое возрастание зольности (примерно в 5 раз по сравнению со средним значением в основной части разреза). Это может быть связано с увеличением наноса минеральных частиц, а также с созданием условий, ускоряющих процесс разложения. Судя по полученным данным, процесс увеличения зольности последние 200–300 лет является общим для данной территории.

При характеристике общей кислотности ( $\text{pH}_{\text{водн}}$ ) можно отметить, что колебания по разрезу этой величины находятся в пределах 1,5–2,5 единиц рН. Минимальный интервал характерен для Кызылтунского рьяма (от 4,1 до 5,2). Максимальное значение рН наблюдается в минеральном слое на глубине 470 см (4500 л.н.), а минимальное – в верхней и средней части торфяника. Максимумы рН наблюдаются также на глубинах 140 и 115 см, что соответствует радиоуглеродным датировкам 2100 и 1500 л.н., которые предшествуют процессам последующего снижения рН. Очевидно, что в периоды, соответствующие высоким рН, наблюдалось более медленное накопление гумуса в формирующемся торфяниках, периоды последующих более низких рН свидетельствуют об интенсификации в эти периоды накопления органических кислот. Следует отметить, что тренд изменения рН по всей глубине разреза не имеет определенного функционального характера, но в верхней части разреза наблюдается тенденция к закислению. В залежи Сартамского рьяма имеется линейный тренд закисления торфа к поверхности ( $R^2 = 0,48$ ), но при этом уровень колебаний относительно среднего значения по разрезу существенен. Можно отметить наличие явно выраженных минимумов (3700, 3400, 2800, 1100, 170 л.н.) и максимумов (4300–4600, 3500, 3300, 2300, 1000 л.н.) и резкое возрастание рН последние 200 лет. Распределение рН в разрезе Топорковского рьяма также имеет тренд к закислению, приближающийся к линейному ( $R^2 = 0,59$ ), но также характерны существенные колебания. Выделяется несколько характерных минимумов (4500, 3000–3200, 2000, 400 л.н.) и максимумов (4900, 4000, 3000, 2400, 1800). Следует отметить довольно резкое возрастание рН последние 200 лет, что, по-видимому, также является общей тенденцией для данного региона.

Содержание Fe по разрезу Кызылтунского рьяма колеблется в пределах  $0,3 \div 3$  %. Минимальными значениями характеризуется минеральный слой отложений и период формирования низинного и переходного торфяника (нижняя часть разреза). В остальной период наблюдаются очень значительные колебания содержания Fe по глубине с характерными максимумами (3700, 3100, 2700, 2500, 1700, 1150, 750, 160 л.н.) и минимумами (4800, 3900, 3500, 2900, 2500, 1300, 1000, 500). Наблюдается уменьшение содержания железа по-

следние 200 лет. Сартамский рям характеризуется значительно меньшим количеством экстремумов, но интервал изменения концентраций более значителен. Максимальное количество железа находится в средней части разреза (1900 л.н.), менее значимые максимумы наблюдаются 3600–4100, 2800, 1400, 400. Минимумы наблюдаются 3400, 2500, 1100, и 600 л.н. В разрезе Топорковского рьяма количество экстремумов велико. Максимум содержания составляет 4,6 % (950 л.н.), а минимальное значение – 0,3 % (верхняя и нижняя часть разреза), при среднем содержании по всему разрезу  $1,6 \pm 0,3$  %.

При рассмотрении графиков зависимости содержания марганца в расчете на массу золы в профиле торфяников можно отметить ряд закономерностей. В частности, можно выделить минимумы, соответствующие датировкам 4300, 3050, 2250, 1640, 700, 500 л.н. Наиболее ярко выраженные максимумы наблюдаются 3550, 3100, 2730, 1200, 170 лет назад. Факт направленного увеличения содержания марганца в приповерхностных слоях торфяников

может свидетельствовать как о нарастании загрязнения атмосферы данным элементом, так и характеристикой изменения влажности в этот период. Следует отметить, что концентрация элемента в поверхностных слоях не является максимальной по разрезу, т.е. в прошлые эпохи складывались условия, приводящие к более интенсивной биогеохимической миграции данного металла. Основное отличие в распределении марганца и железа наблюдается в верхнем горизонте, соответствующем последним 500 годам. На данном участке начинается постепенное уменьшение содержания железа, тогда как концентрация марганца значительно возрастает.

Таким образом, общие геохимические характеристики позволяют выделить особенности седиментогенеза торфяников, выделить основные периоды их развития.

Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, соглашение 14.В37.21.1900; гранта РФФИ № 11–05–01173–а.

#### Список литературы

1. Ларина Н.С., Елфимова Г.А., Ларин С.И., Юферева Е.С. Изменчивость содержания различных форм тяжелых металлов в верховых торфяниках Ишимской равнины в голоцене // Вестник Тюменского государственного университета, 2004. № 3. С. 38–45.
2. Ларина Н.С., Ларин С.И., Моисеенко Т.И. Геохимическая дифференциация профиля торфяной залежи в индикации условий ее формирования в голоцене // Геохимия, 2013. № 2. С. 149–159.
3. Московченко Д.В. Микроэлементный состав верховых торфяников Тюменской области как индикаторный показатель загрязнения // Проблемы природопользования в районах со сложной экологической ситуацией. Тюмень: Изд-во Тюм. гос. ун-та, 2003. С. 110–111.

# О ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ КАРГИНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ

# ABOUT POSSIBILITY OF KARGINSKY TRANSGRESSION SPREADING IN NORTHERN EURASIA

**С.А. Лаухин**

*Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия  
Институт криосферы Земли СО РАН, Московское отделение, Москва, Россия  
valvolgina@mail.ru*

**S.A. Laukhin**

*Russian State Geological Prospecting University, Moscow, Russia; Earth Cryosphere Institute  
SB RAS, Moscow branch, Moscow, Russia*

В.Н. Сакс (1948) разделил верхний плейстоцен Сибири на 4 яруса (позже – горизонта): казанцевский, зырянский, каргинский и сартанский; первый и третий – межледниковые, трансгрессивные; второй и четвёртый – ледниковые, регрессивные. В 40–60-е года из морских (трансгрессивных) отложений были изучены комплексы моллюсков, которые тогда казались различными; но к концу 70-х годов выяснилось, что сходство каргинских комплексов с казанцевскими больше, чем их различие (Астахов, 2009). Одновременно изучались фораминиферы и к началу 80-х годов стало возможно (Гудина, Левчук, 1983; Левчук, 1984; Gusskov, Levchuk, 1999; Волкова и др., 2003; Гуськов, 2009 и др.) различать казанцевские и каргинские слои по изменению состава и структуры комплексов фораминифер. До конца XIX века развитие каргинской трансгрессии на севере Сибири сомнений не вызывало. Обсуждались, в основном, её размеры и границы. С.А. Архипов (1997) сопоставил каргинское время со стадией изотопно-кислородной кривой МИС-3. Нечётная МИС-3 предполагает межледниковый климат и развитие морской трансгрессии. Однако с этими палеогеографическими показателями не всё оказалось благополучно: ряд авторов ещё с 70-х годов отрицали межледниковый климат (Лаухин и др., 2012, и др.); а в XXI веке стали отрицать и саму возможность развития каргинской трансгрессии (Астахов, 2006, 2009, и др.). Здесь мы обсудим вторую проблему.

Первые успехи  $^{14}\text{C}$ -датирования в Сибири в 50–60-е годы привели к пересмотру стратиграфии верхов плейстоцена. Была установлена продолжительность каргинского времени – 55–22 тыс. лет назад (тлн); в течение его выделены 3 потепления, разделявшие их 2 похолодания (Кинд, 1974) и соответствующие им подгоризонты каргинского горизонта. В последующие 40 лет названия, временные рамки и палеоклиматическая характеристика этих подгоризонтов менялась, но их последовательность и количество оставались прежними (Волкова и др.,

2003, Лаухин, 2005, и др.). И хотя уже в начале 70-х годов большая часть  $^{14}\text{C}$ -дат Западной Сибири была признана невалидной (Кинд, 1974; Зубаков, 1974, и др.) и с тех пор ревизия  $^{14}\text{C}$ -дат продолжается до сих пор (Астахов, 2006, 2009; Лаухин, 2009 и др.), стратиграфия каргинского горизонта до сих пор основана главным образом на  $^{14}\text{C}$ -датах 60–70-х годов (Волкова и др., 2003; Волкова, 2009, и др.). Между тем ревизия  $^{14}\text{C}$ -дат показала, что почти все стратотипы подгоризонтов ареального стратотипа каргинского горизонта имеют казанцевский возраст (Лаухин, 2009; Астахов, 2009, и др.). Следовательно, часть слоёв относимых к каргинскому времени, оказалась казанцевской. Оказалось (Гуськов, 2009), также, что все слои Северо-Сибирской низменности с  $^{14}\text{C}$ -датами каргинского времени были континентальными, морская трансгрессия там не имеет конечных  $^{14}\text{C}$ -дат. Это послужило аргументом в пользу отсутствия каргинской морской трансгрессии вообще (Астахов, 2009, и др.). Данные о следах холодного климата в слоях соответствующих оптимуму каргинского времени в некоторых разрезах Сибири, а также распространенное мнение о том, что в оптимум этого времени уровень моря был на 40–50 м и более ниже современного (Павлидис и др., 1998; Andersen, Lozkhin, 2001, и др.) содействовали отрицанию межледниковой (а значит и трансгрессивной) природы каргинского этапа плейстоцена Сибири. Если максимальный уровень моря в каргинское время был ниже современного на 50 м, возможна ли трансгрессия? Наиболее последовательный противник каргинской трансгрессии на севере Сибири В.И. Астахов (2009, с.8) пишет, что признание её привело бы к выводу «о принципиально ином типе геологической истории Сибири по сравнению с Западной Европой». Далее он пишет (Астахов, 2009, с. 16) «Новейшие результаты по плейстоцену Западной Сибири ... вызывают к ... геохронометрической проверке современными методами (OSL, уран-ториевым и ЭПР датированием)... объектов внутрирегиональной и межрегиональной



корреляции». В настоящее время мы можем констатировать, что сотни OSL дат на севере Сибири часто вызывают сомнения из-за обилия инверсий; уран-ториевых дат пока мало из-за редкого обнаружения датировочного материала и они не исключают развитие каргинской трансгрессии. И, наконец, первая сводка по ЭПР-датам (Молодьков, 2012) показала широкое распространение морских моллюсков каргинского (58,7–23 тлн – здесь и ниже возраст абсолютный) возраста на севере Евразии между 10° и 150° в.д. При этом ЭПР-даты концентрируются в интервалах 58,7–52; 47–40 и 32,4–24,8 тлн, что хорошо коррелируется с радиоуглеродными датами 3-х потеплений (Кинд, 1974). Таким образом, ЭПР-даты подтвердили широкое развитие морских отложений каргинского возраста выше современного уровня моря, и не только на севере Сибири, но и далеко западнее Урала.

Важно, что дат, соответствующих похолоданиям нет. Это позволяет предполагать положение уровня моря ниже современного настолько, что новейшие поднятия (если они были за последние 50 тыс. лет (тл) не вывели морские слои с малакофауной до современного уровня моря повсеместно и одновременно, по крайней мере в обширном секторе от 10° до 150° в.д. Так же важно и то, что все три потепления охарактеризованы датами от Кольского п-ва до Таймыра (≈35°–105° в.д.). Те же самые новейшие поднятия последних 50 тл, если они были, вряд ли могли охватить столь обширный сегмент Арктики в довольно узкие три временные интервала, – именно те, в которых потепления разной амплитуды отмечались на севере Евразии по меньшей мере от Белого моря в Европе до Индигирки в Азии. Из этих данных можно сделать такие выводы:

– Мнение о том, что в оптимум МИС-3 уровень моря не поднимался до отметок -40÷ -50 м по сравнению с современным, слишком осреднённое и не отражает реальные трансгрессивно-регрессивные события МИС-3. Практически на всём протяжении потеплений, выявленных между 55–26 тлн на суше Северной Азии и, по меньшей мере, северо-востока Европы уровень моря достигал современного положения.

– Концепция широтного климатического градиента не может объяснить такое поведение уровня моря в «тёплые этапы» каргинского (средневал-

дайского) времени на столь обширной территории Арктики Евразии, но само развитие трансгрессии в Сибири во время МИС-3 и отсутствие его в Западной Европе каким то образом могло быть связано и с широтным градиентом.

– Находки морских моллюсков каргинского времени выше современного уровня моря не может быть объяснено локальными тектоническими поднятиями последних 50 тыс. лет.

– Современный ареал находок каргинских (средневалдайских) морских моллюсков примерно соответствует возможной зоне изостатических поднятий-опусканий каргинского времени. Однако, трёхкратное поднятие уровня моря практически до его современного уровня не обязательно связано с историей зырянского (ранневалдайского, МИС-4) оледенения в Скандинавии, на Баренцево-Карском шельфе и Таймыре. Вероятнее, что это был суммированный эффект истории покровного оледенения времени МИС-4 Евразийского, Лаврентийского и, отчасти, Гренландского и Антарктического покровного оледенения.

Сказанное выше не отрицает локальные тектонические поднятия на разную высоту каргинских морских слоёв, но это были лишь локальные поднятия, не охватывавшие одновременно в узкие временные интервалы огромные территории в 70° (или даже 140°) с востока на запад.

К приведенным А.Н. Молодьковым (2012) можно добавить серию ЭПР-дат от 54,7 до 34 тлн, полученных в Кёльнском университете с о-вов Вайгач, Октябрьской революции и п-овов Котельный и Таймыр, опубликованных В.С. Волковой и др. (2003). Эти даты с небольшими отскоками группируются в кластеры 54,7–51,3 и 47,7–46,5 тлн, т.е. коррелируются с ранним и средним потеплениями каргинского времени (Кинд, 1974; Молодьков, 2012). Таким образом, геохронологическая проверка современными методами: OSL, уран-ториевым и ЭПР-датированием, показала, что OSL и уран-ториевый методы вряд ли могут противоречить, а ЭПР-метод даёт прямое подтверждение возможности морской трансгрессии на севере Евразии по крайней мере от Белого моря до Таймыра.

Работа поддержана грантом интеграционного проекта СО РАН-ДВО РАН № 9 и грантом РФФИ № 11-05-01173 и 13-05-00854.

### Список литературы

1. *Архинов С.А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 38, № 12. 1997. С. 1863–1884.
2. *Астахов В.И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, т. 47, № 11, 2006. С. 1207–1220.
3. *Астахов В.И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. 2009. С. 8–24.

4. Гудина В.И., Левчук Л.К. Морфология и таксономия арктических и бореальных четвертичных фораминифер рода *Retroelphidium*, 1970 // Систематика, морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск: Наука, 1983. С. 50–66.
5. Гуськов С.А. Средне-позднеплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. 2009. С. 40–47.
6. Волкова В.С. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Западной Сибири: современное состояние, проблемы и пути их решения // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. 2009. С. 25–31.
7. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО. 2003. 247 с.
8. Зубаков В.А. Приобская Сибирь // Геохронология СССР. 1974. Т. III. Л.: Недра, С. 187–209.
9. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 1974. 255 с.
10. Лаухин С.А. Новые данные о каргинском времени Сибири // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт. 2005. С. 217–218.
11. Лаухин С.А. О стратотипах горизонтов верхнего неоплейстоцена Западной Сибири и соотношении их с изотопно-кислородной кривой // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии. М.: ГЕОС. 2009. С. 78–83.
12. Лаухин С.А., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен) // Бюлл. МОИП, отд. геолог., 2012. Т. 87, Вып. 6. С. 37–48.
13. Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
14. Молодьков А.Н. Каргинское время (МИС-3): геохронологические свидетельства по данным ЭПР и ИК-ОСЛ анализов раковин морских моллюсков и вмещающих отложений // Геоморфология и палеогеография полярных районов. С-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 215–219.
15. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. М.: ГЕОС, 1998, 186 с.
16. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. ин-та, 1948. Т. 201. 133 с.
17. Anderson P.V., Lozkin A.V. The stage 3 interstadial complex (Karginskii/Middle Wisconsin interval) // Quaternary Science Reviews, 2001. Vol. 20. No 1–3. P. 93–125.
18. Gusskov S.A., Levchuk L.K. Foraminiferal complexes and paleoceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // Antropozoic, 1999. Vol. 23. P. 125–132.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
ОСНОВА ЛАНДШАФТОВ ОБЛАСТИ  
СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ В БАСЕЙНЕ  
БОЛ. ЮГАНА И БОЛ. САЛЫМА  
(ОБЬ-ИРТЫШСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL  
BASE OF LANDSCAPES IN AREA  
OF MIDDLE QUATERNARY GLACIER  
SURFACE IN BASIN OF BOLSHOY YUGAN  
AND BOLSHOY SALUM RIVERS  
(OB'-IRTYSH INTERFLUVE)

Н.Б. Левина<sup>1</sup>, В.Н. Тюрин<sup>2</sup>, Д.Н. Костюк<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

*liza@aerogeologia.ru*

<sup>2</sup>ООО «Гиперборея», ИКНПЦ «Барсова гора», Сургут, Россия

*tyurin\_vn@mail.ru*

<sup>3</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*geochem.dan@gmail.com*

**N.B. Levina, V.N. Tyurin, D.N. Kostyuk**

*SSPE «Aerogeologia», Moscow, Russia*

*«Giperborea» LLC, «Barsova Gora», Surgut, Russia*

*Lomonosov MSU, faculty of Geography, Moscow, Russia*

В формировании структуры ландшафтов важную роль играют геолого-геоморфологические особенности территории. Почвенно-растительный покров и другие компоненты ландшафта создаются в определенных условиях, связанных с рельефом и геологическим строением. В пределах центральной части Западной Сибири нередко наблюдается совпадение контуров ландшафтных и геолого-геоморфологических единиц (Дистанционные исследования..., 1987). В данной работе использованы материалы геоэкологических исследований, аэрокосмического мониторинга и ландшафтного районирования (фонды «Аэрогеологии»), проанализированы топографические карты масштаба 1:200000 и космические снимки Landsat (рис. 1а,б).

На рисунке 1а представлены холмы и гряды различной протяженности и размеров с относительно высокими от 5 до 15 метров. Местами они не всегда четко выражены в рельефе, что осложняет дешифрирование данных форм рельефа на снимках. Холмисто-рядовой рельеф на междуречье Бол. Салыма, Бол. и Мал. Югана, прослеженный в том числе при аэровизуальных наблюдениях, представлен замкнутыми изогипсами на топокартах и преимущественно темным фототонном на космоснимках (в связи с залесенностью). Редкость протяженных гряд, малые размеры и амплитуды холмов связаны с расположением конечно-моренного гляциокомплекса, который мы считаем тазовским, в Среднеобской впадине, заливаемой в позднем неоплейстоцене водами Мансийского озера (Волков, 1997; Волков, Казьмин, 2007). Абсолютные отметки гряд колеблются в пределах 55–87 м. Среди конечных морен могут присутствовать песчаные, в том числе абляционные морены, зачастую пре-

образованные водами приледниковых бассейнов (тазовского, сартанского), возможно процессами солифлюкции. С дистальной стороны от краевых ледниковых образований местами наблюдаются системы параллельных ложбин, занятых болотами, и мелких гряд, связанных с краем мертвого льда (Лунгерсаузен, 1955), встречающихся на значительных площадях и в Кондинской впадине. Возможно, это маргинальные озера, позднее преобразованные в эоловые гряды, что требует дальнейшего изучения для определения границ оледенения.

Кроме конечно-моренного ледникового рельефа на рисунке 1а показано положение фрагмента предполагаемой границы пояса тазовских краевых образований, которая проходит с северо-востока (на правобережье Оби – это Аганский Увал) на запад-юго-запад, с языком в долине Оби. На левобережье граница протягивается от верховьев Бол. Покура к долинам Мал. и Бол. Югана, южнее Еутских изб, далее в широтном направлении от устья р. Негустьях (приток Бол. Югана) на запад по междуречью Бол. Югана – Бол. Салыма в бассейн Иртыша. С дистальной стороны к границе примыкает поверхность заболоченной заозеренной равнины, которая четко дешифрируется на космоснимках. Она формировалась в приледниковых бассейнах.

На рисунке 1б изображены варианты границ покровных оледенений – самаровского, тазовского (средний неоплейстоцен) и сартанского (верхний неоплейстоцен). Для территории, охваченной рисунком, положение границ оледенений, самостоятельность тазовского оледенения и другие проблемы, в том числе прерывистость краевых поясов остаются дискуссионными (Четвертичные отложения..., 1981; Четвертичные отложения..., 1987).

По результатам обработки топографических карт и космических снимков, а также согласно литературным источникам (Волков, 2009), граница самаровского оледенения авторами предполагается на правобережье Демьянки (правого притока Иртыша), в районах 59° с.ш. Проблемным является положение границы тазовского оледенения. В результате многократного изучения опорных разрезов Белогорского материка и низовьев Иртыша, граница тазовского оледенения была проведена по северной границе Кондинской низменности с пересечением Оби ниже устья Иртыша, далее на правобережье Оби по Сибирским Увалам. Однако И.А. Волков в 1973 году, С.А. Архипов в 1981 году выделяли тазовскую морену в районе Самарово в устье Иртыша (халапантская морена), а так же возможно, в районе поселка Семейка на Иртыше (Четвертичные оледенения... 1981). На левобережье Оби восточнее низовьев Иртыша о тазовских ледниковых отложениях и рельефе практически нет сведений, а их южной границей предполагались Сибирские Увалы. В данной работе сделана попытка найти следы тазовского оледенения. Границу сартанского оледенения, вслед за И.А. Волковым и в результате работ ФГУНПП «Аэрогеологии» на севере Западной Сибири, авто-

ры предполагают по Сибирским Увалам (Волков, Казачук, 1990; Волков, 1997).

Проблемным остается определение зоны стыка тазовских ледников уральского, сибирского и карского центров. С учетом результатов изучения состава валунов в моренах и предположений ряда исследователей (Левина и др., 2011), эта зона вероятнее всего протягивается от Барсовой горы и Сургута на юго-восток на левобережье Оби в районы Еутских изб на Бол. Югане и в бассейн р. Негусьях (правый приток Бол. Югана). Хотелось отметить, что предполагаемые зоны стыка ледников разных центров и субширотный отрезок границы тазовского оледенения совпадают с линеamentными зонами соответствующих направлений, которые связаны с новейшими тектоническими нарушениями, влияющими на движение ледников.

В работе рассматривается ряд проблем, связанных с уточнением геоморфологии и четвертичной геологии Обь-Иртышского междуречья, решение которых способствует дифференциации ландшафтных единиц. Особенности геолого-геоморфологической основы, которая достаточно консервативна во времени, определяют свойства ландшафтов.

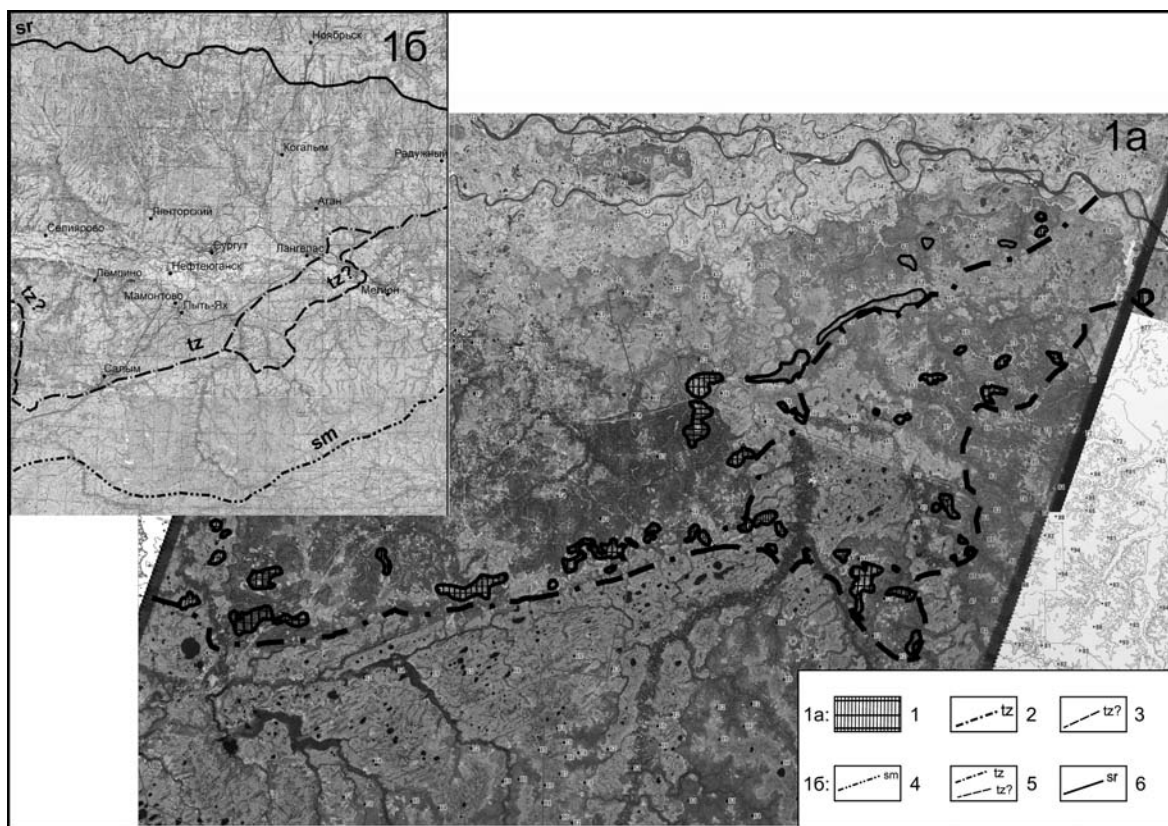


Рис. 1. Распространение холмистого и холмисто-грядового рельефа в бассейнах Бол. Югана и Бол. Салыма (1а): 1 – конечно-моренные гряды, камы, озы тазовского оледенения; 2,3 – фрагмент предполагаемой границы тазовского оледенения уральского (2) и сибирского (3) центров. Предполагаемые границы оледенений в бассейне Оби (16): 4 – самаровского; 5 – тазовского; 6 – сартанского



### Список литературы

1. Волков И.А. Некоторые особенности самаровского оледенения Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера. Материалы VI всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2009. С. 114–116.
2. Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири. Геология и геофизика, 1997. № 6. С. 1049–1054.
3. Волков И.А., Казачук В.А. Краевые образования древнего ледника в центральной части Сибирских Увалов // Краевые образования материковых оледенений (тезисы докладов VIII Всесоюзного совещания). Наука и техника, Минск. 1990. С. 27–28.
4. Волков И.А. Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения Евразии. География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 510.
5. Левина Н.Б. Ткаченко В.А., Тюрин В.Н., Лаврович Н.Н., Щепетова Е.В. Урочище «Барсовая гора» – уникальный объект ландшафтной геологии и таежной растительности среднего Приобья // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты. СПб, 2011. том. 2. С. 28–30.
6. Лунгерсгаузен Г.Ф. Некоторые итоги антропогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). Советская геология. М.: Госгеолтехистад, 1955. Сб. 45. С. 52–76.
7. Дистанционные исследования ландшафтов. Новосибирск: – «Наука», 1987, С. 64–90.
8. Плейстоцен Сибири и смежных областей. К конгрессу ИНКВА. М.: Наука, 1973. С. 40–45, 55–67.
9. Четвертичные оледенения западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: «Наука» Сиб. отд. 1981. С. 47–78.
10. Четвертичные оледенения на территории СССР. К XII конгрессу ИНКВА. М.: «Наука», 1987. С. 14–63.

**ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ НА  
КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ  
КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА  
(ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) ЗА  
ПОСЛЕДНИЕ 20 ТЫС. ЛЕТ**

**SEDIMENTATION HISTORY OF  
KRONOTZKIY PENINSULA CONTINENTAL  
SLOPE (EAST KAMCHATKA) FOR THE  
LAST 20 KYR**

**М.А. Левитан<sup>1</sup>, Т.Г. Кузьмина<sup>1</sup>, В.Л. Лукша<sup>2</sup>, И.А. Рощина<sup>1</sup>, К.В. Сыромятников<sup>1</sup>, Л. Макс<sup>3</sup>,  
Д. Нюрнберг<sup>4</sup>, Я.-Р. Ритдорф<sup>4</sup>, Р. Тидеманн<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия  
m-levitan@mail.ru*

<sup>2</sup>*Геологический факультет Московского Государственного Университета. Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера (AWI), Бремерхафен, Германия*

<sup>4</sup>*Институт морской геологии (GEOMAR). Киль, Германия*

**M.A. Levitan<sup>1</sup>, T.G. Kuzmina<sup>1</sup>, V.L. Luksha<sup>2</sup>, I.A. Roshchina<sup>1</sup>, K.V. Syromyatnikov<sup>1</sup>, L. Max<sup>3</sup>,  
D. Nürnberg<sup>4</sup>, J.-P. Riethdorf<sup>4</sup>, R. Thiedemann<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*http://intranet.geokhi.ru/en/Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Geological faculty of Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany*

<sup>4</sup>*Institute of Marine Geology (GEOMAR), Kiel, Germany*

Особенности седиментации на активных подводных континентальных окраинах давно интересуют литологов и морских геологов. Для континентального склона Камчатки эти проблемы представляют особый интерес в связи с воздействием вулканизма и сейсмичности на осадконакопление, а также связанной с климатическими изменениями эволюцией среды бассейна водосбора и условий бассейна седиментации. С целью изучения указанных проблем в 2009 г. в рейсе немецкого НИС «Зонне» в верхней части континентального склона Кроноцкого полуострова Восточной Камчатки на глубине 1250 м были подняты колонки осадков SO201-2-127-KL и рядом SO201-2-14-KL, а также колонка SO201-2-12-KL в нижней части склона (53°59.4690' N, 162°22.5080' E; глубина 2170 м; длина колонки 905 см), которая и явилась предметом нашего исследования.

В данной колонке стратиграфия основана на 9 AMS <sup>14</sup>C датировках по комплексам планктонных фораминифер и палеоSST данных по алкеноновой термометрии. В результате установлено, что кровля колонки соответствует, скорее всего, среднему голоцену, а подошва – времени распространения максимума последнего оледенения позднего неоплейстоцена. Сверху вниз в разрезе выделяются отложения голоцена (в том числе – хорошо проявленный пребореал), верхнего дриаса, беллинга/аллереда, события Хайнриха 1 и окончания максимума последнего оледенения.

В среднем скорости седиментации превышали 50 см/тыс. лет, а иногда и выходили за пределы 100 см/тыс. лет. При этом самые высокие скорости седиментации приурочены к периодам развития

наиболее теплого климата в бёллинге/аллерёде и пребореале, что, вероятно, связано с усилением эрозии прилегающей суши. Это обстоятельство, видимо, свидетельствует против предположения о развитии сплошного ледникового щита на Камчатке во время максимума последнего оледенения, т.к. в этом случае следовало бы ожидать связи высоких скоростей седиментации с эпизодами похолоданий и оледенений.

В настоящем сообщении представлены новые данные по компонентному, гранулометрическому, рентгенофлуоресцентному анализам и по исследованию глинистых минералов. Результаты седиментологического изучения позволили выделить две основные группы генетических типов морских отложений: гравитационные (дебриты и дистальные турбидиты) и фоновые (гемипелагические). Дистальные турбидиты встречены только в голоцене, а дебриты – и в голоцене, и в позднем неоплейстоцене. Гемипелагиты (глинистые алевриты и алевриты) также описаны по всему разрезу, при этом алевриты легко «получить» из глинистых алевритов за счет вымывания пелитовой и мелкоалевритовой фракций при усилении активности придонных течений.

Отложения пребореала и, особенно, беллинга/аллереда отличаются от других горизонтов повышенными (иногда до 10 %) содержаниями биогенных карбонатов и опала. Отношение смектит/иллит четко возрастает в осадках относительно теплых стадий и падает в отложениях более холодных эпох. Исключением являются осадки времени максимума последнего оледенения, когда в бассейне водосбора

было слишком холодно для формирования аутигенных глинистых минералов и рассматриваемое отношение, вероятно, отражает обобщенный минеральный состав петрофонда.

Изученные осадки по химическому составу довольно четко разделяются на две группы: склоновые и гемипелагические, подтверждая сделанный нами ранее вывод. Вторая группа осадков относительно первой обеднена кремнеземом и Na, но обогащена Al, Ti (незначительно), Fe, K, Mg, P и п.п.п. Естественно отнести эти различия за счет более тонкого гранулометрического состава гемипелагических осадков, однако нельзя не заметить очень большого сходства химического состава дебритов и турбидитов, при этом последние явно более тонкозернисты. Таким образом, генетические различия между склоновыми и гемипелагическими осадками играют большую роль в формировании их химического состава, чем просто отличия в гранулометрическом составе. Наиболее разнообразны по составу фоновые осадки. Как и предполагалось, алевриты располагаются внутри поля фоновых осадков, образуя свой четко выраженный кластер. Турбидиты с дебритами формируют другой кластер, отличающийся высоким железным модулем (ЖМ) и низким гидролизатным модулем (ГМ).

Факторный анализ в его R-модификации с кватримаксным вращением показал, что в основном химический состав изученных осадков обусловлен пятью факторами. Ведущую роль в формировании первых двух факторов играет гранулометрический состав. Особенностью третьего фактора являются большие положительные нагрузки на Mn и Co, четвертого – положительная нагрузка на SiO<sub>2</sub>, пятого – на Zr и Nb.

Распределение факторных нагрузок пяти первых факторов вдоль колонки позволило объективно выделить хеостратиграфические подразделения, для которых был рассчитан средний химический состав. Отложения нижних двух хеостратиграфических подразделений отличаются от вышележащих заметно более высокими содержаниями Al, Ti, Fe и Mg. Это обстоятельство позволяет предположить большее участие туфов в эродлируемых комплексах питающей провинции во время события Хайнрих 1 и ранее.

Изученные осадки формируют (с хроностратиграфической точки зрения) 4 кластера: к первому относятся отложения окончания LGM и события Н1; второй кластер представлен осадками верхнего дриаса и пребореала; третий – отложениями бёллинга/аллерёда и турбидитами предположительно бореала; наконец, самым низким ГМ и высоким ЖМ обладают дебриты предположительно атлантики. Таким образом, как будто наблюдается довольно четкий тренд изменения химического состава с возрастом: вверх по разрезу растут значения гидролизатного модуля и уменьшаются – железного. Интересно отметить также заметные различия в химическом составе дебритов конца плейстоцена (LGM), с одной стороны, и дебритов предположительно атлантического возраста, с другой.

Геохимические данные подтвердили материалы компонентного анализа о повышенной палеопродуктивности бассейна седиментации в теплые эпохи.

Отношение V/Cr более 2.5, как известно, довольно надежно указывает на дизоксические условия придонной воды, т.е. на определенный недостаток растворенного кислорода из-за слабой вентиляции. Такого рода величины характерны для отложений изученной колонки, накопившихся в холодных условиях: окончания максимума последнего оледенения (899 см), события Н1 (679–739 см), позднего дриаса (466–486 см) и – предположительно – в конце бореала (116 см).

Резкое уменьшение отношения Mn/Al, связанное со сменой аэробных условий диагенеза анаэробными, произошло на границе первого и второго литостратиграфических горизонтов. Весьма интересно, что даже ниже этой границы в колонке удастся различить слои с различным отношением Mn/Al, которые четко связаны с климатическими изменениями: чем холоднее климат (при достаточном количестве воды), тем ниже величины рассматриваемого отношения из-за меньшей геохимической подвижности марганца при низких температурах.

Рассмотрение всех доступных данных в комплексе позволило выделить пять этапов истории седиментации на континентальном склоне Кроноцкого полуострова за последние 20 тыс. лет.

Настоящая работа является частью российско-германского проекта «KALMAR».

# ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ Г. СОЧИ

# THE FEATURES OF PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF THE QUATERNARY DEPOSITS OF VARIOUS ELEMENTS OF THE RELIEF OF SOCHI COASTAL TERRITORY

**Н.А. Левченко**

*Кубанский государственный университет, геологический факультет, Краснодар, Россия  
natalya\_levchenko\_91@mail.ru*

**N.A. Levchenko**

*Kuban State University, Krasnodar, Russia*

В последние годы все больше возрастает интерес к исследованиям свойств дисперсных природных грунтов Черноморского побережья Краснодарского края. Современные темпы и объемы строительства приводят здесь к необходимости освоения новых прибрежных склонов, которые, в свою очередь, сложены делювиально-оползневыми и делювиально-пролювиальными образованиями.

Объект работы: грунты, представленные четвертичными склоновыми отложениями Черноморского побережья Большого Сочи. Предметная область работы – инженерно-геологические свойства данных грунтов.

Цель работы: определение особенностей изменения физико-механических свойств делювиально-оползневых и делювиально-пролювиальных отложений по разрезу, а также выявление зависимости инженерно-геологических свойств от их геоморфологического расположения.

Для достижения поставленной цели был обозначен ряд задач, включающий в себя сравнение различных физико-механических свойств четвертичных грунтов.

В настоящей работе использованы результаты лабораторных определений физико-механических свойств грунтов, отобранных из отложений четвертичного комплекса района прибрежной зоны г. Сочи. Автором была сделана статистически значимая выборка.

## **Основные типы грунтов четвертичных образований прибрежной части района Сочи-Адлер**

На отрезке побережья между Сочи и Адлером распространены в основном грунты двух генетических типов четвертичных отложений:

1) Делювиально-оползневые, объединяющие делювиальные отложения и оползневые накопления, слагающие поверхности крутых ( $\geq 20$ ) и пологих ( $\leq 20$ ) склонов возвышенностей. Они представлены тяжелыми суглинками и пылеватыми

глинами, содержащим обломки песчаников и аргиллитов. Мощность колеблется от 2 до 12 и более метров.

2) Делювиально-пролювиальные отложения, которые распространены на древних морских и речных террасах. Представлены глинами, местами содержащие марганцево-железистые стяжения. Мощность от 1 до 10 м.

## **Показатели**

### **физико-механических свойств грунтов**

Все приведенные в дальнейшем свойства четвертичных грунтов рассматривались с учетом изменений по разрезу, а так же по сезонам года. Сравнение проводилось по средним значениям делювиально-оползневых отложений разных по углам склонов, на которых они залегают ( $< 20^\circ$  и  $> 20^\circ$ ), а так же между делювиально-оползневыми и делювиально-пролювиальными, перекрывающих пологие склоны, речные или морские террасы.

**1.1 Естественная влажность.** Средние значения естественной влажности делювиально-оползневых отложений на различных склонах схожи и отличается на несколько процентов, что объясняется различной скоростью дренирования влаги. В обоих случаях на глубине 2,25 м происходит скачок значения влажности, что может являться следствием уплотнения грунта с глубиной, и скопления на данной глубине влаги. С глубиной залегания влажность этих пород заметно уменьшается.

Во всех случаях отмечается, что значения естественной влажности в осенне-зимний период в верхней части разреза выше, чем в весенне-летний. В целом, характерна общая тенденция изменения влажности с глубиной и небольшие отличия преимущественно в верхней части разреза – в зоне аэрации – до глубины 1,25–1,5 м.

**1.2. Объемный вес грунтов при естественной влажности.** Средние значения объемного веса рассматриваемых типов грунтов с увеличением глубины их залегания заметно увеличиваются.



Поскольку величина объемного веса грунтов, находящихся в естественном состоянии, зависит от величины их влажности, то и сезонные колебания объемного веса четвертичных отложений имеют место так же только в зоне аэрации.

**1.3 Гранулометрический состав и физические свойства.** Показатели гранулометрического состава, пределов пластичности и удельного веса грунтов приводятся для каждого генетического типа (табл. 1) обобщенно по всей толще (на глубину до 4–4,5 м).

Для делювиально-оползневых отложений эти показатели разделены на глины и суглинки, однако данное разделение является весьма условным, так как расчленив глины от суглинков в природных условиях почти не представлялось возможным.

Как показали значения нижних и верхних значений пластичности, большая часть грунтов района Сочи – Адлер представляют собой глины.

Из таблицы видно, что показатели гранулометрического состава и физических свойств делювиально-оползневых отложений крутых и пологих склонов имеют близкие числовые значения. Показатели делювиально-пролювиальных отложений отличаются уменьшением песчаных и глинистых частиц за счет увеличения содержания пылеватых частиц, некоторым уменьшением предела пластичности и значительным увеличением удельного веса.

**1.4 Прочностные свойства грунтов.** В качестве показателя прочностных свойств для рассматриваемых генетических типов грунтов принимался модуль осадки по Маслову при давлении  $P = 3,0 \text{ кг/см}^2$  (близкой к природному на глубине заложения фундаментов).

Было определено, что делювиально-оползневые глины (вне зависимости от склонов) относятся к IV категории, а делювиально-оползневые суглинки и делювиально-пролювиальные отложения к III категории.

Таким образом, можно сказать, что все грунты по данному показателю являются сложными.

**1.5 Зависимость величин сцепления и углов внутреннего трения от влажности пород**

Угол внутреннего трения и сцепление, как известно, находятся в зависимости от литологического состава грунтов и их физического состояния – существует прямая зависимость показателя сцепления и угла внутреннего трения от влажности грунтов, что было подтверждено в ходе исследования.

Углы внутреннего трения делювиально-оползневых глин несколько ниже, чем у тех же суглинков и выше, чем у надкарангатских делювиально-пролювиальных отложений. Величины сцепления близки между собой. Однако для всех генетических типов грунтов с увеличением показателя естественной влажности уменьшаются значения, как сцепления, так и угла внутреннего трения.

**1.6. Средние значения водно-физических свойств грунтов.** В качестве водно-физического свойства трех генетических типов грунтов была рассмотрена пористость грунта в процентах.

В результате было выявлено, что значения пористости у всех типов грунтов уменьшаются с глубиной. Однако у делювиально-оползневых отложений на крутых склонах изменение показателей происходит более резко.

Сезонные изменения пористости отложений, расположенных на пологих склонах и ДМТ, имеют небольшую вариацию. Чего нельзя сказать о делювиально-оползневых отложениях на крутых склонах. В целом, сезонные изменения идут в противовес друг другу.

Так же стоит отметить, что с глубиной 2,5 м у всех типов грунтов происходит заметное уменьшение пористости, что частично объясняет отмеченное ранее увеличение естественной влажности.

**Заключение.** На основании проделанной работы, было определено, что:

1. Наибольшая изменчивость физико-механических свойств отмечается в зоне аэрации до глубины 2,5 м.

Таблица 1

**Физические свойства четвертичных отложений на глубине 0,5–4,5 м**

Литологическая разность	Гранулометрический состав			Пределы пластичности		Удельный вес $\gamma$
	> 0,05 Песок	0,05–0,005 Пыль	< 0,005 Глина	$W_L$	$W_P$	
Делювиально-оползневые отложения крутых (> 20°) склонов						
Глины	13,89	46,33	41,22	43,5	21,6	2,7
Суглинки	32,66	45,67	22,7	32,72	19,11	2,68
Делювиально-оползневые отложения пологих (< 20°) склонов и ровных площадок						
Глины	13,88	43,83	45,02	44,97	22,87	2,71
Суглинки	35,75	44,89	21,36	36,5	21,5	2,68
Делювиально-пролювиальные отложения на карангатской ДМТ						
Глины	10	56,1	35,9	42,3	20,9	2,74

2. С глубины 4,5–5 м зависимость свойств от сезонности и геоморфологических особенностей нивелируется.

3. Объемный вес генетических типов отложений хорошо коррелируется с естественной влажностью.

4. По показателям нижних и верхних значений пластичности, большая часть четвертичных отложений района Сочи – Адлер представляют собой глины.

5. Исходя из прочностных свойств (модуль осадки по Маслову) большей прочностью обладают

делювиально-оползневые суглинки и делювиально-пролювиальные отложения.

6. Для всех генетических типов грунтов с увеличением показателя естественной влажности уменьшаются значения, как сцепления, так и угла внутреннего трения.

В конце необходимо отметить, что необходимой составной частью данного исследования должна стать увязка физико-механических свойств с петрографическим и минералогическим составом генетических типов четвертичных отложений, что является следующим этапом наших исследований.

Е.В. Леонова<sup>1</sup>, О.И. Александрова<sup>1</sup>, Ж.А. Антипушина<sup>2</sup>, Н.В. Сердюк<sup>3</sup>,  
Е.А. Спиридонова<sup>1</sup>, А.С. Тесаков<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт археологии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия  
lenischa@yandex.ru

E.V. Leonova<sup>1</sup>, O.I. Alexandrova<sup>1</sup>, Zh.A. Antipushina<sup>2</sup>, N.V. Serdyuk<sup>3</sup>, E.A. Spiridonova<sup>1</sup>, A.S. Tesakov<sup>4</sup>

*Institute of archaeology of RAS, Moscow, Russia*

*Institute of Ecology and Evolution of RAS, Moscow, Russia*

*Paleontological Institute of RAS, Moscow, Russia*

*Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*

Два соседних многослойных памятника каменного века навес Чыгай и пещера Двойная (Краснодарский край, Мостовской район, Губское ущелье) открыты Е.В. Беляевой в 2006–07 гг. Начиная с 2007 г. исследования ведутся Губской экспедицией ИА РАН. Оба памятника стратифицированы. Более длинный хронологический срез получен по материалам из навеса – предварительно его можно определить в рамках от 16 до 6 тыс. л.н. (прослежены слои эпох энеолита, мезолита и верхнего палеолита); в пещере Двойная – два мезолитических слоя, которые подстилает слой конца палеолитической эпохи.

Пока наиболее древний культурный слой, предварительно датированный в диапазоне 16–14 тыс. л.н., частично исследован в навесе Чыгай. Верхнепалеолитический слой (литологические слои 14–10) насыщен каменными артефактами, кости животных сильно раздроблены, определяемые единичны, часть из них – обломки костей крупных копытных млекопитающих. Коллекцию каменного инвентаря верхнепалеолитического слоя насчитывает около 3000 артефактов. Расщепление направлено на получение пластинок и микропластинок, ядрища в подавляющем большинстве одноплощадочные призматические, во вторичной обработке преобладает крутая и вертикальная ретушь, при оформлении микролитов формирующая неровный край. Среди орудий преобладают концевые скребки; резцов значительно меньше, доминируют угловые и ретушные. В коллекции присутствуют такие специфические формы, как острия с горбатой спинкой, пластинки и микропластинки с притупленным краем и скошенным концом, прямоугольники и пластинки со скребковидным окончанием, скребла. Кроме каменных артефактов найдено два

изделия из кости: обломок острия и иголка с прорезным ушком.

Хронологически синхронна верхнепалеолитическим материалам из навеса Чыгай или немного моложе коллекция 7 литологического (3-го культурного) слоя пещеры Двойная. Раскопки слоя не завершены. Слой отделен от вышележащих отложений тонкой прослойкой разложившегося известняка, а ближе к выходу – щебня. В коллекции каменного инвентаря (около 2000) призматические нуклеусы, угловые и ретушные резцы, скребки, разнообразные острия, в том числе типа граветт, пластинки с притупленным краем.

Ранний мезолит представлен материалами из слоя 6 (2 к.с.) пещеры Двойная. Слой представляет собой толщу темно-коричневого суглинка с отдельными угольками, костным тленом и полуразложившимся известняком мощностью около 25 см. Коллекция каменного инвентаря насчитывает около 3000 предметов, ансамбль отличает большое количество продуктов первичного расщепления. Среди орудий преобладают скребки, большинство из которых относится к концевым; резцов в два раза меньше – доминируют ретушные. Кроме этого найдены пластины с ретушью, долотовидные орудия, зубчато-выемчатые орудия, разнообразные острия, одно скребло. Геометрические микролиты представлены единичными симметричными трапециями с прямыми и слабовогнутыми краями и трапециями с суженным ретушированным верхним основанием. Яркой отличительной чертой каменного ансамбля является серия из почти 50 сегментов. Изделия из кости единичны: обломки костяных острий и 2 подвески из зубов животных.

Верхний мезолитический слой (слои 4–5) никак не отделен от нижележащего, отличается

лишь по оттенку и плотности вмещающих находки отложений и составу каменного и кремневого инвентаря, а также по наличию большого количества остатков раковин наземных брюхоногих моллюсков *Helix* spp. Огромные скопления, в которых насчитывается более 5 тысяч раковин моллюсков, зафиксированы в привходовой части пещеры. Из верхнего мезолитического слоя происходит чуть более 1,5 тыс. предметов из камня. Среди нуклеусов есть нескольких уплощенных конических ядрищ для микропластинок, появление которых связано с развитием техники отжима. В группе орудий абсолютно доминируют концевые скребки, резцов почти в пять раз меньше – все на сломе или окончании пластин. Кроме этого в коллекции выемчатые, долотовидные орудия, обломок лезвия рубящего орудия. Свообразными чертами коллекции являются серия острий из микропластинок и пластинок со срезанным ретушью под 45° концом; несколько фрагментов кремневых «стержней» с клювовидным окончанием; серия высоких симметричных трапеций со слабовогнутыми сторонами и выемкой на верхнем основании (т.н. «рогатые» трапеции), несколько сегментов, высокие трапеции со слабо вогнутыми сторонами и с суженным выпуклым ретушированным верхним основанием. Изделия из кости представлены рогавым посредником, несколькими подвесками из зубов животных, а также 4 фрагментами костяных оправ с пазом для вкладышей, две из которых имеют сколы утилизации, характерные для метательного вооружения.

Мезолитический (слой 5) навеса Чыгай, крайне беден находками, на вскрытой площади зафиксировано всего 56 каменных артефактов. По наличию раковин моллюсков *Helix* spp. и общим технологическими характеристиками каменного инвентаря можно предположить, что временной разрыв между бытованием мезолитического слоя навеса Чыгай и верхнего мезолитического слоя пещеры Двойная в археологическом отношении был незначительным.

Энеолитические материалы из верхнего слоя навеса Чыгай завершают хронологическую шкалу, полученную по материалам двух памятников. Коллекция невелика: фрагменты плотной подложенной неорнаментированной керамики, несколько кремневых сегментов с гелуанской ретушью, обломок шлифованного топорика из зеленоватого камня и плоская перламутровая бусина.

По данным спорово-пыльцевого анализа во время бытования верхнепалеолитического слоя навеса Чыгай основные ландшафты были образованы сухими степями, вдоль речных долин существовали более влажные условия. Экологический облик ассоциации мелких млекопитающих позволяет предполагать наличие открытых остепненных пространств, а об открытых каменистых ландшафтах свидетельствует присутствие снеговых полевок. Доминирование видов степной и лесостепной зоны указывает на более сухие и прохладные климатические условия. Микротириоассоциация может быть предварительно отнесена к одной из сухих и прохладных фаз позднего плейстоцена.

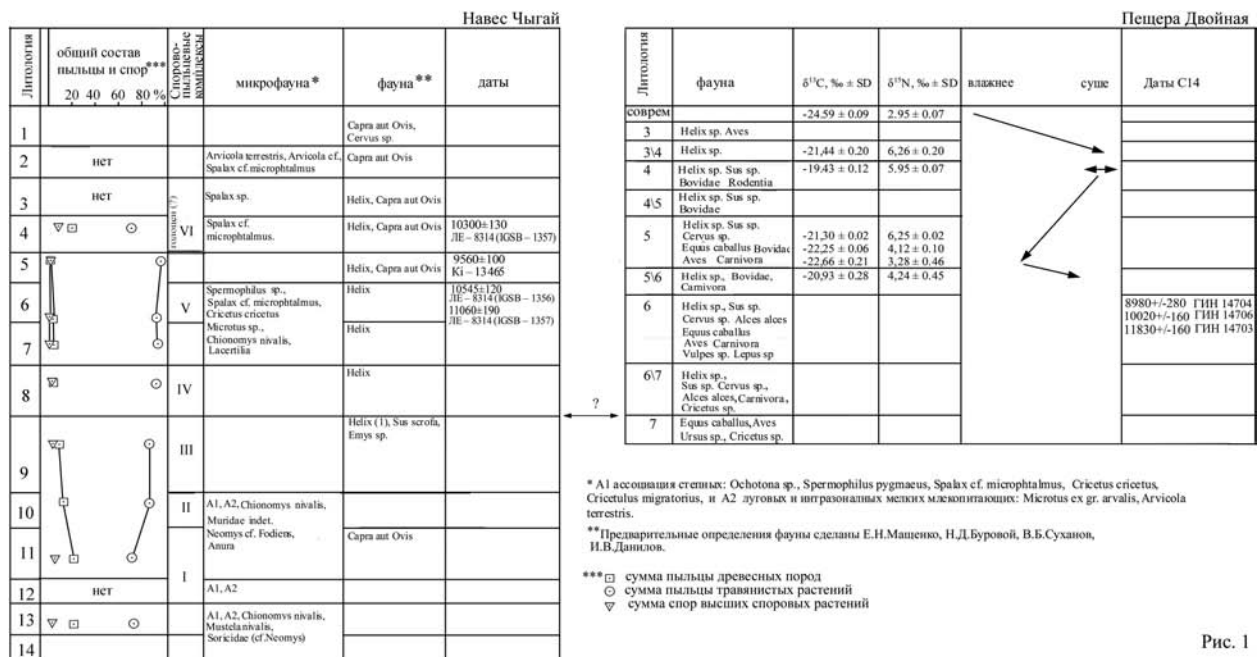


Рис. 1. Сводная таблица полученных данных естественных наук для навеса Чыгай и пещеры Двойная



По данным палинологического анализа слой 8 формируется в один из наиболее холодных в климатическом отношении отрезков, а слой 4 относится уже к отложениям раннеголоценового времени.

По предварительным определениям фауна обоих памятников представлена как лесными, так и степными видами. Подобная мозаичность встречается в некоторых горных и предгорных районах и связана с вертикальной поясностью, климатической и растительной.

Согласно результатам анализа стабильных изотопов азота  $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$  и углерода  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  в раковинах наземных моллюсков *Helix* spp., происходящих из слоев 3–6 пещеры Двойная и современных (собранных в августе 2012), формирование древних

отложений происходило в более сухих относительно современных условиях. Относительно сухие климатические условия, соответствующие времени формирования слоя 6 (2 к.с.), сменяются более влажными (слой 5), наиболее засушливые условия фиксируется на уровне контакта слоя 3 (обвальная горизонт) и 4. Радиоуглеродные даты намечают время формирования слоев, содержащих раковины моллюсков *Helix* spp., в диапазоне от 8,9 до 11,8 тыс. л.н. (рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН «Традиции и инновации», грантов РФФИ № 12–06–00202–а, № 12–04–00655–а и № 12–04–31010–мол\_а.

МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ, ИНТЕРСТАДИАЛЫ  
И ЛЕДНИКОВЫЕ СТАДИИ  
В НЕПРЕРЫВНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ  
ЛЕТОПИСИ ОСАДКОВ ОЗЕРА  
ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ПОЛЯРНАЯ ЧУКОТКА)  
ЗА ПОСЛЕДНИЕ 450 ТЫСЯЧ ЛЕТ

INTERGLACIAL, INTERSTADIAL,  
AND GLACIAL INTERVALS FROM  
A CONTINUOUS CLIMATE RECORD FROM  
SEDIMENTS OF EL'GYGYTGYN LAKE  
(POLAR CHUKOTKA) DURING  
THE LAST 450 THOUSAND YEARS

А.В. Ложкин<sup>1</sup>, П.М. Андерсон<sup>2</sup>, П.С. Минюк<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия  
lozhkin@neisri.ru

<sup>2</sup>Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичных исследований  
Вашингтонского университета, Сиэтл, США  
pata@u.washington.edu

A.V. Lozhkin<sup>1</sup>, P.M. Anderson<sup>2</sup>, P.S. Minuyk<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia

<sup>2</sup>Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

Продолжение исследований осадков кратерного озера Эльгыгытгын, образовавшегося при падении метеорита около 3,6 млн л. н. за Полярным кругом Чукотки в районе с координатами 67°30' с. ш., 172°05' в. д., представляет возможность получить непрерывную летопись изменений климата и растительности в восточном секторе Арктики в четвертичный период.

Оз. Эльгыгытгын находится в кратере диаметром 18 км. Размеры озера 12–14 км. Абсолютная отметка поверхности воды 489 м. Глубина озера в центре достигает 173 м. Окружающие озеро вершины Анадырского плоскогорья поднимаются до 600–1000 м. Растительный покров в окрестностях озера представлен в основном лишайниками и травами. Часто, особенно на возвышенностях, покров прерывистый. Невысокие кустарники *Salix krylovii*, *S. alaxensis* занимают защищенные участки вблизи открытых горных долин и в долине вытекающей из озера р. Энмываам. *Betula exilis* ограничена участками с накоплением органики в долинах рек на террасах и седловинах как регионально, так и около озера. На Анадырском плоскогорье развиты мозаичная низкокустарниковая и доминирующая травянистая тундры с небольшими популяциями *Pinus pumila* и *Duschekia fruticosa*. Роль высококустарниковой растительности к югу от оз. Эльгыгытгын возрастает. Ветровой занос пыльцы ольховника, сосны стланиковой, березы определяет состав современных спорово-пыльцевых спектров донных осадков озера, в которых содержание пыльцы *Duschekia fruticosa* достигает 35 %, *Betula* 20 %, *Pinus pumila* 15 %, а общее количество пыльцы кустарников может составлять 45 %. Принимая во внимание низкую пыльцевую продуктивность растительных сообществ, развитых сейчас вблизи озера, эту особенность современных спектров в осадках озера

необходимо учитывать при реконструкции растительности как межледниковых, так и ледниковых интервалов.

Полная мощность осадков оз. Эльгыгытгын вскрыта скважиной D1, пройденной в его центральной части. Длина керна озерных осадков равна 317 м. В подстилающие осадки импактные породы скважина углубилась на 200 м.

Полученные сейчас палинологические данные вносят ясность в картину изменений окружающей среды в полярных районах Чукотки в течение межледниковых, интерстадиальных и ледниковых интервалов квартала. Часть пыльцевых записей осадков оз. Эльгыгытгын еще требуют проведения дополнительных анализов. Особенно это касается ледниковых стадий. Установленные в течение последних 450 тыс. лет межледниковые, интерстадиальные и ледниковые интервалы сопоставляются с морскими изотопно-кислородными стадиями. В этот период максимум тепла проявился в межледниковье, соответствующее 11 изотопной стадии (364 – termination V 424 тыс. л. н., глубина 1780–1930 см). Пыльцевые спектры, характеризующие осадки, синхронные 11 стадии, показывают развитие лесов из *Picea obovata* и галерейных лесов, сложенных *Larix cajanderi*, *Populus suaveolens*, *Chosenia arbutifolia*, *Alnus hirsuta*. Растительность была подобна современным реликтовым лесам в долине р. Яма, впадающей в залив Шелехова Охотского моря. Климатические параметры для максимума тепла 11 изотопной стадии – средние июльские температуры +12–16° С, средние январские -20–24° С, средние летние осадки 300–400 мм, средние зимние осадки – 100–150 мм. Предшествующая ледниковая стадия, отвечающая 12 изотопной стадии, свидетельствует о развитии ландшафтов с угнетенной бедной растительностью, близкой по своему со-

ставу растительности острова Врангеля, находящегося в 600 км севернее оз. Эльгыгытгын. В доминирующей осоково-злаковой тундре сплошной растительный покров отсутствовал; каменистые склоны и небольшие возвышенности занимали сообщества полыней и полярных маков. *Salix* была представлена только кустарниковыми видами, прижатые к почве, но в защищенных участках долин формировавшими незначительные по площади заросли высотой не более метра. Средние июльские температуры, по-видимому, не поднимались выше +2° С. Весьма близки спектрам 12 изотопной стадии спорово-пыльцевые спектры, установленные в осадках, отнесенных к ледниковой стадии 10, но содержание в спектрах 10 стадии пыльцы Poaceae, а также спор *Selaginella rupestris*, подчеркивающих широкое развитие каменистых склонов и осыпей, заметно увеличивается.

Спорово-пыльцевые спектры в осадках оз. Эльгыгытгын на глубине 1547–1613 см отражают растительность межледниковья, соответствующего изотопной стадии 9 (termination IV 337 тыс. л. н.). Прежде всего, обращает внимание высокое содержание в спектрах пыльцы *Larix* (5–10 %), свидетельствующее о развитии в окрестностях озера сомкнутого лиственничного леса с густым подлеском из ольховника, кустарниковых берез и сосны стланиковой. По всей вероятности, в состав этих лесов входили древовидные березы и ольха (*Alnus hirsuta*). Небольшое участие в спектрах пыльцы *Pinus pumila* показывает, что сосна стланиковая еще не образовывала заросли в горах выше границы леса. Лиственничные леса, господствовавшие в районе оз. Эльгыгытгын в течение 9 изотопной стадии можно сравнить с современными лесами в глубоких горных долинах северного Приохотья, бассейнов верховьев рек Колыма и Индигирка. В холодный интервал изотопной стадии 9, – подстадия 9b, территория, занимаемая лиственничными лесами, резко сокращается. Широко распространяются осоково-злаковые тундры, сохраняющие доминирующую роль в растительном покрове также в течение периода, синхронного изотопной подстадии 9a. В относительно теплые подстадии изотопной стадии 9 климатические условия определялись следующими параметрами: средние температуры июля +12–14° С, средние температуры января -28–36° С, количество годовых осадков 350–500 мм.

В ледниковую стадию, сопоставляемую с изотопной стадией 8, растительность вблизи оз. Эльгыгытгын и региональная растительность представляла травянистую тундру с доминированием злаков и осок. Встречающаяся в спектрах редкая пыльца кустарников (*Betula*, *Duschekia*), по всей вероятности, была принесена ветром с дальних

площадей из рассеянных популяций. В заключительные фазы развития растительного покрова в течение изотопной стадии 8 существенно возрастает роль злаковых (количество пыльцы Poaceae достигает в спектрах 90 %), а на каменистых участках склонов – *Artemisia*, Papaveraceae, *Selaginella rupestris*. Растительность экстремально холодного сухого климата подчеркивают также пыльцевые спектры ледниковой стадии 6, отличающиеся от спектров стадии 8 более высоким содержанием пыльцы *Artemisia*.

В ледниковые стадии позднего неоплейстоцена, отвечающие изотопным стадиям 4 и 2, в районе оз. Эльгыгытгын господствовали травянистые тундры со стелющимися формами ивы. Низкая концентрация пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах отражает растительный покров менее равномерный, чем в настоящее время, сменяющийся ландшафтами, лишенными растительности. Особенностью спектров, продуцированных тундрами позднеплейстоценовых ледниковых стадий, является обилие спор *Selaginella rupestris*, что подчеркивает развитие сухих, лишенных растительности или со скудной растительностью каменистых склонов. Покрываемые растительностью поверхности, вероятно, были ограничены защищенными небольшими возвышенностями. Процентное содержание спор *Selaginella rupestris*, относительно невысокое в спектрах среднеплейстоценовых ледниковых стадий, свидетельствует, что основной растительный покров на низких склонах в течение этих стадий был более сомкнут, чем в ледниковые стадии позднего неоплейстоцена. Сухие сообщества (*Artemisia* и другие сложноцветные) были обычны в растительном покрове среднего и позднего плейстоцена. Часть пыльцы Сурегасеае, обычно показывающей умеренно влажные местонахождения, по всей вероятности, могла быть продуцирована видами степных сообществ, отмеченных в альпийских зонах. Климатические условия ледниковых стадий позднего неоплейстоцена характеризуются июльскими температурами и сезонными осадками значительно ниже современных: средние температуры июля +2–3°, количество осадков в июле изменялось от 28 до 40 мм. Средние температуры января составляли -24–25° С, а количество осадков 17–19 мм. Такие климатические реконструкции показывают, что на развитие сообществ кустарниковой тундры низкие летние температуры и атмосферные осадки оказывали большее влияние, чем экстремально низкие зимние температуры.

Палинологические данные, характеризующие интерстадиалы, сопоставляемые с изотопной стадией 7 (termination III 243 тыс. л.н.) и изотопной стадией 3, имеют черты ледниковых и межледниковых спектров. Пыльцевые спектры изотопной

стадии 7 показывают широкое распространение злаково-осоковой тундры. Для этих спектров важными таксонами являются пыльца *Betula* и пыльца *Salix* и, вероятно, кустарниковая береза произрастала на нагорье в окрестностях оз. Эльгыгытгын. Спектры изотопной стадии 3 свидетельствуют, что в региональной и локальной растительности доминировала сухая Poaceae-*Artemisia* тундра с *Salix* как преобладающим кустарниковым таксоном. Аналоги спектров встречаются на о. Врангеля, подчеркивая, таким образом, небольшие различия между ледниковой и интерстадиальной растительностью. Спектры, характеризующие растительность позднплейстоценового межледниковья (изотопная подстадия 5e, termination II 130 тыс. л.н.), отличаются весьма высокими содержаниями пыльцы *Betula* и *Alnus*, отражающими открытые березовые лесотундры. В этот период границы *Larix cajanderi* и древовидных *Betula* продвигались на север на 600–1000 км. Компьютерная программа

климатических аналогов показывает, что в течение изотопной подстадии 5e температуры января варьировали от -16 до -24,7°C, температуры июля от +10,6 до +12,7°C, почти соответствуя значениям для постгляциального термического максимума изотопной стадии 1 (termination I 12,4 тыс. л.н.).

Полная климатическая летопись оз. Эльгыгытгын является основой для разработки стратиграфической схемы четвертичного периода Чукотского региона. Как известно, несмотря на серьезные усилия по согласованию спорных вопросов стратиграфии четвертичных отложений Чукотки, сделанные в 80-е годы прошлого столетия, главные стратиграфические региональные проблемы все еще весьма дискуссионны.

Исследования поддержаны ДВО РАН (проекты 12-III-A-09-198, 12-II-CO-08-024, 12-05-00286a). Мы благодарны за помощь в подготовке материалов Е.Ф. Городничей, Ю.А. Корзун, Т.Б. Соломаткиной, Е.Д. Такмазян.



О.В. Лозовская<sup>1</sup>, В.М. Лозовский<sup>1</sup>, А.Н. Мазуркевич<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

olozamostje@gmail.com, zamostje68@gmail.com

<sup>2</sup>Государственный Эрмитаж, Санкт-Петербург, Россия

a-mazurkevich@mail.ru

O.V. Lozovskaya<sup>1</sup>, V.M. Lozovski<sup>1</sup>, A.N. Mazurkevich<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup>The State Hermitage Museum, St. Petersburg, Russia

Стоянка Замостье 2 относится к типу озерных поселений охотников-рыболовов, характерных для лесной зоны Восточной Европы в среднем голоцене. Современный ландшафт окрестностей памятника представляет собой низкую пойму реки Дубна (приток Волги), занимающую часть древней озерной котловины, образование которой связано с экзарационной деятельностью ледниковых покровов (Алешинская и др., 2001). Она частично дренируется транзитной по отношению к ней р. Дубна, текущей в настоящее время в искусственном русле. В 2 км к В от стоянки сохранились остатки некогда обширного озера Заболотского, окруженного заболоченной и заросшей низиной дренированной реки Сулать. Западный борт котловины очерчен озерной террасой в 1 км к ЮЗ от стоянки, восточный борт представляет собой террасированное подножие камовых холмов на расстоянии 4–5 км. Склоны террасы выположенные, относительная высота ее края над низиной около 1 м.

Современные пойменные отложения представлены озерно-болотно-аллювиальным комплексом, общая мощность которых от 1–3 до 15 м и более (по данным Института Мосгипроводхоз). Ниже залегают отложения морены (флювиогляциальные песчано-галечные отложения) среднечетвертичного возраста.

В рассматриваемой гляциодепрессии озерные бассейны, связанные между собой водотоками, существовали на протяжении большей части голоцена, однако их размеры и очертания береговой линии претерпевали значительные изменения. Именно такие условия – перемычки между озерными расширениями – привлекали группы охотников-рыболовов на протяжении всего атлантического периода голоцена.

В настоящее время древний рельеф стоянки Замостье 2 не читается, поверхность поймы имеет полого-волнистый характер за счет многочисленных микро понижений и повышений. Морфологический анализ микрорельефа позволяет предположить, что данная территория представляла собой лагунную

зону водоема, открывавшегося в северном направлении (Lozovski et al., 2012). В южном направлении, вероятно, существовала сухопутная перемычка, разделяющая два палеоводоема, которые соединились протокой. Берега палеоводоема находились на месте современных возвышенностей, предположительно на уровне 128 м. На это указывает распространение торфяников. В районе стоянки виден мыс, вдающийся в водоем. Наличие мыса привело к формированию лагунных условий (залива) и отмелей (отметки 128–127 м), благоприятных для жизнедеятельности. Основное направление течения по-видимому совпадало с нынешним направлением течения в р. Дубна.

Стоянка Замостье 2, прорезанная искусственным руслом реки Дубна, включает два исследованных участка – раскоп вдоль берега полосой 32 м (160 кв.м) и подводный участок на дне реки в южной части стоянки, обследованный на площади 75 кв.м. Археологический материал включает инвентарь четырех поселений периодов позднего мезолита, раннего и среднего неолита в интервале с начала VII до середины V тыс. cal BC. Мощность культурных слоев, залегающих в мокрых торфяниковых отложениях, составляет более 1 м. Помимо многочисленных орудий из камня, кости, рога и глины (Lozovski, 1996), на стоянке найдены остатки разновременных деревянных конструкций (Лозовская и др., 2012).

Анализ продольного разреза (32 м, С-Ю) памятника показал существенную разницу в осадконакоплении южной и северной раскопанных частей стоянки. Так, северный участок отличается равномерным и регулярным характером отложений, практически горизонтальным залеганием культурных слоев. На основе распределения артефактов, их численности, состава и положения в культурном слое можно с уверенностью говорить о существовании на этом месте жилой площадки для периодов раннего неолита и позднего мезолита (верхний слой). Нижний слой позднего мезолита не обладает выраженными чертами дневной поверхности поселения, но исходя из контекста находок и вме-

щающих их отложений, может рассматриваться как переработанный на месте в результате прибрежной волновой деятельности. В южной части разреза поведение литологических и культурных слоев резко изменяется, отмечаются прогибы и разрывы слоев и их разнонаправленная деформация. Эти явления могут быть интерпретированы как свидетельства воздействия достаточно активной водной среды – озера или протоки.

Именно в южной части стоянки были найдены рыболовные верши конической формы из расщепленных сосновых лучин (Лозовский, 1997; Лозовская и др., 2012). Их расположение компактной группой, в окружении вертикально вбитых кольев и отдельно лежащих березовых столбов, водный характер отложений и находки костей рыб (окунь, ерш) в анатомическом порядке, позволяют предполагать, что они были оставлены в воде, возможно, недалеко от берега. Верши датируются серединой VI тыс. cal BC (ранний неолит).

Подводные разведки участка дна реки, прилегающего к раскопу с вершами, позволили выявить другие деревянные объекты, также предположительно связанные с рыболовным промыслом. Это конструкции из расщепленных лучин, в том числе одна перевязанная веревочками, которые в настоящий момент интерпретируются как легкие перегородки и датируются концом VII тыс. cal BC (верхний слой позднего мезолита). А также вертикально вбитые колья (150 экз.) небольшого диаметра, расположенные изолированно или регулярными скоплениями (Лозовская и др., 2012). Колья сделаны из разных пород дерева, среди которых преобладает граб (40), реже представлена черемуха (19), тополь (19), ива (15), вяз (15) и сосна (11), другие породы единичны (ольха, клен, береза, ясень) (определения к.б.н. М.И. Колосовой, ГЭ). Колья разновременны, выделяются четыре хронологических группы (на основании 18 дат C14) – ок.6150–6000 cal BC (поздний мезолит), ок.5300–5100 cal BC (ранний неолит), ок.4950–4650 cal BC (рубеж раннего/среднего неолита) и ок. 4550–4350 cal BC (средний неолит), которые могут маркировать определенную глубину водоема, благоприятную для экономической деятельности.

Резкое повышение уровня воды в раннем неолите фиксируется по археологическим данным по сильным разрушениям (промоинам) мощного верхнего мезолитического слоя и расположению рыболовных вершей непосредственно над ним (прослойка местами составляет менее 3 см). В то же время расположенные в 5–7 м к ЮЮВ «легкие перегородки» того же возраста указывают также на близкое соседство палеоводоема, перепад высот составляет чуть более 1 м, берег имел заметный уклон к воде.

Сопоставление имеющихся данных по геологии и рельефу района стоянки с результатами археологических исследований позволяет связать разные этапы жизни на поселении с определенными палеогеографическими событиями и, прежде всего с изменением размеров палеоводоемов. Нижний культурный слой стоянки (ок.6900–6700 cal BC), маркирует существование поселения древнего человека на пологом берегу крупного палеозера в период непродолжительного понижения уровня воды. Стоянка располагалась на мысу, глубоко вдающемся в озеро. Для этого периода фиксируется использование лодок (весла), сетей (поплавки) и массивных крючков, рыбный рацион наиболее разнообразен (11 видов), представлены отдельные крупные особи сома и судака, размеры щук больше, чем в вышележащих слоях (Radu, Desse-Berset, 2012). Все виды одинаково приспособлены для обитания в проточной воде или озере, но предпочитают неглубокие, хорошо прогреваемые водоемы, богатые растительностью. Для изготовления деревянного инвентаря чаще всего использовались сосна, береза и вяз (Лозовская, Колосова, 2010). Это в целом согласуется с данными по составу лесов, в которых преобладали сосна и береза при незначительном участии широколиственных пород (вяз, липа), лещины в подлеске и ольхи по берегам водоемов (Алешинская и др., 2001). Постепенный подъем воды в результате последующего трансгрессивного этапа прервали жизнь на этом участке стоянки на несколько сотен лет.

Верхний позднемезолитический слой сформировался ок. 6250–6000 cal BC в условиях регрессивного этапа палеоводоема, на что указывает площадь распространения мощного культурного слоя и состав отложений. Поселение располагалось непосредственно на берегу протоки. Кроме заградных сооружений для рыбной ловли использовались лодки (весла), сети (поплавки), крючки и гарпуны (зубчатые острия). Видовой состав рыб менее разнообразен, преобладают остатки щуки, окуня и карповых; размеры рыб небольшие, возраст до 3 лет. Состав леса изменился в сторону увеличения разнообразия лиственных деревьев, появляется пыльца дуба. Однако для изготовления деревянных орудий в основном используется сосна, в меньшей степени ива, береза, вяз. Конструкции из лучин выполнены из расщепленной сосны и ивы. В целом, эти данные хорошо вписываются в схему палеоэкологических реконструкций для всего Волго-Окского междуречья, указывающих на постепенное понижение уровня озерных водоемов с пиком регрессии ок.7200–7100 uncal BP.

Характер разрушений и размыва верхнего мезолитического слоя в прибрежной зоне стоянки Замостье 2 маркирует резкий подъем уровня воды

в начале неолита. Береговая линия палеозера отодвинулась глубже на сушу, если судить по положению рыболовных вершей. Датировка вершей совпадает с максимумом трансгрессии по данным для региона в целом. Изученная жилая площадка на северном участке стоянки синхронна или моложе этой даты. Отсутствие на данный момент кольев этого периода в русле современной Дубны, возможно, объясняется большой глубиной водоема в этом месте. Можно также предположить функционирование дополнительной протоки, зафиксированной по данным анализа современного микрорельефа. Хозяйство населения было сконцентрировано вокруг рыбной ловли. Найдено большое число стандартных крючков и разнообразные типы гарпунов, которые особенно эффективно могли использовать в период нереста. В это время видовой состав пойманной рыбы уменьшается (до 6), преобладают мелкие особи щуки, окуня, ерша и карповых. В ландшафте начинают господствовать смешанные леса, количество сосны падает из-за неблагоприятных условий произрастания, но верши изготовлены из крупных стволов сосны, среди мелкого инвентаря есть изделия из сосны, липы и вяза. В зоне доступа росла калина, которая активно использовалась в пищу (нагар).

Конец раннего – первая половина среднего неолита ок. 4950–4350 cal BC, представленные многочисленными кольями в русле Дубны и выраженным

культурным слоем льяловской культуры в северной части стоянки, соответствовали относительно низкому уровню воды палеоводоема. Климатический оптимум голоцена характеризовался широким распространением ольхи, господствовали смешанные или широколиственные леса (береза, дуб, вяз, липа, лещина). Для кольев использовался широкий спектр пород деревьев, в основном произраставших в пойменных лесах – тополь, ива, ольха, черемуха, а также граб. Среди остатков рыб представлены щука, окунь и карповые (7 видов). В результате последовавшего затем регионального подъема воды жизнь на поселении надолго прервалась.

Таким образом, на протяжении более двух тысяч лет с позднего мезолита до среднего неолита поселения древних людей были приурочены к самому берегу водоема. Хозяйственное освоение водных пространств, выраженное в сооружении деревянных конструкций, связывается в одних случаях с регрессивными фазами (верхний мезолитический слой и конец раннего/средний неолит), в других случаях с мелководными участками трансгрессивного этапа (ранний неолит). Существенным в данном случае, вероятно, являлась глубина водоема. Разница по уровню залегания ранне-неолитических вершей и «перегородок» позднего мезолита составляет не менее 130 см.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-06-00090-а.

### Список литературы

1. Алешинская А.С., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Геолого-палеоэкологические события голоцена и среда обитания древнего человека в районе археологического памятника Замостье 2 / Каменный век европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры. Сергиев Посад, 2001. С. 248–254.
2. Лозовская О.В., Колосова М.И. Особенности использования сырья для изготовления деревянного инвентаря в позднем мезолите по материалам стоянки Замостье 2 // Труды III (XIX) Всероссийского археологического съезда. Т. 1. СПб-Москва-Великий Новгород, 2011. С. 168–169.
3. Лозовская О.В., Лозовский В.М., Мазуркевич А.Н., Clemente Conte I., Gassiot E. Деревянные конструкции на стоянке каменного века Замостье 2 (Сергиево-Посадский район Московской области): новые данные // КСИА, 2012. № 227. С. 248–256.
4. Лозовский В.М. Рыболовные сооружения на стоянке Замостье-2 в контексте археологических и этнографических данных // Древности Залесского края. Сергиев Посад, 1997. С. 52–65.
5. Lozovski V. Zamostje 2: the Last Prehistoric Hunter-Fishers of the Russian Plain. Treignes, CEDARC, 1996.
6. Lozovski V. M., Mazurkevich A. N., Lozovskaya O. V., Mazurkevich K. N., Hookk D. Yu., Kolosova M. I. Paleoenvironment in the Late Mesolithic-Early Neolithic at Zamostje 2 site / Geomorphic Processes and Geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism. Moscow-Smolensk, 2012. P.168–170.
7. Radu V., Dese-Berset N. The fish from Zamostje and their importance for the last hunter-gatherers of the Russian plain (Mesolithic-Neolithic) // BAR International Series 2354. 2012. P. 147–161.

**Д.В. Лопатин**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
lopatin12@yandex.ru*

**D.V. Lopatin**

*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

Селенгино-Манзурская гидросистема представлена разветвлённой речной сетью, выполненной констративным аллювием манзурской свиты. В настоящее время она приподнята и деформирована новейшими тектоническими движениями с амплитудой от 620 до 880 м в процессе погружения Байкальской впадины и поднятия Приморского хребта Западного Прибайкалья. Её составляют две ветви: Анайско-Сарминская и Бугульдейско-Голоустенско-Манзурская. Соединяясь вместе они образуют бассейн Верхней Пра-Лены, включавший тогда и бассейн р. Селенги (рис. 1).

Манзурский аллювий – это толща аллювиальных, мелководно-озёрных и делювиальных отложений, представленных песчаными разностями с прослоями и линзами гравийно-галечников. В верхах разреза отложения составляют щебнистые пески, дресвяно-гравийные суглинки и пески, алевриты, глины и илы, формировавшиеся в интенсивно развитой гидросети с постепенным переходом снизу в верх по разрезу от инстративной к констративной динамическим стадиям осадконакопления. Верхние аллювиальные фации перемежаются с делювиальными и озёрными, а поверхность этих толщ плавно переходит в поверхность долинных педиментов. Максимальные мощности аллювия приурочены к системе параллельных приразломных эрозионных понижений северо-западного простирания и изменяются от 10 до 195 м. Все вместе они представляют мобильную зону (сжатия) перехода от плоскогорий и плато Сибирской платформы к поднятиям Приморского хребта. Вся верхняя часть толщи имеет белёсую мучнистую присыпку каолинового и монтмориллонитового состава. Именно эта присыпка и создаёт белёсый оттенок свиты. По-видимому, после своего образования эти отложения испытали процесс выветривания. Типичные разрезы манзурского констративного аллювия расположены вблизи Обручевского и Приморского сбросов, ограничивающих впадину Байкала со стороны озера в водораздельном поясе Приморского хребта. Их абсолютный возраст, полученный по

термолюминисцентному методу, имеет общий разброс дат в опорных разрезах от 1700 в основании до 78 тыс. лет в верхних горизонтах, что полно освещено в литературе. Полным аналогом этих отложений в Забайкалье является аллювий белёсой толщи.

В разрезах «Косая Степь, № 42», «Перевальный, № 43» и «Еланцы, № 9» (рис.1) расположенных в Бугульдейско-Голоустенско-Манзурской ветви был произведен тотальный анализ петрографического состава обломочных пород. Выяснилось, что вниз по разрезу происходит увеличение количества экзотических эффузивов: от 8 % в средней части верхнего песчаного слоя в разрезе «Перевальный» до 22 % у подошвы галечников (в разрезах «Косая Степь»). У основания разреза песчаного горизонта в разрезе «Косая Степь» наблюдается снижение количества галек эффузивов до 19 %. Высокий процент этих обломков в галечниковом прослое песков верхнего слоя этого разреза до 17 % (при общем содержании всего слоя 8 %) свидетельствует об обогащении песчаного слоя эффузивами, что происходило за счёт размыва нижележащих горизонтов. Ранее было однозначно аргументирован тот факт, что приведённые материалы свидетельствуют о приносе экзотических эффузивов извне, скорее всего из Забайкальского региона, но не из юрских конгломератов Иркутского амфитеатра, так как водная артерия, пересекающая юрские конгломераты впадает в главную реку ниже разреза «Перевальный».

Сопоставляя результаты анализа петрографического состава галек, ориентировки падения их плоскостей, углов наклона косой слоистости в песках, окатанности экзотических эффузивов при больших мощностях аллювия, можно сделать вывод о констративном типе осадконакопления протекавшей здесь некогда реки 7–8 порядка. Присутствие слабо окатанных галек местных пород в верхних горизонтах свидетельствует об интенсивном поступлении в аллювий склоновых отложений в конечную стадию осадконакопления. Такой фациальный комплекс характерен при образовании педиментов,



«опирающихся» на верхние горизонты аллювия. Присутствие в разрезах большого количества галек дальнотранспортных экзотических эффузивов свидетельствует о том, что верховья этой реки располагались за современными границами озера Байкал и составляли единую транзитную Селенгино-Ленскую водную артерию. К этому можно добавить, что в конце седиментационного цикла наблюдалось постепенное угасание древней долины, что может быть связано с сокращением водосбора некогда великой реки, в процессе образования байкальской озёрной ванны, сопровождавшегося блоковым воздыманием её бортов амплитудой не менее 1600 м.

Значение манзурского аллювия для определения образования глубоководной впадины Байкала заключается в следующем. Пески древнего аллювия резко полимиктовые. Их минералогический и химический состав практически идентичен составу гранитов, что, несомненно, свидетельствует о доминировании этих пород в древнем водосборном бассейне. Разветвленный плановый рисунок палеогидросети, очевидно, нельзя связывать с процессами бифуркации. Разветвленность долинной сети объясняется относительно равнинным характером палео-рельефа, близким к единому гипсометрическому уровню поверхности междуречий и межгорных понижений, что свойственно особенностям констративной фазы аккумуляции аллювия. Рядом расположенные субпараллельные рукава речных артерий, очевидно, формировались в разное время в процессе постепенного заполнения аллювием и смещения русел в сопредельные понижения и приразломные депрессии.

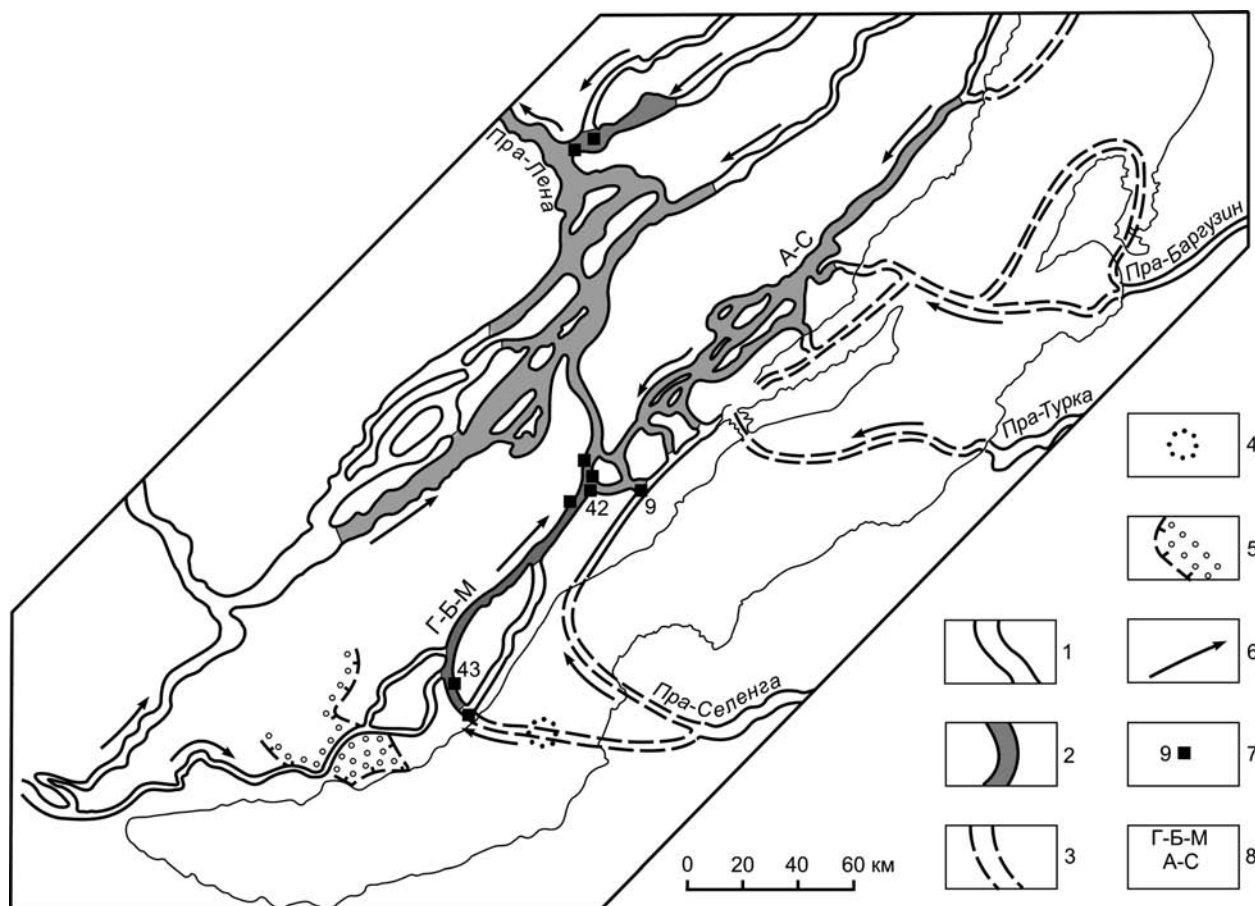
Автор не разделяет представление о стоке вод Байкала в бассейн р. Лены по системе древних долин манзурской системы. Этому противоречит констративный тип манзурского аллювия, вскрытого в предполагаемом истоке у мыса Роговик в обрыве над Байкалом, а также петрографический состав обломочного материала, среди которого здесь по нашим данным и исследованиям Е.Е. Кононова, Б.А. Литвиновского, Е.Н. Смолянского и В.А. Мокрыгиной преобладает галька вулканитов (40 %) весьма устойчивых пород (кварца, кварцита, кварцевого порфира, окварцованного песчаника), имеющих 3–4 класс окатанности. Они не могли достичь такой степени обработки, переместившись всего на 1–3 км. Например, в истоке р. Ангары доминирует практически необработанный глыбово-брекчийно-щебнистый материал только местных пород с минимальным количеством песчаных фракций.

Состав обломочного материала манзурской свиты «экзотический», не свойственный протерозойским и кембрийским осадочным комплексам краевой части Сибирской платформы. Доля галек

вулканитов достигает 60–70 % от их общего объема. Так у с. Манзурка состав обломков следующий (%): порфиры – 38, кремень и кремнистый сланец – 24, кварц – 14, кварцит – 12, кварцитовидный песчаник – 6, гранит – 6. Средняя окатанность галек достаточно высокая и отвечает 2–4 классу (классификация Хабакова).

Для объективного решения вопроса о происхождении обломочного материала, выяснения путей переноса, определения дальности его транспортировки и реконструкции питающей провинции, из общей массы гальки следует выделить дальнепринесенную часть. К таким «экзотическим» обломкам, перенесенным на расстояние более 150–300 км, следует относить лишь гальку вулканитов, кварца и кварцитов 3–4 класса окатанности. По наблюдениям в карьерах у с. Косая Степь их в древнем аллювии содержится от 10 до 60 % (в среднем 30 %). С местными протерозойскими и кембрийскими породами платформенной части Западного Прибайкалья, очевидно, связана галька известняков, доломитов, песчаников и кристаллических сланцев. С прибайкальскими комплексами гранитоидов, массивы которых развиты в Приморском хребте вдоль берегов Байкала в бассейнах рек Голоустной, Бугульдейки, Анги и Сармы, связаны слабо окатанные обломки гранитов, сиенитов, кварца и кварцитов. Вышеприведенные данные подтверждают явное несоответствие состава манзурского аллювия породам петрографической провинции Западного Забайкалья. Вместе с тем, очевидно, что экзотические эффузивы могли быть принесены именно оттуда. Несмотря на то, что гранитоиды здесь занимают не более 30 % площади литосборного бассейна, минеральный и химический состав песков соответствует составу «среднего» гранита. Около 30 % гальки не могут образовываться за счет денудации и размыва местных осадочно-метаморфических и магматических комплексов. Некоторые разновидности пород (например, кварцевые порфиры), встречаемые в обломочном материале, вообще не известны здесь в коренном залегании.

Невозможно также объяснить, что локальный выход конгломератов, составляющий не более 2–3 % от площади водосбора древней долины, являлся поставщиком в нее 30 и даже 50–60 % «экзотического» дальнепреносного обломочного материала. Можно было бы привести и ряд других аргументов в доказательство вышесказанного, а также возрастных дат, отвечающих эоплейстоцен-средне-неоплейстоценовому возрасту аллювия, но эти доказательства опубликованы нами раньше (Вестник СПбГУ, 2004, сер.7, вып.1) и широко известны всем интересующимся исследователям возраста озёрной ванны Байкала.



**Рис. 1.** Схема реконструкции трансбайкальской гидросистемы, долины которой выполнены аллювием манзурской свиты (1,700–78 тыс. лет). 1–3 долинная сеть: 1 – фиксируемая по морфологическим признакам рельефа, 2 – манзурского времени установленная, 3 – предполагаемая по косвенным признакам; 4 – местоположение охристых галечников, установленных по данным глубокого бурения; 5 – поле юрских конгломератов, 6 – направление течения палеорек; 7 – местоположение опорных разрезов манзурской свиты (цифрами обозначены разрезы, характеризующиеся в тексте), 8 – названия систем палеорек: А-С – Анайско-Сарминская, Г-В-М – Голоусенско-Бугульдейско-Манзурская. 43 – «Превальный», 42 – «Косая степь», 9 – «Еланцы». Составлена Б.В. Томиловым и Д.В. Лопатиным (2004)

**СУБФОССИЛЬНЫЕ  
СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ  
СПЕКТРЫ НИЗОВЬЕВ Р. КОЛЫМЫ  
И ИХ СРАВНЕНИЕ С СОСТАВОМ  
СОВРЕМЕННОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ** | **SUBFOSSIL  
SPORE-POLLEN SPECTRA  
OF KOLYMA LOWLAND  
AND THEIR COMPARISON  
WITH MODERN VEGETATION**

Д.А. Лопатина<sup>1</sup>, О.Г. Занина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия  
dalopat@mail.ru

<sup>2</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
oksanochka\_zet@mail.ru

D.A. Lopatina<sup>1</sup>, O.G. Zanina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

Реконструкция четвертичной растительности по палинологическим данным тесным образом связана с изучением субфоссильных спорово-пыльцевых спектров. Важный вопрос в этих исследованиях – выяснение соотношения состава современной растительности и продуцируемого ею спорово-пыльцевого спектра и определение объективных критериев для воссоздания растительного покрова по составу ископаемых спектров. В настоящей работе приводятся результаты изучения субфоссильных спорово-пыльцевых спектров из поверхностных проб почв низовьев р. Колымы. Район исследования расположен между 68–70° с.ш. и 159–161° в.д. в поясе современных притундровых редколесий (подзона северной тайги) и южной субарктической подзоны тундры. Отбор проб сопровождался изучением флористического состава растительности района и непосредственно площадки отбора. Был проведен палинологический анализ образцов поверхностного слоя почв под различными растительными ассоциациями: петрофитно-разнотравной степи, злаково-петрофитноразнотравной степи, ерничкового редкостойного лиственничника, ерничково-багульникового редкостойного лиственничника, ивово-берёзово-зеленомошного редкостойного лиственничника, дна спущенного озера, заросшего иван-чаем, травянисто-зеленомошно-кустарничковой южной тундры со значительным участием берёзы тощей и пушицево-зеленомошно-кустарничковой южной тундры со значительным участием берёзы тощей.

Локальные особенности спорово-пыльцевых спектров сводятся к следующему. В спектрах из поверхностных проб почв степных участков доминирует пыльца сосны (около 90 %), пыльца трав и кустарничков занимает подчиненное положение, преобладают злаковые, разнотравье представлено единично. В спектрах проб, отобранных из лиственничников, преобладает пыльца деревьев и кустар-

ников (27–62.5 %), преимущественно за счет берез *Betula sect. Albae* (31.6–40.2 %) и *Betula sect. Nanae* (15.2–33 %) и ольховника (8.2–28.8 %); содержание пыльцы ивы 1.8–11.3 %, сосны 2.1–14.5 %, лиственницы единично. Пыльца трав и кустарничков содержится в количестве 35.5–71.5 %, доминирует сем. Роасеae, подчиненное положение занимает сем. Ericaceae, разнотравье представлено единичными зернами. Близкими по составу к спектрам из проб, отобранных в лиственничниках, являются спектры из тундровых проб. В группе деревьев и кустарников в них также преобладает пыльца *Betula sect. Albae*, *Betula sect. Nanae* и *Duschekia*, сходное содержание пыльцы сосны и ивы, но в отличие от спектров из лиственничников содержание *Betula sect. Albae* и *Betula sect. Nanae* одинаково и составляет порядка 30–40 %; отсутствует пыльца лиственницы. В группе трав и кустарничков, также как в спектрах из лиственничников, доминирует пыльца злаковых и верескоцветных, но при этом количество пыльцы этих семейств приблизительно одинаково (около 40 %). В спектре пробы, отобранной со дна спущенного озера, заросшего иван-чаем, доминирует пыльца трав, а в ее составе пыльца кипрейных (78.6 %), вероятно, принадлежащая к виду *Chamaenerion angustifolium* (L.) Scop.

Из приведенного анализа субфоссильных спорово-пыльцевых спектров и современной растительности Колымской низменности можно вывести следующие закономерности.

В спектрах постоянно присутствует пыльца сосны, ветроопыляемого рода, относящегося к группе дальнего переноса (Кабайлене, 1976). Максимум пыльцы сосны отмечен в спектрах из поверхностных проб степных участков. Безусловно, пыльца сосны, также как и единичная пыльца ели, определенная в спектрах, является дальнезаносной. В пробах из лиственничников пыльца лиственницы или отсутствует или отмечена единично. Пыльца этого

рода плохо сохраняется и не переносится на большие расстояния. Пыльца берез, определенная как *Betula sect. Nanae*, вероятно, относится к произрастающим в современной флоре исследуемого региона кустарниковым видам берез *Betula divaricata* Ledeb., *B. exilis* Sukacz. и *B. nana* L. Пыльца, отнесенная к *Betula sect. Albae*, также как и других представителей березовых – *Alnus* и *Duschekia*, является дальнезональным компонентом спектров. Содержание пыльцы ивы, насекомоопыляемого рода, в спектрах невысоко, тогда как в исследованных фитоценозах этот род зачастую преобладает. На субрецентных материалах было установлено, что содержание пыльцы ивы в спектрах значительно меньше ее фактического участия в растительном покрове (Смирнова, 1971). Это, возможно, обусловлено способом переноса пыльцы и ее морфологией. Пыльца ивы мелкая, часто склеенная в комочки. Основную массу пыльцы с энтомофильных растений собирают насекомые и, таким образом, она не попадает на поверхность почвы (Козьяр, 1985).

Сопоставление травянистых и кустарничковых растений, определенных в составе локальной растительности и спорово-пыльцевых спектрах проводится в основном по семействам, поскольку пыльца большинства растений этой группы зачастую из-за плохой сохранности даже в субфоссильных спектрах и отсутствием четких родоспецифических признаков определяется лишь до семейства. Многие роды растений не всегда находят отражение в спорово-пыльцевых спектрах из поверхностных проб, а если отражены, то не совсем адекватно в количественном отношении. Сопоставление состава растительности исследованных ценозов и субфоссильных спорово-пыльцевых спектров позволяет выделить три группы растений. К первой относятся растения, виды которых на пробных площадках представлены пыльцой в спектрах. В пределах этой группы можно выделить две подгруппы. К первой относятся семейства, пыльца которых чаще встречается в субрецентных спектрах, чем растения на площади. Это семейства *Rosaceae* (10/12), *Ericaceae* (9/12), *Caryophyllaceae* (3/8), *Asteraceae* (2/8), *Polygonaceae* (1/3), *Onagraceae* (1/2) и род *Rubus* (1/3), относящийся к сем. *Rosaceae* (первая цифра в скобках означает число пробных площадок, на которых встречаются виды семейства, вторая – число спектров, в которых обнаружена пыльца этого семейства). Вторая подгруппа включает два семейства, пыльца которых реже встречается в спорово-пыльцевых спектрах, чем растения на площади – *Syringaceae* (4/2) и *Lamiaceae* (2/1). Пыльца сем. *Rosaceae* составляет обычно более половины от всей суммы пыльцы трав и кустарничков. Злаковые характеризуются высокой пыльцевой продуктивностью, пыльца этих родов имеет

гладкую экзину без скульптурных выростов, что способствует ее быстрому рассеиванию в воздухе и переносу на большие расстояния. Высокой пыльцевой продуктивностью и транспортабельностью характеризуется и полынь, пыльца которой определяется в ряде спектров. Пыльца ветроопыляемого семейства осоковых имеет однослойную тонкую экзину, легко сминается в складки и теряет первоначальные очертания, в связи с чем становится трудноопределимой. Вероятно, из-за этого ее количественное содержание в спектрах значительно меньше ее фактического участия в составе растительности (пробы из участков тундры).

Семейства трав *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Onagraceae* и р. *Rubus*, диагностируемые по пыльце, являются энтомофильными. Их количественное содержание обычно невысокое и не соответствует их роли в растительном покрове. Лишь верескоцветные, в большом количестве и разнообразно представленные в локальной растительности, преобладают и в ряде спектров. Высокое содержание пыльцы кипрейных отмечено в пробе, отобранной со дна спущенного озера, заросшего иван-чаем. Пыльца розоцветных, разнообразно представленного в составе растительности региона имеет очень тонкую и нежную экзину и из-за низкого содержания спорополленина быстро разрушается в процессе окисления (Sangster, Dale, 1964). Лишь в трех спектрах единично отмечена пыльца представителя этого семейства – *Rubus chamaemorus* L.

Во вторую группу включены растения, которые определены в составе локальной растительности, но их пыльца не зарегистрирована в субрецентных спорово-пыльцевых спектрах. Это представители семейств *Scrophulariaceae*, *Saxifragaceae*, *Empetraceae*, *Juncaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rubiaceae*. А.К. Васильчук (2002) отмечает, что суровые климатические условия являются причиной относительно низкой пыльцевой продуктивности многих растений. Приспосабливаясь к неблагоприятным условиям, растения тундр зачастую переходят на вегетативное размножение, а это искажает картину растительного покрова, отраженного в спорово-пыльцевых спектрах. Клейстогамия (опыление в закрытых цветках), наблюдаемая у некоторых родов анемофильных растений при длительной пониженной температуре, способствует снижению пыльцевой продуктивности и, таким образом, более низкой концентрации пыльцы в отложениях.

Третью группу составляют растения, пыльца которых обнаружена в спектрах при отсутствии этих растений на исследуемых площадках. Это пыльца сем. *Chenopodiaceae* и родов *Allium* и *Senecio* (последний относится к сем. *Asteraceae*), являющаяся региональным компонентом в исследуемых спектрах. Не исключено, что часть пыльцы полыней



и злаковых, переносимой на большие расстояния, является также заносной.

Представители споровых в спектрах определены в незначительном количестве. Практически во всех спектрах присутствуют споры зеленых мхов, но их содержание единично и не отражает их заметную роль в растительном покрове.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что на степень соответствия растительности и субфоссильных спорово-пыльцевых спектров влияют локальные условия изучаемого района,

биологические особенности растений и специфика распространения и сохранности спор и пыльцы. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры низовьев р. Колымы лишь косвенно отражают состав окружающей растительности. Заметное содержание в спектрах дальнезаносной пыльцы обусловлено открытостью изучаемых ландшафтов, относительно низкой пыльцевой продуктивностью местных фитоценозов и переходом части растений на вегетативное размножение в условиях сурового климата.

#### Список литературы

1. Васильчук А.К. Палиноспектры  $C^{14}$ - датированных образцов синкриогенных пород севера Западной Сибири и Якутии // Криосфера земли, 2002. Т IV. № 2. С. 3–21
2. Кабайлене М.В. О рассеивании пыльцы ветром и методах его изучения // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976. С. 155–165.
3. Козяр Л.А. Методические основы спорово-пыльцевого анализа. М. Наука, 1985. 144 с.
4. Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части большеземельской тундры // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ. 1971. С. 57–64.
5. Sangster A.G., Dale H.M. Pollen grain preservation of underrepresented species in fossil spectra // Canad. J. Botan., 1964. V. 42. P. 437–449.

**О ВОЗРАСТЕ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА  
НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ, ИССЛЕДУЕМЫХ  
С ПОМОЩЬЮ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО  
ГЕОПРОФИЛОГРАФА** | **ABOUT THE AGE  
OF TELETSKOE LAKE  
BASED ON SEDIMENTS' ANALYSIS  
STUDIED BY THE HIGH-RESOLUTION  
GEOPROFILER**

**В.Г. Лужецкий**

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия  
lug@omzg.sccc.ru*

**V.G. Luzhetskiy**

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of the SB RAS, Novosibirsk, Russia*

По вопросу возраста Телецкого озера опубликованы много гипотез, но они не подтверждены экспериментальными данными и основываются на домыслах и предположениях. Среди геологов и географов бытует устойчивое мнение о том, что озеро молодое. Однако на наш взгляд, это не так и в своем докладе я постараюсь доказать, что озеро очень древнее.

Сегодня практически все исследователи пришли к единому мнению о том, что происхождение озера обусловлено тектоническими процессами. Но вот когда они происходили, на этот вопрос нет точного ответа. Сколько времени существует озеро это загадка, к решению которой можно приблизиться, если изучать скорости накопления донных осадков. Скорости осадконакоплений в первую очередь определяются климатическими условиями, существовавшими в прошлые времена. Поэтому при анализе данных приходится обращаться к событиям близких и далеких чередующихся слоев ледниковых и межледниковых эпох.

При исследовании процессов осадконакоплений обычно используют пробоотбор с помощью грунтозаборных трубок, бурение глубоководных скважин. Подробно изучены осадки на Байкале, где взяты сотни проб с помощью трубок во многих районах озера и пробурено в зимнее время 5 скважин за период 1993–1999 годы. На Телецком озере с помощью трубок уже многие годы проводятся работы по изучению современного осадконакопления, но при этом получают, к сожалению, керны малой длины, а о кернах из скважин приходится только мечтать.

Применяют для изучения осадков и геофизические методы, которые не определяют вещественный состав осадков, но зато они являются экономичными, оперативными и более информативными для общей оценки поведения отражающих границ. Выполненные в 1994–1995 годах российско-бельгийской экспедицией геофизические работы по сейсмопрофилированию в широтной части озера показали, что верхний сейсмокомплекс пред-

ставляет тонкослоистые осадки толщиной 30–40 м и которые образовались 15–20 тыс. лет назад. Время формирования комплекса было оценено по скорости современного осадконакопления верхнего слоя (1,5–2 мм в год) (Физико-географическая, 2001).

Мы не согласны с такими выводами и постараемся обосновать нашу точку зрения. Геофизические работы по сейсмопрофилированию в глубоководных озерах мы начали проводить еще в 2005 году, когда провели натурные испытания разработанного нами геопрофилографа высокого разрешения на Байкале. В точке бурения скважины BDP-99 на Посольской банке полученные временные разрезы совпали с литологическим разрезом керна и с этого времени мы начали интенсивно использовать геопрофилограф для изучения донных осадков глубоководных сибирских озер (Лужецкий, 2006).

Геопрофилограф позволяет получать временные разрезы (сейсмопрофили) высокого разрешения. Принцип его действия состоит в генерации звуковых волн, одноканальном приеме отраженных сигналов, их регистрации в цифровом виде. Работает геопрофилограф точно так, как и эхолот, но только он «заглядывает» глубоко в осадки за счет увеличения излучаемой энергии и снижения частотного диапазона. Основные его характеристики: разрешение – 30 см и менее; приемник – гидрофон; излучатель – бумер; энергия излучения 100–300 Дж; небольшая масса и малое энергопотребление (работает от аккумуляторов). Профилирование обычно осуществляется с использованием моторной лодки типа «Прогресс». Приемник отраженных сигналов (гидрофон) располагается у поверхности воды возле излучателя, а для выхода в центральную часть нужного участка озера используется GPS приемник.

В своем докладе (Лужецкий, 2008) для участка Колдор мы впервые привели оценки возраста Телецкого озера. Возраст вычислялся как отношение толщины всех слоев осадков до фундамента к средним скоростям осадконакоплений. Расчетный

возраст по осадкам в голоцене составил около 10 млн лет (при средней скорости осадконакопления 0,05 мм/год) и 20 млн лет для расчетного слоя от голоцена до МИС 8. Следует помнить о том, что полученные значения возраста является ориентировочным, так как мы не знаем истинных значений расстояний до фундамента и реальных значений скоростей звука в осадках.

Для примера приведем из литературных источников и наших данных средние значения скоростей осадконакоплений для различных озер и участков на них [мм/тыс. лет]: Байкал (Академический хребет, скважина BDP-98) – 40; Байкал (южная часть, BDP-97 по каротажным данным) – 87; Байкал (Южная часть, глубина 1400 м) – 40; Байкал (Посольская банка, скважина BDP-99) – 180; Хубсугул – 70; Эльгыгытгын – 50. Полученные нами средние значения скоростей осадконакоплений в Колдоре (50 мм/тыс. лет) близки к вышеприведенным значениям.

Достоверность наших данных подтверждает работа (Дучков и др., 1995), в которой сделан вывод о том, что для Телецкого озера характерно двухслойное строение придонных осадков, при этом самый верхний слой до глубины 0,7–1 м (слой голоцена) сложен желтыми алевроитовыми илами, а глубже залегают вязкие голубые ледниковые глины, представляющие основное препятствие для термозонда. Если считать, что скорость осадконакопления была около 2 мм/год, то за время голоцена толщина осадков составила бы 22 м, а при этих условиях не было бы каких-либо причин для заглужения термозонда. В работе (Физико-географическая, 2001) при определении возраста использовались скорости осадконакоплений, которые они наблюдали в современных условиях. Однако эти скорости не могут использоваться для оценки возраста озера, ибо они могут быть в десятки раз больше реальных значений, т.к. в верхнем слое осадки не уплотнены и не «сгорели».

То, что озеро не молодое, а древнее, свидетельствуют результаты, полученные с помощью разработанного нами метода «бесскважинного» определения скорости осадконакопления и возраста озер на основе использования временных разре-

зов высокого разрешения и датировок ледниково-межледниковых стадий кернов антарктических скважин «Восток» и EPICA. Этот метод является высокоэффективным, как по затратам, так и скорости получения конечных результатов и пригоден для оперативной оценки возрастов слоев, начиная с голоцена. При этом при интерпретации данных можно обрабатывать не только временной разрез профиля, но и при необходимости, любые временные разрезы трасс, входящих в этот профиль, что эквивалентно сотням разрезов кернов «пробуренных скважин». По этому методу возраст Телецкого озера составил более 500 тыс. лет.

Доказательством древности озера является и тот факт, что в нем мы обнаружили газогидраты, которые находятся в слое, сформированном около 230 тысяч лет назад. Но сегодня практически никто не верит в их существование, так, например, статья была отклонена рецензентом из-за того, что при существующей ныне температуре донных осадков, не выполняются требования гидратообразования по термодинамическим условиям. Но рецензент забывает о том, что за прошедшее время были две ледниковые стадии, во время которых температуры воды на дне были существенно низкими и термодинамические условия были достаточными для образования газогидратов, которые затем были законсервированы плотными донными отложениями.

В настоящее время необходимо обратить пристальное внимание к изучению уникального озера, о котором незаслуженно позабыли после проведения крупномасштабных исследований более 15 лет назад. Вероятно, наступило время для разработки новой научной программы по дальнейшему комплексному изучению Телецкого озера. Мы не теряем надежды на то, что рано или поздно, появится международная программа TIDP (Teletskoye International Drilling Program) с финансовой поддержкой ICDP (International Continental Drilling Program). В результате будет уточнен возраст древнего озера, изучен палеоклимат, проведены анализ и сравнение с кернами, полученными на скважинах озер Байкала, Хубсугула и Эльгыгытгына.

#### Список литературы

1. Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера / Под ред. В. Селегея, Б. Дехандсхюттера, Я. Клеркса, Е. Высоцкого и др. Королевский музей Центральной Африки, Тервюрен, Бельгия. Тр. Департамента геологии и минералогии. – 2001. Т. 105. – 310 с.
2. Лужецкий В.Г. Сейсмоакустический комплекс высокого разрешения // ГЕО-Сибирь-2006. Т. 5. Недропользование. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: сб. матер. II междунар. науч. конгресса, 24–28 апреля 2006, Новосибирск, СГГА, 2006. С. 166–170.
3. Лужецкий В.Г. Высокорастворяющее сейсмопрофилирование Телецкого озера // ГЕО-Сибирь-2008. Т. 5. Недропользование. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: сб. матер. IV междунар. науч. конгресса, 22–24 апреля 2008, Новосибирск, СГГА, 2008. С. 169–173.
4. Дучков А.Д., Клеркс Ж., Казанцев С.А. Тепловой поток Телецкого озера // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 10. С. 143–147.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ  
ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА  
ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО  
(ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В ПОЗДНЕМ  
ГОЛОЦЕНЕ** | **COMPARATIVE  
CHARACTERISTICS  
OF SOIL-VEGETATION COVER  
DEVELOPMENT ON PETER THE GREAT  
BAY ISLANDS (SEA OF JAPAN)  
IN LATE HOLOCENE**

**М.С. Лящевская, А.Г. Киселева, И.М. Родникова, Н.Ф. Пшеничникова**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия*

*lyshevskay@mail.ru*

**M.S. Lyashchevskaya, A.G. Kiselyova, I.M. Rodnikova, N.F. Pshenichnikova**

*Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

Острова залива Петра Великого образовались в результате затопления шельфа материка позднеледниковой трансгрессией Японского моря. В настоящее время они находятся под интенсивным влиянием, как природных факторов, так и антропогенного воздействия. Наиболее существенно человек начал влиять на ландшафты островов в XX веке: были вырублены и уничтожены пожарами коренные хвойно-широколиственные леса, построены объекты военного назначения и населенные пункты.

Цель работы – сравнить динамику почвенно-растительного покрова островов залива Петра Великого в позднем голоцене.

Авторами в течение 2008–2012 гг. изучалось современное состояние и развитие почвенно-растительного покрова островов залива (Лящевская и др., 2012; Родникова и др., 2012). В качестве индикаторов современного состояния растительного покрова использовались сосудистые растения и лишайники. На островах были сделаны геоботанические описания, собраны гербарные образцы сосудистых растений и лишайников, заложены почвенные разрезы, определена типовая принадлежность почв и по генетических горизонтам отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ.

Исследованные острова находятся в северо-западной части Японского моря у южного побережья Приморского края. Для сравнительной характеристики были выбраны острова, отличающиеся по площади, рельефу, местоположению на акватории залива Петра Великого и по степени антропогенной трансформации почвенно-растительного покрова. В южной части залива были изучены о-ва Фуругельма и мыс Островок Фальшивый; в северной – о-ва Герасимова, Сидорова, Бычий, Шкота, Наумова, Энгельма, Лаврова, Путятина.

Анализ спорово-пыльцевых данных почвенных профилей островов северной части залива Петра Великого свидетельствуют о трех основных этапах

развития растительности в позднем голоцене. На о-ве Путятина изменения в составе растительности были связаны с общерегиональными колебаниями климата и интенсивным антропогенным воздействием в течение последних 100 лет. Первый этап развития растительности соответствует холодным климатическим условиям начала позднего голоцена и связан с распространением березово-дубово-липовых лесов с участием березы кустарниковой, ольхи и папоротниково-разнотравным покровом. Второй этап связан с развитием хвойно-широколиственных лесов из сосны корейской с бархатом амурским, дубом монгольским, аралией высокой, калопанаксом семилопастным, ольхой, липой, березой. Климатические условия были теплее по сравнению с предыдущим этапом, но холоднее современных. Третий этап развития соответствует современной растительности острова, которая является вторичной в результате антропогенного влияния. Тенденция сокращения хвойных и увеличения широколиственных пород в составе лесной растительности началась приблизительно 720 ± 150 (МГУ-759) л.н. (Кузьмина и др., 1987).

Развитие растительного покрова в позднем голоцене на о-вах Герасимова и Сидорова также имело несколько этапов. Первый этап – теплый с господством широколиственного леса из дуба монгольского, липы амурской, граба сердцелистного, бархата амурского, аралии высокой и калопанакса семилопастного. Второй – более холодный, развитие получает смешанный лес из дуба монгольского, липы амурской с примесью хвойных пород и других широколиственных с развитым кустарниковым ярусом; и третий этап – современный теплый, характеризуется распространением широколиственных пород. Спорово-пыльцевые спектры почвенных профилей о-ва Бычий свидетельствуют о существовании на острове гмелинополюнно-разнотравных сообществ на протяжении всего позднего голоцена.



На о-вах Шкота, Энгельма, Лаврова по результатам спорово-пыльцевого анализа почвенных профилей можно выделить следующие этапы: первый – полидоминантный широколиственный лес, второй – хвойно-широколиственный, существовавший в малый ледниковый период, третий – современный разреженный широколиственный лес, образовавшийся под влиянием антропогенного фактора. На острове Наумова на протяжении позднего голоцена существовал хвойно-широколиственный лес, с тенденцией сокращения разнообразия хвойных пород.

На мысе Островок Фальшивый в южной части залива в течение позднего голоцена были развиты луговые сообщества из полыни и разнотравья. На о-ве Фуругельма в позднем голоцене в составе растительности происходили следующие изменения: первый этап – теплый с преобладанием широколиственного леса из дуба, ясеня, граба, ореха маньчжурского с участием сосны густоцветковой и березы, который покрывал большую часть острова, второй и третий связан с увеличением площади луговых и кустарниковых сообществ. Повышенное содержание пыльцы берез в подстилке почвенных профилей островов свидетельствует о послепожарных сукцессиях.

На островах северной части залива распространены полидоминантные широколиственные леса с участием кустарников, лиан и разнообразных трав. Самый крупный исследованный о-в Путятин занят широколиственными вторичными дубняками паркового типа, черемухово-ивовыми лесами, кустарниково-травяные фитоценозами, разнотравными сообществами скал, болот, озер, морских террас, абразионных уступов и пляжей. На многих островах доминируют грабово-липовые ассоциации (Лаврова, Сидорова, Герасимова, Шкота). На о-ве Наумова сохранились реликтовые тисовые сообщества. В древесном ярусе лесных сообществ островов участвуют ясень носолистный, мелкоплодник ольхолистный, клены зеленокорый, ложнозибольда, приречный, мелколистный, бархат амурский, тополь корейский, ольха волосистая, калопанакс семилопастной, аралия высокая и др. В кустарниковом ярусе довольно обильны ива козья, чубушник тонколистный, бузина кустистая, смородина Максимовича, калина Саржента, бересклет Максимовича, элеутерококк сидячецветковый, лещина разнолистная, рододендрон мелколистный и др. В травяном ярусе произрастают однопокровница амурская, майник широколистный, оноклея чувствительная, лук охотский, волжанка двудомная, золотарник тихоокеанский, тонконог токийский, лабазник дланевидный и др. Внеярусную растительность образуют актинидии коломикта и полигамная, лимонник китайский, виноград амурский, древо-

губец круглолистный и др. На малом о-ве Бычий распространены полынь Гмелина, шиповники морщинистый, Максимовича с участием прибрежно-морских трав. С наветренной стороны моря участки островов покрыты криволесем, кустарниковыми и стланцевыми формами деревьев. Острова южной части залива значительно меньше покрыты широколиственными лесами. На о-ве Фуругельма единично встречается сосна густоцветковая, рододендрон Шлеппенбаха и дуб зубчатый, широко распространены на близлежащем Корейском полуострове. На мысе островок Фальшивый преобладают травяно-кустарниковые сообщества, на приморских скалах и в широколиственном лесу обильны девичий виноград триостренный.

На исследованных островах лишайники развиваются на коре деревьев, камнях и скалах в лесах и на побережье. В лишайниковых сообществах преобладают виды широко распространенные на юге Приморского края. На о-ве Путятин лишайниковый покров в основном представлен широко распространенными видами, за исключением северной части, где отмечены редкие виды лишайников. На о-ве Энгельма в настоящее время видовой состав лишенокомплексов на коре деревьев очень обеднен, но присутствие на скальном субстрате видов, характерных для эпифитных сообществ, свидетельствует о том, что ранее видовой состав последних был богаче. На о-вах Наумова, Сидорова, Бычий, мыс Островок Фальшивый, Фуругельма встречаются редкие виды лишайников. На о-ве Фуругельма и мысе Островок Фальшивый отмечены виды, характерные для хвойных лесов.

Дифференциация почвенного покрова о-ва Путятин определяется сильно расчлененным низкогорным рельефом. На склонах средней крутизны под доминирующими дубовыми лесами распространены преимущественно буроземы типичные, переходящие на гребнях водоразделов в буроземы неполноразвитые. В структуре почвенного покрова равнинной части острова преобладают болотные и лугово-болотные комплексы почв. На островах Сидорова и Герасимова под высоко сомкнутым широколиственным лесом с хорошо развитым травяным покровом создаются благоприятные условия для формирования преимущественно буроземов темных. На малом о-ве Бычий под кустарниково-травянистыми зарослями в условиях импульверизационно-прибойного морского режима формируются буроземы темные иллювиально-гумусовые. В результате техногенного воздействия на обширных участках островов Энгельма, Шкота и Лаврова преобладают эродированные буроземы, почвенный профиль которых отличается крайне малой мощностью, высокой плотностью сложения и сильной скелетностью. Почвенный покров о-ва

Наумова под грабово-липово-тисовыми сообществами представлен малопродуктивными буроземами с явными признаками реликтовой оподзоленности. На о-ве Фуругельма и мысе Островок Фальшивый структура почвенного покрова определяется преимущественно преобладающим типом растительности. Под лесом формируются буроземы типичные, а под кустарниковыми и травяными сообществами – буроземы темные.

Анализ динамики почвенно-растительного покрова исследованных островов показал различия в степени антропогенной трансформации. Наибольшее антропогенное влияние проявляется на о-вах Путятина и Энгельма, здесь наблюдается значительная трансформация почвенно-растительного покрова, обеднение видового состава сообществ, исчезновение редких видов и адвентизация флоры, сокращение площади лесов, развитие эрозионных процессов. Средняя степень антропогенного воздействия выявлена на о-вах Фуругельма, мысе Островок Фальшивый, Лаврова, Шкота, Герасимова, где в большей степени сохра-

нились естественные ландшафты. Наименьшая степень антропогенной трансформации наблюдается на о-вах Наумова, Сидорова, где преобладают высокосомкнутые полидоминантные широколиственные леса с богатым видовым разнообразием и высокогумусированными темными буроземами, а на малом о-ве Бычий – травяно-кустарниковые сообщества из приморских и толерантных видов. На развитие почвенно-растительного покрова островов залива Петра Великого оказали влияние климатические флуктуации позднего голоцена и антропогенный фактор. Четко выделяется три этапа развития растительности островов (широколиственный, хвойно-широколиственный и современный широколиственный). На островах с небольшой площадью (Бычий, мыс Островок Фальшивый) на протяжении позднего голоцена преобладали кустарниково-разнотравные сообщества.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (12-05-00202, 12-05-00017, 12-05-31093) и Президиума ДВО РАН (12-III-A-09-208, 13-III-B-09-017).

#### Список литературы

1. Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И., Недешева Г.Н. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. Географическая, 1987. № 4. С. 78–89.
2. Лящевская М.С., Родникова И.М., Киселева А.Г., Пшеничникова Н.Ф. Развитие растительных сообществ острова Путятина в голоцене (Приморский край) // Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке: Материалы XI молодежной конференции с элементами научной школы. – Владивосток: Дальнаука, 2012. Вып. 9. С. 25–28.
3. Родникова И.М., Лящевская М.С., Киселева А.Г., Пшеничникова Н.Ф. Состояние и динамика почвенно-растительного покрова малых островов залива Петра Великого (Японское море) // География и природные ресурсы, 2012. № 1. С. 96–103.

# СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЕГО ТРАНСФОРМАЦИЯ НА ЮДИНСКОМ ПЛЕСЕ ОЗЕРА ЧАНЫ | SEDIMENTATION AND HIS TRANSFORMION ON IUDINSKY STRETCH OF LAKE CHANY

Л.А. Магаева<sup>1</sup>, М.Т. Устинов<sup>2</sup>

*\*Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия, juliao01@mail.ru*

*\*\*Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия*

L.A. Magaeva, M.T. Ustinov<sup>2</sup>

*<sup>1</sup>Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, juliao01@mail.ru*

*<sup>2</sup>Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS, Novosibirsk*

Озеро Чаны расположено на юге Западной Сибири, практически в центре Барабинской равнины и является самым крупным естественным водоемом. Для Барабы характерны такие формы рельефа как гривы, представляющие собой узкие повышения гряды (не выше 10–12 м) вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении. Распространены они на отметках ниже 125–127 м. Межгивные понижения часто переувлажнены или заняты болотами и озерами. Котловина озера Чаны ограничена абсолютной отметкой 110 м. На акватории озера наблюдаются многочисленные острова, представляющие переработанные водой гривы, которые прослеживаются и под водой в виде отмелей и мелей. Озеро бессточное, находится в лесостепной зоне и чутко реагирует на изменения общей увлажненности. Быстрая реакция уровня озера на изменения климатических параметров привлекает исследователей различных специальностей.

На карте 1954 г. урез воды озера 106,5 м, но начиная с 60-х годов озеро начало быстро мелеть, повысилась минерализация воды, ухудшились его рыбопромысловые условия в связи с уменьшением увлажненности. Для сохранения рыбного хозяйства в 1971 г. западная часть озера под названием Юдинский плес была отделена от Больших Чанов глухой плотиной. Котловина плеса почти округлой формы с диаметром около 30 км. В Юдинский плес не впадает ни одного водотока и водность плеса поддерживалась за счет перетока воды с Больших Чанов. После отделения Юдинский плес начал усыхать.

Наши наблюдения начаты в 2000 г., когда еще сохранялся остаточный водоем в самой низкой, бывшей глубоководной части плеса. Заложенный профиль-катена пересекает плес с севера на юг. При положении воды в озере на отметке 106,5 м почти в центре Юдинского плеса были два острова – Большой и Малый Панкратьев, имеющие абсолютные отметки 110 м. Между островами существовала протока. Сейчас на ее месте полоса солончаков. Шурфом на поверхности солончака вскрыто:

- 0–16 см Песок тонкий серый, непрочной плитчато-слоистой структуры с охристыми пятнами ожелезнения, карбонатный;
- 16–62 см Переслаивание песков тонких, темно-серых и светло-серых с гнездами и потеками охристого ожелезнения и сизого оглеения, карбонатные (вскипают с HCl);
- 62–115 см Суглинок тяжелый слабо опесчаненный, иловатый, темно-серый, в основании темно-бурый, икрянисто-комковатый, со ржавыми пятнами ожелезнения и редкими прожилками оглеения, в кровле структура слоисто-комковатая, держит вертикальную отдельность (погребенный солонец), в основании перемежается бурый и желто-бурый суглинок, с глубины 115 см – водонасыщенный.

Южный склон острова-гривы 2-й Панкратьев имеет следы подмыва берега. Хорошо выражен уступ высотой до 4-х м, в верхней части – обрывистый в нижней – осыпной. Грива выше уступа поросла березовым лесом с подлеском из кустарников боярышника, черемухи и шиповника, наземный покров из лесного разнотравья. Расчисткой уступа вскрыто:

- 0–10 см Суглинок легкий темно-серый, мелко комковатый, не карбонатный;
- 10–25 см Суглинок легкий светло-серый, с белесыми пятнами кремнистой присыпки, ореховато-комковатый, не карбонатный;
- 25–40 см Суглинок средний бурый, ореховатый, с заклинками серого, не карбонатный;
- 40–75 см Суглинок средний коричнево-бурый, плотный, со столбчато-призматической структурой, с затеками верхнего, не вскипает;
- 75–100 см Суглинок легкий буровато-желтый, с пятнами мучнистых карбонатов, призматической структуры, бурно вскипает с HCl;

- 100–130 см Супесь желтая, мелкоореховатая, с порками мучнистых карбонатов, плотная, вскипает с HCl, переход ясный, граница волнистая;
- 130–210 см Супесь светло-бурая, горизонтально-слоистая, плотная, в интервале 1,6–1,8 м прослой опесчаненной супеси в виде слойков и линзочек в 1–5 см, вскипает от HCl;
- 210–320 см Песок тонкий светло-буро-желтый, горизонтально-слоистый, непрочно плитчатый, в кровле глинистый, в подопшве чистый, влажный, вскипает с HCl.

Перед уступом расположена сегментовидная озерная терраса максимальной шириной до 50 м. На ее поверхности шурфом вскрыто:

- 0–10 см Песок тонкий серый, рыхлый, вскипает с HCl;
- 10–13 см Песок тонкий серовато-желтый, ожелезненный, вскипает с HCl;
- 13–70 см Суглинок средний охристо-бурый, плотный, со слабым оглеением вокруг корнеходов, карбонатный;
- 70–200 см Суглинок средний серовато-бурый, однородный, слабо опесчаненный, карбонатный.

Терраса имеет береговой вал и заканчивается уступом высотой в 1–1,5 м. Далее идет пляж. К началу наших наблюдений на пляже были сформированы дюны довольно густо поросшие тростником (первая полоса дюн).

Ежегодно по мере отступления воды мы фиксировали обнажающиеся донные озерные отложения. На мелководных прибрежных участках и на отмелях донные отложения представлены песками серыми тонкими глинистыми с прослойками и линзочками мелких песков с перетертыми обломками раковин, мощностью не более 0,5–0,7 м. Лежат они на так называемой гривной толще (суглинки средние желто-бурые). На более удаленной от берега части Юдинского плеса, практически на самой глубоководной поверхности дна, шурфом были вскрыты:

- 0–20 см Суглинок сизовато-серый глинисто-илистый, икряно-творожистый, однородный;
- 20–45 см Песок тонкий оглиненный буровато-серый;
- 40–45 см Песок тонкий иловатый темно-серый, с мелкими обломками раковин;
- 45–60 см Песок тонкий желтовато-серый иловатый;
- 60–80 см Песок тонкий сизовато-серый, иловатый, тонкослоистый;
- 80–100 см Песок илистый, серовато-сизый, тонкослоистый;

100–110 см Глина желтовато-серая с зеленоватым оттенком, плотная, липкая (гривная толща).

Вскипание по всему разрезу.

Трансформация отложений начинается еще при упаривании воды. При испарении увеличивается минерализация оставшейся воды в озере-плесе.

#### Минерализация воды в Юдинском плесе

Годы наблюдений	2001	2002	2003	2004
Минерализация у берега, г/дм <sup>3</sup>	6,53	8,59	7,17	18,6
Минерализация в 300 м от берега, г/дм <sup>3</sup>	1,85	2,79	3,96	15,3

Донные отложения засолены до 1,3–2,3 % солей, грунтовые воды более минерализованные: вблизи воды 41,4 г/дм<sup>3</sup>, у гривы 19,4 г/дм<sup>3</sup>, глубина залегания уровня грунтовых вод на бывшей глубоководной поверхности изменилась с 2004 г. по 2012 г. с 0,0 м до 1,5 м.

Поверхность, обсохшая в недавнем прошлом – озерное дно с абсолютными отметками ниже 102 м – самая динамично изменяющаяся площадь. Донные осадки высыхают, растрескиваются, уплотняются. Имеет значение микрорельеф дна. Ложбинки, понижения покрыты солевыми выцветами. Чуть повышенные участки заселяются солянкой или астрой солончаковой. При появлении зоны колебания уровня грунтовых вод идет формирование почвенного профиля. Проявляется разделение на горизонты. Почва – солончак озерный, местами озерные пойменные слоистые почвы. Яркой особенностью трансформации осадков на Юдинском плесе является появление корок и поверхностных конкреций на первых стадиях обсыхания территории, что не характерно для Западной Сибири. Это результат увеличения аридности на конкретной большой территории, вовлеченной в режим сильного испарения и формирования грунтовых вод, близко залегающих от дневной поверхности. Плюс соли испарившейся воды озера. Конкреции представляют собой твердо-цементированные плоские или «вспученные» пластины толщиной 0,5–4,0 см до 10×20 см по площади. Выполненные по инициативе В.А. Казанцева, первые атомно-адсорбционные и рентгенно-спектральные исследования показали, что конкреции состоят из минералов безводных карбонатов: кальцита, магнезита, доломита, смитсонита, родохрозита, сидерита, арагонита, а также кварца. Натечная форма конкреций – арагонит, доломит и до 15 % кварца. Белая часть конкреций – это до 80–90 % кальцит, а также доломит и кварц. Черная часть конкреций содержит до 50 % кварца, до 15 % кальцита и много доломита. По спектральному анализу из микро- и макроэлементов много Si, Ca, Mg; мало



(тысячные) V, Cr, Sr – 2 %; Na – 4 %; Вi – 0,02 %; Mn – 0,2; Fe – следы.

Обнаруженные в 2001 г. образования-конкреции сохранились в течение 11 лет. Обследования 2012 года установили, что все пластины распались на мелкую древесу, которая практически ровным слоем устилает пляж. Одновременно на пляже идет формирование дюн из переветренного тонкого песка. В некоторых местах пески налегают на поверхность с дресвой, делая дресву погребенной.

На более древней поверхности с абсолютными отметками 102–104 м перед бывшим островом-гривой на первой полосе пляжа дюны имеют высоту 1,5–2,0 м, густо заросли тростником и на них уже поселяются березки. Шурфом были вскрыты:

- 0–25 см Песок серый мелкозернистый;
- 25–33 см Песок серый тонкий, глинистый;
- 33–50 см Песок темно-серый тонкий, чистый;
- 50–70 см Песок серый тонкий, иловатый с отдельными крупными зернами (вполне вероятно распавшиеся более древние конкреции);
- 70–80 см Суглинок серовато-бурый, крупинчатый, с пятнами ожелезнения;
- 80–100 см Суглинок средний бурый, с гнездами мучнистых карбонатов (гривная толща).

На южном берегу Юдинского плеса под песчаными дюнными наносами на первой полосе пляжа в слое 40–50 см встречены дресвянистые обломки, которые, вероятно, являются конкрециями первой фазы усыхания озера.

На бывшем мелководье – размытой гриве под злаково-солянково-попынным лугом формируется почва солонец-солончак при уровне грунтовых вод 1,5–1,8 м.

Северная мелководная поверхность с абсолютными отметками 104–106 м, обсохшая до 1970 года, быстро включилась в почвообразовательный процесс. Сейчас это полноценные сенокосы и пастбища на солонцах глубоких при уровне грунтовых вод 1,8–2,2 м.

Таким образом, искусственно созданные условия быстрого высыхания большой территории позволяют проследить первичное формирование осадка, его изменения при выходе на поверхность и трансформацию осадка в почву. Надо отметить высокие скорости происходящих процессов. Для образования полнопрофильных почв потребовались десятки, а не сотни лет. Территории обсохшие первыми, уже включены в сельскохозяйственное производство в качестве сенокосов и пастбищ, а повышенные участки – в пашни.

С. Майда<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>2</sup>, А.С. Тесаков<sup>3</sup>, Ф. Гёкташ<sup>4</sup>, Ч.М. Алчичек<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Музей естественной истории Эгейского университета, Измир, Турция serdarmayda2@yahoo.com

<sup>2</sup>Институт аридных зон ИАЗ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия; vvtitov@yandex.ru

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия; tesak@ginras.ru

<sup>4</sup>Департамент Геологии, Генеральный директорат МТА, Измир, Турция fikretgoktas50@gmail.com

<sup>5</sup>Факультет геологии, университет Памуккале, Денизли, Турция; alcicek@pau.edu.tr

S. Mayda<sup>1</sup>, V.V. Titov<sup>2</sup>, A.S. Tesakov<sup>3</sup>, F. Göktaş<sup>4</sup>, C.M. Alçiçek<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Museum of natural history of Ege university, Izmir, Turkey

<sup>2</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Department of Geology, General Directorate of MTA, Izmir, Turkey

<sup>5</sup>Department of Geology, Pamukkale University, Denizli, Turkey

Находки ископаемых млекопитающих в окрестностях деревни Асаги Чобаниза (Asağı Çobanisa) в окрестностях г. Маниса (около 50 км к СВ от Измира, Турция) известны уже давно. Большинство находок происходит из песчаных карьеров и естественных обнажений. Общее рабочее название местонахождений – Чобаниза (Çobanisa).

Неоген-четвертичные отложения, заполняющие континентальный осадочный бассейн Маниса (Bozkurt, Sözbilir, 2006) подразделены на две формации. Залегающая в основании серия Карадаг имеет позднемиоценовый возраст и сложена красновато-коричневыми слабо сцементированными конгломератами аллювиальных предгорных дельт и согласно залегающими на них карбонатными отложениями (Özkaymak et al., 2013). Выше залегают перекрестно-слоистые песчаники и алевролиты формации Тургутлу (Paton, 1992) откуда происходят остатки териофауны. Эти отложения представляют собой заполнение осевой части бассейна. Они подняты над дном долины по системе активных разломов. Находки крупных млекопитающих связаны с пляжевым, стрежневым аллювием. Остатки микротериофауны извлечены из пойменных отложений.

Предварительные исследования показали здесь присутствие остатков крупных млекопитающих раннего плейстоцена, в частности среднеразмерной стеновой лошади (Mayda, 2002, 2004). Материалы по мелким млекопитающим оставались не обработанными. Изученная коллекция костей млекопитающих из местонахождений Чобаниза содержит остатки животных нескольких возрастных уровней. Коллекция состоит из сборов разных лет, сделанных в нескольких точках.

Наиболее молодая по возрасту териоассоциация представлен двумя зубами от одной особи лошади

*Equus* cf. *hipparionoides*, близкой к форме описанной из грузинского местонахождения Ахалкалаки (конец раннего плейстоцена, около 1 млн лет).

Наибольшее количество остатков происходит из уровня середины раннего плейстоцена. *Anancus arvernensis* cf. *alexeevae*, *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, *Stehpanorhinus etruscus*, *Equus* aff. *major*, Cervidae gen. (cf. *Eucladoceros*), Giraffidae gen. (cf. *Sivatherium*), Bovidae gen. (cf. *Leptobos* sp.). Данная ассоциация сходна с раннеплейстоценовым псекупским фаунистическим комплексом (начало позднего виллафранка), который был характерен для юга Восточной Европы в Приазовье и Предкавказье. Возраст данной фауны определяется характеристиками зубов южных слонов и появлением этрусского носорога, не характерного для предыдущих этапов. Близкими по возрасту являются мелкие млекопитающие из местонахождения Чобаниза, Кум (Çobanisa, Kum). Здесь присутствуют зубы мимомисной полевки *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus*. Эволюционный уровень этой формы (дентинные тракты на первом нижнем коренном более 3,7 мм) позволяет датировать эту фауну ранним плейстоценом и коррелировать со второй половиной зоны MN17, первой половиной псекупского комплекса и предположить геологический возраст в интервале 2,1–1,9 млн лет. Данный комплекс млекопитающих характеризуется травоядными формами, обитавшими в лесостепных ландшафтах.

Наиболее древняя ассоциация представлена оленем *Pliocervus* sp., который был обычен в раннем плиоцене Причерноморья и Присредиземноморья. Мелкие млекопитающие из аллювиальных отложений с обильными раковинами пресноводных моллюсков и костями рыб представлены остатками *Ochotona* sp., Sciuridae gen. cf. *Spermophilinus*,

Spalacidae gen., *Occitanomys* sp., *Promiomys* cf. *occitanus*. Эволюционный уровень полевки промиомис (крупные размеры, эмаль слабо дифференцированная по толщине по миомисному типу, отсутствие наружного цемента, очень низкие дентиновые тракты, не превышающие 0,1–0,2 мм) указывает на принадлежность этой ассоциации к раннему плиоцену, вероятно, его второй половине (поздний русциний, MN15). Раннеплиоценовый возраст подтверждает также присутствие мыши *Occitanomys* sp., не переходящей в поздний плиоцен. Данная ассоциация дает возможность коррелировать фауну с ассоциациями молдавского фаунистического комплекса

(зона MN15), известного с территории Украины, Молдовы и юга России. Млекопитающие этой ассоциации являлись типичными обитателями саванноподобного ландшафта.

Ревизия материалов из местонахождения Чобаниза показала присутствие как минимум двух разновозрастных ассоциаций млекопитающих – раннеплиоценовой (MN15) и раннеплейстоценовой (MN17). Новые данные указывают на значительный интервал накопления отложений формации Тургутлу и возможном наличии внутри этой толщи стратиграфического перерыва.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 12–05–91372–СТ\_а и TUBITAK 111Y192.

### Список литературы

1. Bozkurt E., Sözbilir H. Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: implications on fault development and regional tectonics // *Geodinamica Acta*, 2006. V. 19. № 6. P. 427–453.
2. Mayda S. Paleontological study of Neogene–Quaternary mammalian fauna from Asagi Cobanisa (Manisa – Turgutlu). M.Sc. Thesis. Ege University. Izmir, Turkey, 2002. 105 p.
3. Mayda S. A new Pleistocene fauna from Western Anatolia (Manisa-Turgutlu-Asađı Çobanisa) // 5<sup>th</sup> International Symposium on eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14–20 April 2004, 333–4.
4. Paton S. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey // *Journal of the Geological Society of London*, 1992. V. 149. P. 1031–1044.
5. Özkaymak Ç., Sözbilir H., Uzel B. Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia // *Journal of Geodynamics*, 2013. V. 65. P. 117–135.

МОЛЛЮСКИ ВЕРХНЕГО  
ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ  
(ГРИДИНО): ПАЛЕОНТОЛОГИЯ,  
ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ  
И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

MOLLUSCS OF THE UPPER PLEISTOCENE  
OF THE NORTHERN KARELIA  
(GRIDINO): PALEONTOLOGY,  
CHEMOSTRATIGRAPHY  
AND FACIAL CONDITIONS

В.В. Макарихин<sup>1</sup>, А.Б. Кузнецов<sup>2</sup>, Б.Г. Покровский<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия  
klimetia@onego.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

V.V. Makarikhin<sup>1</sup>, A.B. Kuznetsov<sup>2</sup>, B.G. Pokrovsky<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Geology Karelian SC RAS, Petrozavodsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of the Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Четвертичные отложения на территории Карелии залегают на разнообразных породах раннего докембрия. Мощность четвертичного чехла обычно не превышает несколько десятков метров. Основная часть осадочного чехла сформирована в ходе деградации Скандинавского оледенения и постледниковых процессов последних 9–15 тыс. лет. Наиболее молодые отложения обуславливают современные ландшафтные формы. Именно эти отложения, представляющие классическую область развития плейстоценовых оледенений, хорошо изучены предшественниками (Бискэ, 1959, и др.).

Однако более древние отложения, сохранившиеся лишь в небольших промоинах, изучены существенно хуже. Они сложены алеврито-глинистым осадком и иногда содержат морскую раковинную фауну. Мощность этих образований не превышает нескольких метров. Эти осадки были отнесены к микулинскому горизонту, который предшествует этапам формирования валдайских и голоценовых осадков (Говберг, 1970; Экман, 1987; Демидов, 2003). Сопоставление фаунистических комплексов, определённых различными специалистами, иногда сильно затруднено из-за отсутствия описаний раковин, точной привязки образцов и характеристики вмещающих отложений. Это не позволяет провести корреляцию выделенных стратиграфических уровней и осложняет обоснование их возраста.

Наличие карбонатных раковин открывает новые перспективы для получения новой информации о возрасте и фациальных условиях формирования осадков посредством изучения изотопного состава стронция, углерода и кислорода.

В настоящей публикации приведены результаты палеонтологического и изотопного изучения

карбонатных раковин моллюсков из «древних» четвертичных отложений Северной Карелии. Образцы отобраны из обнажения на правом берегу р. Гридина в 5 км юго-западнее пос. Гридино (Кемский р-н). Местонахождение этого обнажения было установлено учёными ИГ КарНЦ РАН В.В. Травинным и О.Б. Лавровым. Выход алеврито-глинистых осадков темно-серого цвета в нижней части склона долины реки имеет видимую мощность более 1 м. В осадках присутствуют несколько небольших линз, содержащих раковинный детрит (ракуша). В одной из наиболее мощных линз была отобрана объемная (2 кг) проба, из которой после просеивания были выделены раковины.

Большинство карбонатных раковин имеет хорошую сохранность и нередко они представлены скрепленными правой и левой створками. Размер раковин небольшой и варьирует от 1 до 25 мм. Среди выделенных раковин диагностированы представители пелециод: *Astarte borealis* (Schumacher), *Astarte alaskensis* (Dall), *Mytilus edulis* (L.), *Hiatella arctica* (L.) и *Plicatula* (Lamarck), а также представители гастропод: *Alaba* (Adams) и *Natica russa* (Gould).

Изотопный состав Sr, C и O определен в карбонатном материале каждого выделенного вида/рода. Измеренное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в большинстве раковин пелеципод заключено в узких пределах 0.70916–0.70917, значения  $\delta^{13}\text{C}$  в них варьируют от -0.7 до +1.0 ‰ PDB, а значения  $\delta^{18}\text{O}$  – от 28.8 до 30.3 ‰ SMOW. По сравнению с пелециподами, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раковинах гастропод и одной раковине *Plicatula* значимо выше (0.70918–0.70922), а значения  $\delta^{13}\text{C}$  (-0.2...0.5‰ PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (28.4...8.9 ‰ SMOW) наоборот – ниже.

Анализ изотопного состава Sr и стабильных изотопов C и O в изученных раковинах показал, что



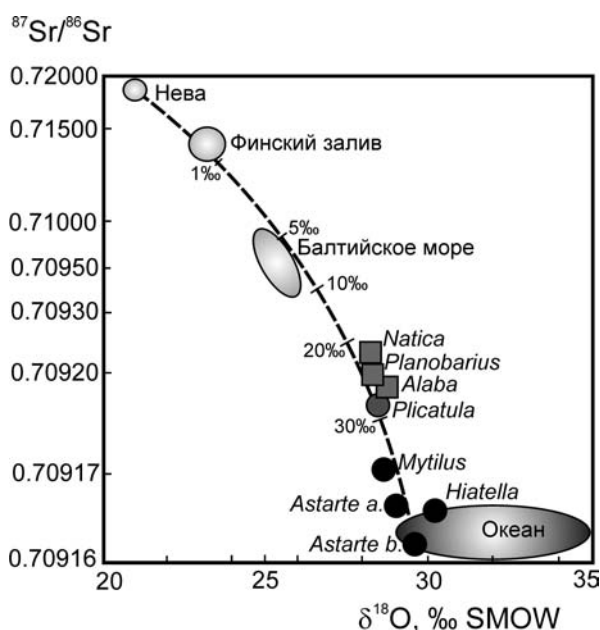
четвертичные моллюски Северной Карелии отлагались в палеобассейне, который был незначительно опреснен по сравнению с современными открытыми морями и океанами. Более того, гастроподы и *Plicatula* обитали в наиболее опресненных частях четвертичного палеобассейна.

Применение метода стронциевой изотопной хемотратиграфии (SIS) для морских раковин (McArthur et al., 2001), демонстрирует, что большинство изученных пелеципод, представляющих наиболее соленые части палеобассейна, существенно древнее поздневалдайского времени. Вероятный возраст этих пелеципод лежит в интервале 50–280 тыс. лет назад. Этот интервал представляет осадки между днепровским и ошашковским оледенениями. Среднее значение вероятного возраста равно  $200 \pm 60$  тыс. лет, что с учетом аналитических погрешностей это допускает как позднерисское, так и микулинское время для формирования изученных отложений.

Используя Sr-изотопные характеристики, нами вычислена соленость палеобассейна. В качестве исходных изотопно-геохимических параметров нами принимались характеристики океанической воды ресс-вюрмского времени, с одной стороны, и реки Нева, с другой. Выбор этой реки в качестве конечного члена в линии смешения океан-пресная вода в древнем бассейне обусловлен тем, что она имеет тот же (или близкий по составу) водосбор, охватывающий области Балтийского щита и Русской платформы. Проведенные нами предварительные расчеты показали, что заложенные параметры удовлетворительно описывают смешение вод в природной системе Нева-Финский залив-Балтийское море-Океан (рис. 1).

Модельные расчеты, выполненные для раковинной фауны разреза Гридино, позволяют утверждать, что большинство раковин пелеципод обитало в среде, близкой к «нормальной солености» – 32–35 ‰. Соленость воды, в которой находились другие мол-

люски (гастроподы *Plicatula*), достигала 21–30 ‰ (рис. 1).



**Рис. 1.** Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и значения  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинах пелеципод (круги) и гастропод (квадраты) верхнего плейстоцена (разрез пос. Гридино) на фоне линии смешения океанической воды и пресных вод Северо-Западного региона показывает, что моллюски обитали в морских и опресненных частях четвертичного бассейна

Таким образом, на примере всего лишь одного небольшого обнажения «древних» четвертичных отложений Северной Карелии выявлено богатое разнообразие раковинной фауны. Широкое представительство морских форм в изученных отложениях разреза Гридино указывает на возможность более точно оконтурить границы и возраст древних морей или проливов. Вместе с результатами изотопных исследований обоснован довалдайский возраст отложений и установлена соленость палеобассейна.

### Список литературы

1. Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии / Петрозаводск, 1959. 307 с.
2. Говберг Л.И. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря / «Океанология», 1970. Т. 10. Вып. 5. 127 с.
3. Демидов И.Н. Четвертичные отложения. Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды / Кар НЦ РАН, Петрозаводск, 2003. С. 19–27.
4. Экман И.М. Четвертичная система. Геология Карелии / Ленинград: Наука, 1987. С. 79–93.
5. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Srisotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol., 2001. V. 109. № 2. P. 155–169.

# КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В ГОЛОЦЕНЕ | ARCTIC SEA LEVEL FLUCTUATION DURING THE HOLOCENE

**А.С. Макаров**

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербургский государственный университет, С.-Петербург, Россия  
makarov@aari.ru*

**A.S. Makarov**

*Arctic and Antarctic research institute, St.Petersburg, Russia  
St. Petersburg state University, St.Petersburg, Russia*

К настоящему времени сформировано представление о ходе уровня арктического бассейна России в голоцене. Вследствие послеледниковой трансгрессии уровень моря поднимался, достигнув современного своего положения примерно 5000 лет назад, после чего стабилизировался и практически не изменялся. Важной их особенностью является неполнота для временного интервала середины и позднего голоцена. В этом нет ничего удивительного, ведь следы пониженного уровня моря можно найти на его дне или в скважинах на берегу, в то время как следы превышения современного уровня моря в прошлом можно найти лишь на суше.

Основными источниками получения знания о положении относительного уровня океана в прошлом являются геологические и геоморфологические документы как континентальные, так и океанические. В первом случае о положении уровня моря судят по высоте морских террас, либо по осадкам морского происхождения, вскрывающихся на суше, к примеру, в колонках донных отложений озер, по высотному положению которых и судят о положении относительного уровня моря в прошлом. Океанические свидетельства положения уровня моря в прошлом, в настоящее время представлены, главным образом, донными отложениями, полученными в результате бурения на шельфе и в океане. В данном случае ход уровня моря восстанавливается по смене фаций отложений с морских на континентальные.

Важнейшим, с точки зрения изученности, является регион дельты р. Лена, где на основе данных исследования, как морских террас, так и террас собственно дельты, собранных в ходе более чем десятилетних исследований построена кривая хода уровня в голоцене (Макаров, 2009). На временном интервале от 0 до 5000 л.н. выделяются три пика повышенного стояния уровня моря, 3,5–4 тыс. л.н. и 1,5–2 тыс. л.н. на высоту 8–10 м, и 200–300 л.н. на высоту до 5 м (Большаянов, 2013).

На о-ве Жохова так же обнаружены следы повышенного стояния уровня моря в голоцене. Результаты исследования лагунных отложений (анисимов и др., 2002), говорят о повышении уровня Восточно-Сибирского моря на этапе 4 тыс. л.н. до высоты 8 м

и 1,5 тыс. л.н. до высоты 6 м. Повышенное положение уровня моря реконструировано для устьевых областей таких рек как: Обь, на 5 м выше современного 5 тыс. л.н. и на 3 м – 1–1,5 тыс. л.н.; Пясины, на 8 м выше современного, на 5 м – 4,5 тыс. л.н. и на 3 м – 3 тыс. л.н.; Хатанга, на 10 м выше современного 8 тыс. л.н. и на 5 м – 1–1,5 тыс. л.н. (Большаянов, 2006).

Современный, за последние 60 лет, ход уровня морей российской Арктики разнонаправлен. При общей тенденции к подъему относительного уровня моря выделяется ряд регионов с наблюдаемой регрессией. Выделяются следующие участки опускания уровня: Оленекский залив, Обская губа, Север Новой Земли (Ашик, 2010). Ход уровня океана в течение голоцена в восточном и западном секторе российской Арктики различен и часто разнонаправлен. Для восточного сектора характерен трансгрессивный его характер, в то время как для морей западного сектора российской Арктики отмечают регрессивный характер изменчивости уровня океана в голоцене. Подобные данные получены, к примеру, для северной оконечности Северного о. архипелага Новая Земля (Zeeberg, 2001), где реконструируется падение уровня моря в голоцене с высоты 11–12 м 8 тыс. л.н. до отметок 2–4 м 500–1000 л.н. и далее до современных отметок.

Регрессивный характер изменчивости уровня моря отмечается и в Скандинавии. На северном побережье Швеции зафиксировано падение относительного уровня моря с отметок 200 м до современных в течение голоцена (Liden, 1938; Lambeck, Chappell, 2001). Северное побережье Норвегии характеризуется в целом понижением уровня моря в голоцене, однако общая регрессия с высоты 40 м в начале голоцена может осложняться трансгрессивными этапами, повышением уровня на 10 м выше современного 5 тыс. л.н. (Liden, 1938; Vorren, Мое, 1986). Подобная изменчивость уровня моря в голоцене характерна и для финского побережья Балтийского моря, когда при общем падении уровня с высоты 25–15 м. в начале голоцена отмечается кратковременный его подъем на 5 м 5 тыс. л.н. (Miettinen, 2004). Независимо от характера хода уровня моря в голоцене, во многих районах арктического побе-

режья России он располагался выше современных отметок. Данные по береговым линиям архипелагов Шпицберген (Шарин и др., 2007) и Земля Франца Иосифа (Дымов, Шарин, 2005; Большианов и др., 2009) так же свидетельствуют о повышенном положении уровня моря в голоцене.

На побережье Гренландии при общей тенденции к падению уровня с начал голоцена до современных отметок 3500 лет назад отмечен подъем уровня на высоту 3 м 2000 лет назад (Long, 2003), в период с 8000–6000 лет назад, когда уровень достигал минимальных отметок (-6)–(-8) м, до 3750 лет назад отмечается рост уровня моря до (-2,7 м), т.е. на 3–5 м, с последующим плавным повышением и достижением нулевых отметок на современном этапе (Sparrenbom et al., 2006), а на побережье Восточной Гренландии отмечено повышенное на 1 м относительно современного положение уровня моря 3500 лет назад, затем пятиметровая регрессия, с достижением минимальных отметок 1500–2000 лет назад и последующий рост (на 4 м) и достижение современных отметок 500 лет назад.

В Канадской Арктике на о. Ванкувер ходу уровня моря в голоцене характеризуется трансгрессией

с отметок (-60 м) 10000 лет назад до современных отметки 4000 лет назад (Gehrels, 2004) и на Атлантическом побережье Канады (-4 м) 6000 лет назад с достижением нулевой отметки уровня моря на современном этапе (James et al., 2009).

Повсеместно в Арктике выделяется несколько трансгрессивно-регрессивных этапов на протяжении голоцена. Повышения уровня моря фиксируются на этапах 6–8, 3,5–4, 1,5–2 тысяч лет назад до высот 5–7 м и предполагается кратковременное повышение уровня на высоту до 5–7 м 200–300 лет назад. Отметим, что амплитуда изменения уровня в различных районах российской Арктики в голоцене отличается значительно. Важным является тот факт, что пики повышенного положения уровня совпадают по времени в регионах Арктики. Сложность сопоставления континентальных и океанических свидетельств положения береговой линии прошлого объяснима различием первичного материала. Комплексное рассмотрение всего имеющегося материала вне парадигмы ледниковой теории даст возможность более точно реконструировать ход уровня арктического бассейна России в голоцене.

#### Список литературы

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменении природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Русского Географического Общества, 2002. Т. 134. Вып. 5. С 32–37.
2. Ашик И.М., Макаров А.С., Большианов Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр, 2010. № 2, С. 23–27.
3. Большианов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ, 2006. 296 с.
4. Большианов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарина В.В., Алексеев А.А., Дымов В.Ю., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, № 2(82). С. 68–77.
5. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб.: ААНИИ, 2013, 268с.
6. Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-ва Карла Александра) // Арктика и Антарктика, 2005. Вып. 4 (38). С. 53–56.
7. Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р.Лена в голоцене // Автореферат на соискание степени кандидата географических наук, Санкт-Петербург, 2009.
8. Макаров А.С., Большианов Д.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуурья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского Государственного Университета серия 7 Геология, География, 2008. Вып. 1. С. 79–86.
9. Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Погодина И.А., Большианов Д.Ю., Гусев Е.А. Новые данные по позднечетвертичной стратиграфии и палеогеографии Вейдефьорда (Западный Шпицберген) // ДАН, 2007. Т. 412. № 6. С. 822–824.
10. Gehrels W. R., Milne G.A., Kirby J.R., Patterson R.T., Belknap D.F. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada // Quaternary International, 2004. 120. P. 79–89.
11. James T., Gowan E.J., Hutchinson I., Clague Jh. J., Vaughn Barrie J, Conway K.W. Sea-level change and paleogeographic reconstructions, southern Vancouver Island, British Columbia, Canada // Quaternary Science Reviews, 2009. 28. P. 1200–1216.
12. Lambeck K., Chappell Jh. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science, 2001. № 292, P. 679–686.
13. Liden R. Geol. These results have been cross-checked with isolation basin results to ensure consistency between the different sea levels. Foren. Furhandl. 1938. 60. 397 pp.
14. Long A.J., Roberts D.H., Rasch M. New observations on the relative sea level and deglacial history of Greenland from Innaarsuit, Disko Bugt // Quaternary Research, 2003. 60. P. 162–171
15. Miettinen A. Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Quaternary International, 2004. 120. P. 91–104.
16. Sparrenbom Ch.J., Bennike O., Bjork S., Lambeck K. Holocene relative sea-level changes in the Qaqortoq area, southern Greenland // Boreas, 2006. 35:2. P. 171–187.
17. Vorren K.D., Moe D. Norsk Geol. Tidd., 1986. 66. P. 135.
18. Woodoffe S.A., Long A.J. Salt marshes as archive of recent sea level change in West Greenland // Quaternary Science Reviews, 2009. 28. P. 1750–1761
19. Zeeberg J.J., Lubninski D.J., Forman S.L. Holocene Relative Sea-Level History of Novaya Zemlya, Russia, and Implications fro Late Weichselian Ice-Sheet Loading // Quaternary Research, 56, 2001, P. 218–230.

**ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
В НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ  
И ГЕОМОРФОЛОГИИ ВОСТОЧНО-  
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ** | **PROBLEMS OF QUATERNARY  
STRATIGRAPHY IN THE NEWEST  
NEOTECTONIC AND GEOMORPHOLOGY  
OF THE EASTERN EUROPEAN  
PLATFORM**

**Н.В. Макарова, Т.В. Суханова**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
makarovanat@yandex.ru*

**N.V. Makarova, T.V. Sukhanova**

*Moscow State University, Moscow, Russia*

Новейшие тектонические структуры Восточно-Европейской платформы характеризуются малыми амплитудами, измеряемыми десятками и первыми сотнями метров. Они слабо выражены в рельефе, особенно в плитной части платформы. Развитие новейших структур – поднятий и прогибов на платформах и их развитие в рельефе шло по тем же законам, что и в окружающих горных системах. Неравномерное проявление новейших тектонических движений во времени, которое В.Е. Хаин назвал непрерывно-прерывистым, и циклические изменения климата вызвали образование на склонах растущих поднятий серии поверхностей выравнивания различного генезиса (эрозионно-денудационного, эрозионно-аккумулятивного или аккумулятивного), образующих ступени рельефа. Ступени рельефа используются при определении морфологии новейших структурных форм, их возраста, геодинамических условий развития и амплитуд тектонических движений в различные периоды новейшего этапа. Все эти характеристики требуют надежного определения возраста поверхностей выравнивания, образующих ступени рельефа. На крупных поднятиях в окраинных и центральных частях платформы – Донецком, Воронежском, Южно-Татарском и Токмовском сводах, лишенных покровных образований, эти ступени коррелируются с новейшими палеоген-неогеновыми морскими и континентальными отложениями, развитыми на склонах этих поднятий или в смежных прогибах. Поэтому их возраст определен. Также возможно датирование поверхностей, погребенных под мощными лессово-почвенными комплексами в южной части платформы. Здесь самыми древними покровными образованиями являются скифские глины, залегающие на плиоценовых и миоценовых поверхностях (Новейшая тектоника... 2009).

В центральной и северной части платформы ступени рельефа перекрыты ледниковыми отложениями. Трудность изучения новейших структур здесь связана не только с этой причиной, но и с отсутствием главных реперов – коррелятивных

палеоген-неогеновых отложений. Последние на большей части территории представлены редкими разрозненными фрагментами только континентальных аллювиальных отложений, большей частью погребенных в глубоких врезях. Но их возраст разные исследователи трактуют неоднозначно. В этих условиях большое внимание уделяется четвертичным отложениям.

Четвертичные отложения служат временными реперами проявления движений, показателями структурной обстановки. Их развитие и распространение на площади, формы слагаемого рельефа, состав и мощность в большинстве случаев отражают новейшие, в том числе четвертичные и современные движения. Однако использование ледниковых отложений для этих целей не всегда возможно. Одновозрастные морены часто облекают разновысотные и разновозрастные поверхности. Иногда они создают положительные формы рельефа, не соответствующие структурной обстановке и, таким образом, «затушевывают» дочетвертичный структурный план. Их мощность иногда увеличена не в прогибах, а на поднятиях, служивших барьерами на пути движения ледника, причинами временных остановок и формирования мощных стадийных морен. Вследствие этого, прежде всего, используются речные долины с террасами и слагающим их аллювием.

В связи со строительством многих инженерных объектов – резервуаров для природного газа, захоронения радиоактивных отходов, трубопроводов, АЭС и др. особую важность представляет изучение самых молодых четвертичных и современных тектонических движений. Необходимым является определение амплитуд четвертичных движений, их тренда на протяжении последних отрезков четвертичной истории, возможное их влияние на устойчивость инженерных объектов. От правильного определения возраста четвертичных отложений, распространения их на площади и состава, морфологии слагаемых ими форм рельефа зависит определение этапов развития новейшей, в том числе



четвертичной структуры района, амплитуд поднятий и прогибаний. Однако многие вопросы стратиграфии новейших отложений разных районов еще являются дискуссионными.

Попытка оценить скорости новейших и современных тектонических движений в районах строительства особо важных объектов встречает трудности в связи с необходимостью определения времени проявления этих движений. Последнее связано с недостаточной обоснованностью возраста четвертичных отложений, а также подверженностью его изменению.

Рассмотрим этот вопрос на примере района проектируемой площадки строительства Нижегородской АЭС, современное геодинамическое состояние которой и прогноз его в будущем представляет практический интерес. Высокий правый берег р. Оки выше устья ее притока Сережи представляет собой юго-западную часть новейшего Павловского поднятия и имеет абсолютные отметки 100–120 м, возвышаясь над рекой на 30–50 м. Коренные верхнепермские породы перекрыты здесь маломощным четвертичным чехлом (5–10 м), включающим морену бывшего днепровского оле-

денения начала среднего плейстоцена примерно от 300 до 240 тыс. лет (Борисов, 2007) и подстилающие и перекрывающие ее флювиогляциальные отложения того же возраста. Соответственно четыре террасы р. Оки и Сережи относились к среднему и позднему плейстоцену. Передатировка морены (из среднего плейстоцена она перенесена в нижний плейстоцен и стала донской) привело к тому, что практически исчез рельеф первой половины среднеплейстоценового возраста. А средний плейстоцен является одним из важных в четвертичном периоде, т.к. с ним связаны активные тектонические движения и перестройки рельефа. Возраст рельефа в абсолютных цифрах увеличился до 560–530 тыс. лет. Соответственно уменьшились рассчитанные скорости четвертичных поднятий. Аналогичная ситуация возникает в целом ряде других районов, где приходится удревнять или, наоборот, омолаживать поверхности, на которых находятся различные инженерные объекты.

К вопросам новейшей тектоники платформенных областей необходимо привлекать большее внимание исследователей, занимающихся стратиграфией четвертичного покрова.

#### Список литературы

1. Борисов Б.А. Общая стратиграфическая шкала квартера, опорные разрезы неоплейстоцена Европейской части России. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2007. С. 84–88.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (Новая серия). Лист N-37-(38). СПб. ВСЕГЕИ, 1999.
3. Макаров В.И., Макарова Н.В. Некоторые актуальные вопросы структурной интерпретации рельефа равнинных областей. Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения, направления дальнейших исследований // Матер. VII совещ. по изуч. четверт. периода. Апатиты; СПб. 2011.Т. 2.
4. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.). М.: Наука, 2006. 206 с.

**СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВЕЦКОГО РАЙОНА  
(БЕЛАРУСЬ)**

**STRUCTURAL-GEOMORFOLOGIC  
CHARACTERISTIC AND QUATERNARY  
SEDIMENTS OF OSTROVETS REGION  
(BELARUS)**

**В.М. Макеев<sup>1</sup>, Н.В. Макарова<sup>2</sup>, Т.В. Суханова<sup>2</sup>, И.В. Коробова<sup>1</sup>, А.Г. Дорожко<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия, *vmakeev@mail.ru*;

<sup>2</sup>МГУ им М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия, *tanikamgu@mail.ru*

**V.M. Makeev<sup>1</sup>, N.V. Makarova<sup>2</sup>, T.V. Sukhanova<sup>2</sup>, I.V. Korobova<sup>1</sup>, A.G. Dorozhko<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Sergeev Institute of Environmental Geoscience, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University, Geology faculty, Moscow, Russia*

Структурно-геоморфологические исследования на территории Островецкого района, частью которого является Свирско-Ошмянский район, направлены на решение ряда задач: выявление в рельефе новейших структурных форм, определение их возраста, амплитуд, этапов развития, соотношения со структурами фундамента и чехла. Для решения этих задач проанализирован погребенный и поверхностный рельеф и слагающие их четвертичные и более древние отложения. Основные комплексы отложений и рельефа.

Данные наземных исследований, бурения и геофизики позволяют выделить два этажа рельефа – поверхностный и погребенный, формировавшиеся в различные этапы, выработанные на различных по генезису и возрасту отложениях или сложенные ими. Погребенные отложения и рельеф включают четвертичный и дочетвертичный.

Дочетвертичный рельеф – денудационный, представлен фрагментами мезозойской (донеогеновой) поверхности выравнивания – пенеплена – и ступенями рельефа, образованными в новейшее время при неравномерном поднятии территории и врезании долин, которые в настоящее время погребены. Донеогеновая поверхность в исследованном районе имеет абс. отметки 50–70 м, она слабо расчленена и полого наклонена к югу и западу. По данным геофизики, поверхность нарушена разломами с амплитудой перемещения около 20 м. Она перекрыта фрагментарно сохранившимися средневерхнемиоценовыми отложениями бриневского и антопольского надгоризонтов (Якубовская и др., 2005) общей мощностью около 20 м. Тонкий состав отложений свидетельствует о накоплении их в озерных бассейнах в условиях незначительных прогибаний. Слабые по амплитуде поднятия начались в плиоцене, когда на некоторых участках были частично или полностью размывты отложения антопольской свиты. Наибольшие абс. отметки кровли миоценовых отложений достигают 80–90 м. Т.е. это амплитуда поднятия, произошедшего по-

сле накопления антопольской свиты. Возраст этой поверхности, предположительно может быть от плиоценового до эоплейстоценового, поскольку она перекрыта доберезинским флювиогляциалом, а местами березинской мореной. Если условно принять ее возраст как поздний плиоцен-эоплейстоцен, то скорость поднятия с этого времени составит 0,02 мм/год.

Рост поднятий продолжался и в четвертичное время в связи с общим поднятием Белорусской антеклизы. Вследствие этого образовалось несколько региональных ступеней, с общей глубиной врезов в 35–40 м, перекрытых разновозрастными четвертичными моренами и флювиогляциальными отложениями, а местами врезанных в них. Ступени фиксируют процесс неравномерного поднятия территории, появление, формирование и дальнейшее развитие основных новейших, преимущественно четвертичных структур на территории исследуемого района. Выделены Центральное поднятие – Островецкое, в юго-восточной части образовалось Васютинское поднятие, а в северной части – Константиновское. Их разделяют прогибы: на севере широтный Озерный, на юге – Ратагольский, на западе – субмеридиональный Мелекешинский. Амплитуды поднятий и прогибов составляют 30–40 м.

Четвертичный погребенный рельеф и отложения включают ледниковые покровы березинского и днепровского оледенений и подстилающие и разделяющие их доберезинские, березинско-днепровские и днепровско-сожские водно-ледниковые отложения. При этом флювиогляциальные отложения перекрывают морены по неровной границе или заполняют эрозионные врезы в их кровле глубиной до 20–40 м. Характерны уменьшение мощности флювиогляциальных отложений на склонах и сводах поднятий до 3–5 м и увеличение их мощности в прогибах и во врезках до 20–30 м. В распределении мощности морен чаще наблюдается обратная картина. На сводах поднятий она больше (30–40 м

и более), поскольку они служили препятствием для продвигающегося к югу льда (морены сгружены). На склонах поднятий мощность морен, как правило, меньше.

Днепровско-сожские флювиогляциальные отложения вскрываются карьерами, где можно видеть нарушенность отложений гляциодислокациями (Левков, 1980). Последние представлены складками, разрывами, трещинами разных размеров и кинематики. При этом дислокации одной пачки слоев не находят продолжения в выше- или нижележащих слоях, что, по нашему мнению, не позволяет считать их тектоническими.

Поверхностный рельеф в основном аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный, сформировался во время развития двух покровных оледенений – сожского конца среднего плейстоцена и поозерского позднеплейстоценового. Кроме того – это более молодые формы и отложения аллювиального, пролювиального, озерного, болотного, эолового генезиса. Все они достаточно подробно описаны во многих статьях, монографиях, отчетах и обобщающих работах (Матвеев, 1976; Геология Беларуси, 2001, и др.).

Сожская морена отложена ледником минского ледникового потока, его Ошмянской лопастью. Морена развита практически повсеместно. Ею образован поверхностный рельеф большей части исследованной территории. Она представлена краевой и основной фациями (типами). Краевая морена слагает стадильную Ошмянскую и Мелекешинскую, Гозовскую и др. гряды, отражающие процесс неравномерного таяния и последовательного отступления ледника к северу. К субширотной Ошмянской гряде примыкают гряды, вытянутые меридионально или имеющие дуговую или полудуговую форму, подчеркивающие внутреннее фестончатое строение лопасти ледникового покрова, занимавшего Вилейскую низину. Основная морена развита между грядами. В составе сожской морены, наряду с валунными суглинками, присутствуют прослойки и линзы песчано-гравийного и мелкогалечного материала, свидетельствующие о значительном перемыве ее тальными водами. Последние, а также более молодые временные потоки и плоскостная денудация сгладили первичный рельеф морены. Вследствие этого моренные равнины в какой-то степени являются «вторичными» денудационными, и в целом в них выделяется несколько гипсометрических уровней, последовательно снижающихся с юга на север: 270–300, 200–220, 150–180, 140 м. Поозерская морена, оставленная ледником нарочано-вилейской лопасти чудского ледникового потока, слагает Константиновскую и Свирскую гряды. Вдоль южного дистального склона последней проводится граница максимального позднеплейстоценового

оледенения. Мощность морен достигает 60–80 м на Константиновской гряде и 30 м на Свирской.

Краевые поозерские морены наложены на основную сожскую морену. В пределах района исследования широко развиты флювиогляциальные (или водно-ледниковые) равнины-зандры, характеризующиеся плоско-волнистым рельефом с густой сетью ложбин стока талых ледниковых вод, сквозными долинами, эоловыми формами.

Флювиогляциальные равнины сожского и поозерского оледенений, сложенные рыхлыми галечно-гравийно-песчаными отложениями, в рельефе имеют ступенчатое строение: относительно древние высокие ступени с остаточными моренными холмами имеют абс. отметки 170–180 у сожской и 150–170 м у поозерской, а более молодые низкие плоские, часто заболоченные – соответственно 150–165 м и 130–145 м. Образование ступенчатых равнин связано, возможно, с подъемом территории в конце оледенений – тектоническим или гляцио-зостатическим.

Долина р. Вилия в исследованном районе по морфологии разделяется на восточный, центральный и западный участки, отличающиеся ориентировкой. В их пределах чередуются отрезки с-з, с-в, меридионального и реже широтного простираний, прямолинейность которых предполагает приуроченность их к линейным. При пересечении моренных гряд строение долины подобно antecedentному типу: она сужена, высота поймы и террас увеличена. На центральном широтном участке современная долина Вилии смещена от ее более древней погребенной долины к югу на 7 км. Долинный зандр поозерского оледенения местами сливается с поверхностью II террасы.

Соотношение погребенного и поверхностного рельефа различное. Новейшие Константиновское и Островецкое поднятия наследуют поднятия дочетвертичной поверхности, в том числе, девонской, и частично фундамента. Поверхностный рельеф в их пределах также повышен. Озерский прогиб наследует понижение в девонской поверхности, Ратагольский прогиб приурочен к склону девонской поверхности. Сведения о залегании дочетвертичной поверхности и мощности покрова в пределах Ошмянской гряды противоречивы.

С раннего плейстоцена район подвергся, по крайней мере, четырем покровным оледенениям (березинское, днепровское, сожское и поозерское). Определение амплитуд и скоростей тектонических движений за отдельные этапы четвертичного времени вызывает большие трудности, поскольку нужно учитывать глубины врезов, образованных тальными водами в конце оледенений, а также глубины речных врезов, образованных в позднеплейстоценовое время. Последние можно определить,

используя высоту террас р. Вилия. Мы приняли возраст II террасы р. Вилии как первая половина позднего плейстоцена (как практически везде на Русской равнине). Река Вилия на севере на широтном отрезке на участке Нидяны-Быстрица прорезает моренную гряду, образуя относительно узкую долину. Она врезана в поверхность сожской морены не менее, чем на 30 м (абс. отметки сожской морены на этом отрезке 150–160 м, а отметки поверхности террасы около 130 м). Учитывая, что мощность аллювия террасы, по данным геологической съемки, равна 14 м, то общая глубина вреза

за первую половину позднего плейстоцена продолжительностью около 70 тыс. лет (Борисов, 2009) составит около 45 м. Отсюда скорость врезания Вилии за это время равна 0,6 мм/год, за вторую половину позднего плейстоцена она равна 0,3 мм/год, а в течение голоцена Вилия врезается со скоростью около 0,6 мм/год. Из-за сложности периодически повторявшихся гляциоизостатических движений во время оледенений и межледниковий, определить амплитуду и глубину поэтапных врезов за более ранние этапы четвертичного периода пока не представляется возможным.

#### Список литературы

1. Борисов Б.А. Общая стратиграфическая шкала квартера, опорные разрезы неоплейстоцена Европейской части России // Материалы VI Всерос. совещ. по изуч. четверт. периода. Новосибирск, 2009. С. 84–88.
2. Геология Беларуси (под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева). Минск, 2001. 815 с.
3. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, 1980. 280 с.
4. Матвеев А.В. Ледниковая формация Белоруссии. Минск, 1976. 160 с.
5. Якубовская Т.В., Ажгиревич Л.Ф., Аношко Я.И. и др. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Беларуси // Літасфера, 2005. № 1 (22). С. 135–145.



# СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОЛИНЫ РЕКИ МЕЗЕНЬ | STRATIGRAPHY OF QUATERNARY DEPOSITS OF THE MEZEN RIVER VALLEY

А.В. Максимов, Л.Р. Семенова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ),  
С.-Петербург, Россия

A.V. Maksimov, L.R. Semenova

A.P. Karpinsky Russian Geological Institute (VSEGEI), St.-Petersburg, Russia

В пределах бассейна р. Мезень четвертичные отложения развиты в виде чехла неравномерной мощности практически повсеместно, в естественных обнажениях вскрываются образования, относящиеся к пятой и шестой ступеням среднего неоплейстоцена, верхнему неоплейстоцену и голоцену. Авторами в течение 2007–2009 и 2012 гг. были изучены и доизучены опорные разрезы четвертичных образований, вскрытые в естественных обнажениях долины реки Мезень и её правого притока Пёзы, а также в морских береговых обрывах (рис. 1). Разрезы изучались по единой методике, они включали определение моллюсков, фораминиферовый, диатомовый и спорово-пыльцевой анализ, анализ гранулометрического состава (19-фракционный анализ), определение абсолютного возраста, изучение макротекстур и микротекстур.

Стратиграфия образований, не вскрывающихся в естественных обнажениях, восстановлена по работам масштаба 1:200 000, проведенных ранее (Гос. геол. карта РФ, 1999).

Квартер представлен ледниковыми образованиями нижнего звена (окский горизонт), двумя ледниковыми (вологодский и московский горизонты) и двумя межледниковыми комплексами среднего звена (лихвинский и горкинский горизонты), отложениями двух ледниковых комплексов верхнего звена (комплекс второй ступени верхнего звена, осташковский, полярный горизонты), межледниковым микулинским горизонтом и интерстадиальным ленинградским горизонтом верхнего звена, осадками голоцена.

Наиболее древними образованиями, которые встречаются в эрозионных склонах рек, являются аллювиальные и озёрные осадки горкинского горизонта, возраст их подтверждён определениями абсолютного возраста ( $206,1 \pm 17,2$ , RLQG 1923–119,  $214 \pm 23,1$ , RLQG 1924–119 таблица). Они вскрыты в долине р. Мезени, в районе устья р. Кымы. Там же выше по разрезу залегают рельефообразующие ледниковые образования московского горизонта. В разрезах на м. Толстик, близ устья р. Пёзы, московская морена вскрыта в основании абразионного обрыва.

Наиболее полный разрез морских микулинских отложений вскрыт на правом берегу р. Пёза напротив д. Бычье. В разрезе на мысе Толстик морские отложения, представленные песками с многочисленными раковинами и обломками раковин, перекрывают московскую (бабушкинскую морену). По заключению А.В. Крылова, пески содержит раковины двустворчатых моллюсков хорошей сохранности олигоцен-плейстоценовых видов, среди них *Angulus* sp. – поздненеоплейстоценовый вид, *Mya areninaria* – плейстоценовый вид; обломки замковых брахиопод плиоцен-плейстоценового вида, обломки брюхоногих моллюсков – плейстоценовые, плиоцен-плейстоценовые и плейстоценовые виды, обломки домиков ракообразных (бальянусов) – плиоцен-плейстоценовые и плейстоценовые виды. Таким образом, изученные комплексы не могут относиться к эоплейстоценовым.

По данным И.Н. Демидова и др. (2007), для описанных выше морских отложений разреза Толстик получены датировки от 61 до 67 тыс. лет. Нами в этом разрезе на описываемых осадках наблюдалась подпорожская морена, выше которой залегают пески, для которых получены датировки  $31,4 \pm 2,4$  тыс. лет (RLQG 1925–119),  $31,7 \pm 2,4$  тыс. лет (RLQG 1922–119) и  $32,3 \pm 3,2$  тыс. лет (RLQG 1921–119) (табл. 1), что соответствует ленинградскому горизонту. По положению в разрезе, микулинские пески разреза Толстик коррелируются с песками, изученными в разрезе Затон, датированные методом ЭПР.

Сближенные гряды, холмы краевой морены первого поздненеоплейстоценового оледенения (подпорожского, лайского) образуют подковообразные пояса холмов и гряд, положение этих поясов указывает на движение ледников как со стороны Чёшской губы, так и со стороны Беломорско-Кулойского плато. Выше устья р. Вашки в долине р. Мезени прослеживается третья надпойменная терраса, сложенная как осадками, сформировавшимися в условиях подпрудного приледникового бассейна, так и в условиях обратного стока вод (разрез Елькиб-19) при катастрофическом переполнении бассейна.

Отложения ленинградского (бызовского) горизонта выделены как в разрезе Толстик, так и в разрезе Сёмжа (рис. 1). В устье р. Сёмжи ленинградские морские отложения слагают нижнюю часть разреза, они перекрыты осташковской мореной. Из песков (ближе к основанию разреза) авторами получена датировка методом ОСЛ –  $36,3 \pm 4,2$  тыс. лет (RLQG 1869–039). Ранее И. Н. Демидовым и др. (2007) из этих отложений были получены датировки методом ОСЛ от 44 тыс. лет до 62 тыс. лет, что также частично соответствует ленинградскому горизонту.

В долине р. Шукша морские (?) ленинградские пески залегают на пермских песчаниках, перекрыты ледниковоозёрными осадками осташковского горизонта. Ленинградские пески датированы методом ОСЛ –  $50,5 \pm 5,8$  тыс. лет (RLQG 1868–039). Получена датировка и из песков в разрезе Затон (долина р. Мезень) –  $42,4 \pm 4,1$  тыс. лет (RLQG 1867–039), залегающих на микулинских морских осадках.

Ледниковый комплекс полярного горизонта, входящего в состав ненецкого надгоризонта, распространён восточнее устья р. Пёзы, он сформирован Новоземельским ледником. Краевая морена образует валообразные формы с пологими склонами и пологовыпуклыми водоразделами.

Ледниковый комплекс осташковского горизонта, сформированный Скандинавским ледником, распространён западнее устья р. Пёза. Авторами изучена морена в береговых обрывах на мысе Толстик и в устье р. Сёмжи. Остатков диатомовых водорослей в разрезах на мысе Толстик не обнаружено (по заключению З.В. Пушиной), фораминифер мало как по количеству экземпляров, так и по числу видов. Сохранность фораминифер плохая – многие экземпляры обломаны, видны следы растворения (заключение Г.В. Степановой). Для спор и пыльцы так же отмечена различная степень сохранности,

присутствуют споры палеозоя, углистые частицы, древняя органика, состав спорово-пыльцевых спектров характерен для лесотундры (по заключению Э.С. Плешивцевой). В устье р. Сёмжи общий состав пыльцы и спор, состав палинофлоры, характеризует существование растительности предтундровых редколесий, а возможно, и кустарниковых тундр.

Интересными оказались результаты изучения состава фораминифер. В противоположность результатам спорово-пыльцевого анализа состав фораминифер, если его воспринимать как *in situ*, свидетельствуют о достаточно стабильных тёплых условиях. Количественный максимум (226 экземпляров в 100 г) наблюдается в образце из середины слоя, однако видовое разнообразие здесь уменьшается (до 14 видов). В образце из верхней части морены падает как видовое разнообразие (до 14 видов), так и количество фораминифер (до 114 экземпляров). Всё это показывает смешанный состав биоты, который возможен при переотложении.

Краевая морена максимальной стадии последнего скандинавского оледенения хорошо выражена в рельефе в виде одиночных крупных гряд или систем гряд.

В долине р. Мезени выше устья р. Пёза, и в долине р. Пёза, распространены отложения подпрудного ледникового озера времени последнего позднеоплейстоценового оледенения (второго), они слагают вторую надпойменную террасу.

В период деградации ледников понижения рельефа представляли собой обширный озерно-ледниковый бассейн. После его спуска, в конце поздневалдайского времени, в долины рек вторглись морские воды, которыми были сформированы две морские террасы. В долинах рек была сформирована первая надпойменная террасы, в настоящее время формируются высокая и низкая поймы.

Таблица 1

**Датировки методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) и электро-парамагнитного резонанса (ЭПР). Датирование выполнено в Лаборатории четвертичной геохронологии Института Геологии Таллиннского университета А.Н. Молодьковым**

№	Лабораторный номер	Полевой номер	ОСЛ -дата в тыс. лет	ЭПР-дата в тыс. лет
1	RLQG 415-119	Затон-23-2		$93 \pm 9,7$
2	PROG 401-039	Затон-23-2		$88 \pm 6,5$
3	RLQG 401-039	Затон-23-9		$54 \pm 4,7$
4	RLQG 1867-039	Затон-23-9	$42,4 \pm 4,1$	
5	RLQG 403-039	Затон-25		$98 \pm 11,2$
6	RLQG 1868-039	Шукша-28-3	$50,5 \pm 5,8$	
7	RLQG 1869-039	Сёмжа-29-6	$36,3 \pm 4,2$	
8	RLQG 1924-119	Кыма-37-1	$214,6 \pm 23,1$	
9	RLQG 1923-119	Кыма-37-2	$206,1 \pm 17,2$	
10	RLQG 1924-119	Кыма-37-1	$214 \pm 23,1$	
11	RLQG 1922-119	Толстик-42	$31,7 \pm 2,4$	
12	RLQG 1925-119	Толстик-47	$31,4 \pm 2,4$	
13	RLQG 1921-119	Тостик-48	$32,3 \pm 3,2$	

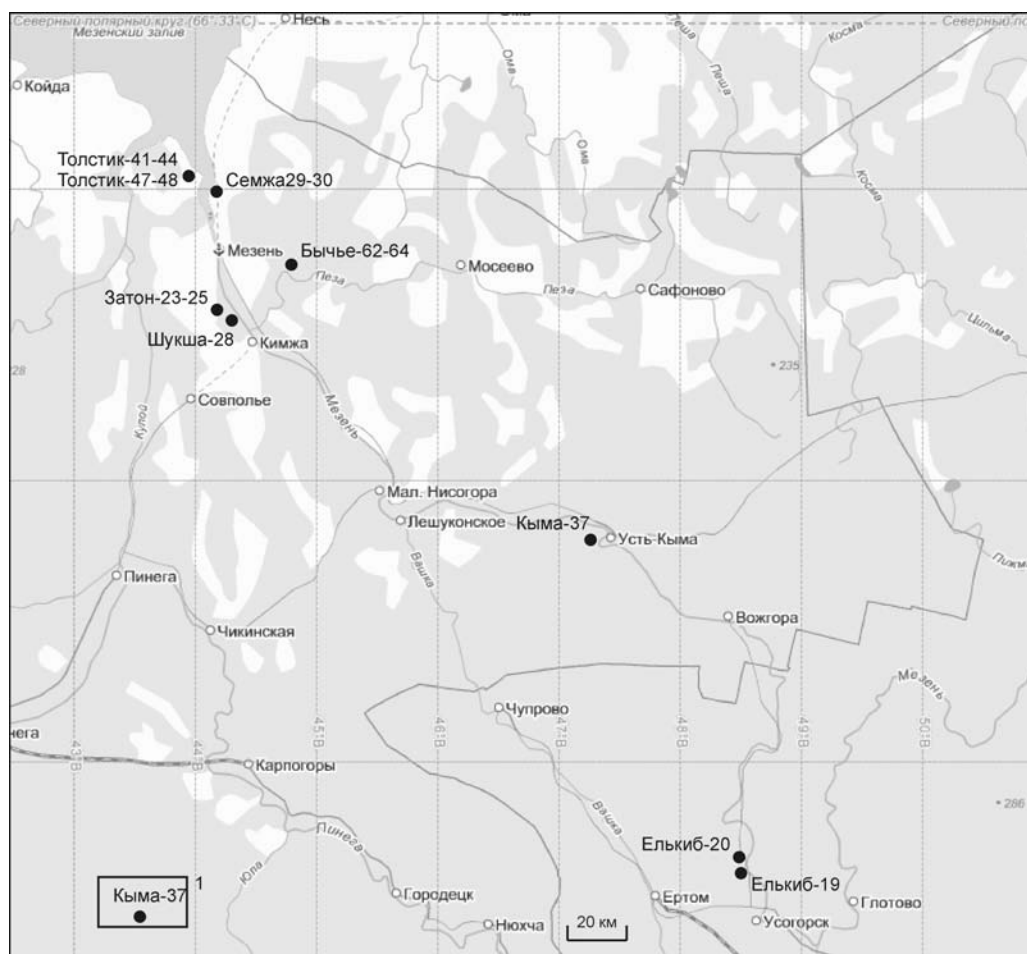


Рис. 1. Схема расположения ключевых разрезов

### Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Санкт-Петербург, 2009 (в печати).
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Мезенская. Листы Q-38-XXI, XXII (Мезень), Q-38-XXIII, XXIV (Сафоново), Q-38-XXVII, XXVIII (Лешуконское). Объяснительная записка. Москва, 1999
3. Демидов И.Н., Ларсен Э.А., Кйер К.Х., Хоумарк-Нильсен М. Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна / Региональная геология и металлогения, 2007. № 30–31. С. 179–189.
4. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005.
5. Jensen M.A., Demidov I.N., Larsen E., Luså A. Quaternary palaeoenvironments and multi-storey valley fill architecture along the Mezen and Severnaya Dvina river valleys, Arkhangelsk region, NW Russia / Quaternary Science Reviews, 2009. 28. P. 2489–2506.

## ФАЦИИ ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН | CHOCOLATE CLAY FACIES

**Р.Р. Макшаев**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
radikm1986@mail.ru*

**R.R. Makshaev,**

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

Шоколадные глины являются одной из самых распространенных фаций нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия, Нижнего и Среднего Поволжья (рис. 1). Их изучение началось более столетия назад, однако до настоящего времени остается ряд нерешенных вопросов связанных с условиями: 1 – их залегания, 2 – строения, 3 – фациальный состав, 4 – цветность глин.

Шоколадные глины представляют тонкоотмученную породу светло-коричневого и розовато-коричневого темно-шоколадного цвета, неясно-тонкослоистую, с плитчато-призматической структурой, распадающейся на призматично-угловатые отдельности, в крупных обломках-глыбах с раковистым изломом, глянцевой отдельностью и налетом марганца. По (Чистякова, 2001) это тонкочешуйчатый, спутанноволокнистый агрегат, сложенный в основном слюдястыми минералами, с распыленными карбонатами. По данным термического и рентгеноструктурного анализа глинистая составляющая (95–97 %) имеет полиминеральный монтмориллонитово-гидрослюдистый состав. Во фракции менее 0,001 мм установлены: гидрослюда (60–80 %), каолинит (15–30 %), монтмориллонит (до 7 %), хлорит (до 4 %) и смешанно-слоистые минералы. Близкий состав глин отмечается и другими исследователями (Приклонский, 1956). По образцу из разреза Светлый Яр специалистами МГУ Ю.В. Ростовцевой и В.Л. Косоруковым в составе глин определены: гидрослюда – 48 %, каолинит – 26 %, хлорит – 17 %, смешанно-слоистые слюда-сметит – 6 % и сметит – 35 %.

Наиболее характерный признак шоколадных глин это их окраска. Шоколадный цвет породы определяется разными причинами. Одна из них это источники сноса тонкого материала. В области волжского водосбора располагаются обширные поля днепровской и московской (?) морен имеющих коричнево-бурую окраску и красно-цветы пермо-триаса, развитые на водосборе р. Урал. Рекогносцировочными исследованиями установлено определенное сходство состава тонкодисперсной фракции морен и шоколадных глин (преобладание гидрослюды, обилие каолинита) и не отмечается минералогического сходства

глин с красноцветами пермо-триаса, в составе которых обильны смектиты и мало гидрослюды. Главная причина шоколадной окраски глин это вероятно обилие в них оксидных соединений  $Fe^{3+}$  (гидрогётита). По материалам солянокислых вытяжек (Приклонский и др., 1956) установлено присутствие в глинах большого количества полуторных окислов, в частности  $Fe_2O_3$  связанного с железистыми материалами пронизывающими глинистую массу породы и обуславливающими ее шоколадную окраску.

Фация (макрофация) шоколадных глин в зависимости от особенностей строения может быть подразделена на субфации (подфации): моноглинистую, слоистую, песчано-глинистую и алевритоглинистую. Моноглинистая субфация имеет исключительно глинистый состав – это массивные неслоистые, либо скрыто-слоистые глины темно-коричнево шоколадные, с крупной блоковой отдельностью, иногда с прослоями более светлых алевритовых разностей. Эта типологическая подфация шоколадных глин является одной из самых распространенных по площади. Она характерна для волжской долины выше Волгограда (Быково, Торгун, Ровное, Новое Поволжье, Чапаевка) и для участков наиболее глубоких палеодепрессий в долине Нижней Волги (Светлый Яр) и на ее левобережье (Верхний Баскунчак, Кривая Лощина, Большой Лиман). На этих участках отмечается наибольшая мощность шоколадных глин, во вскрытых разрезах достигающая 8–10 м, а по материалам бурения до 15–18 м (Архипов, 1958).

Слоистая субфация характеризуется слоистой текстурой – горизонтальным и линзовидным переслаиванием шоколадных глин с песчано-алевритовыми прослоями. Толщина прослоев песка 2–5 см, (реже большая). Количество слойков, в зависимости от мощности глин разное – от первых десятков в разрезе Черный Яр до нескольких сотен в глинах Большого Лимана (Архипов, 1958). В большинстве разрезов мощность глинистых прослоев в полтора-два раза превышает толщину песков, лишь по периферии депрессий выполненных шоколадными глинами мощность терригенных прослоев может превышать толщину слойков глины.



Песчано-алевритовая составляющая в глинах имеет разнообразный минеральный состав: в легкой фракции резко преобладает кварц и множество полевых шпатов, также присутствуют обломки тяжелой фракции: многочисленных кремневых пород, глауконит и кальцит. В составе тяжелой фракции обильны ильменит и эпидот, реже – граниты, циркон, амфиболы и рутил; единичны дистен, турмалин и силлиманит. По контакту с глинами пески обычно слабо ожелезнены.

Слоистая субфация среди шоколадных глин имеет наибольшее распространение, она повсеместно распространена в долинах Нижней Волги и Урала и эпизодически в Калмыкии и дельте Волги. Пространственно слоистые глины сопряжены с моноглинистой субфацией маркируя участки менее приглубого осадконакопления в раннехвалынском бассейне.

Две другие субфации имеют ограниченное распространение. Песчано-глинистая (разрез Райгород) состоит из двух пачек глин разделенных крупным прослоем песка содержащего обильную фауну хвалынских моллюсков и по существу отражает два этапа накопления глин. Алевритово-глинистая фация характерна для верхов волжского эстуария (Чапаевка, Торгун), где во время хвалынской трансгрессии в затопленном море долине Волги накапливались исключительно глинисто-алевритовые осадки, отвечающие всему этапу раннехвалынской трансгрессии.

Шоколадные глины целиком укладываются в стратиграфический интервал нижнехвалынских отложений. Они содержат два типа хвалынских моллюсков, обусловленных экологическими условиями их обитания. В глинах раковины моллюсков практически отсутствуют, здесь крайне редко встречаются, тонкостворчатые *Monodacnacaspia* и *Adacnaplicata*. В песчаных прослоях, среди глин, раковины многочисленны и многообразны по составу, среди них присутствуют типичные представители раннехвалынского комплекса моллюсков: *Didacnaprotracta*, *D. trigonoides*, *D. parallela*, *Dreisenadistincta*, *Dr. polimorpha* и др., причем отмечено, что обычно находки приурочены к одному какому-либо прослою песков, положение которого в толще глин может быть самым разным (Брицына, 1954). Имеются и исключения, так в опорном нижнехвалынском разрезе Цаган-Аман фауну содержат прослои песка по всей толще глин, характеризую разнообразную обстановку обитания малакофауны за весь период их накопления. Их хронология, по материалам массового радиоуглеродного датирования (Свиточ, Янина, 1995), располагается в интервале 11–15 т.л. Более конкретные даты получены методом AMS (Леонов и др., 2002), все они находятся в пределах  $12060 \pm 130$ – $13240 \pm 45$ . Материалы палинологического анализа (Обидиентова, Губонина, 1962) шоколадных глин показывают, что во время их накопления отмечалось определенное потепление в целом прохладно-холодного климата поздневюрмского

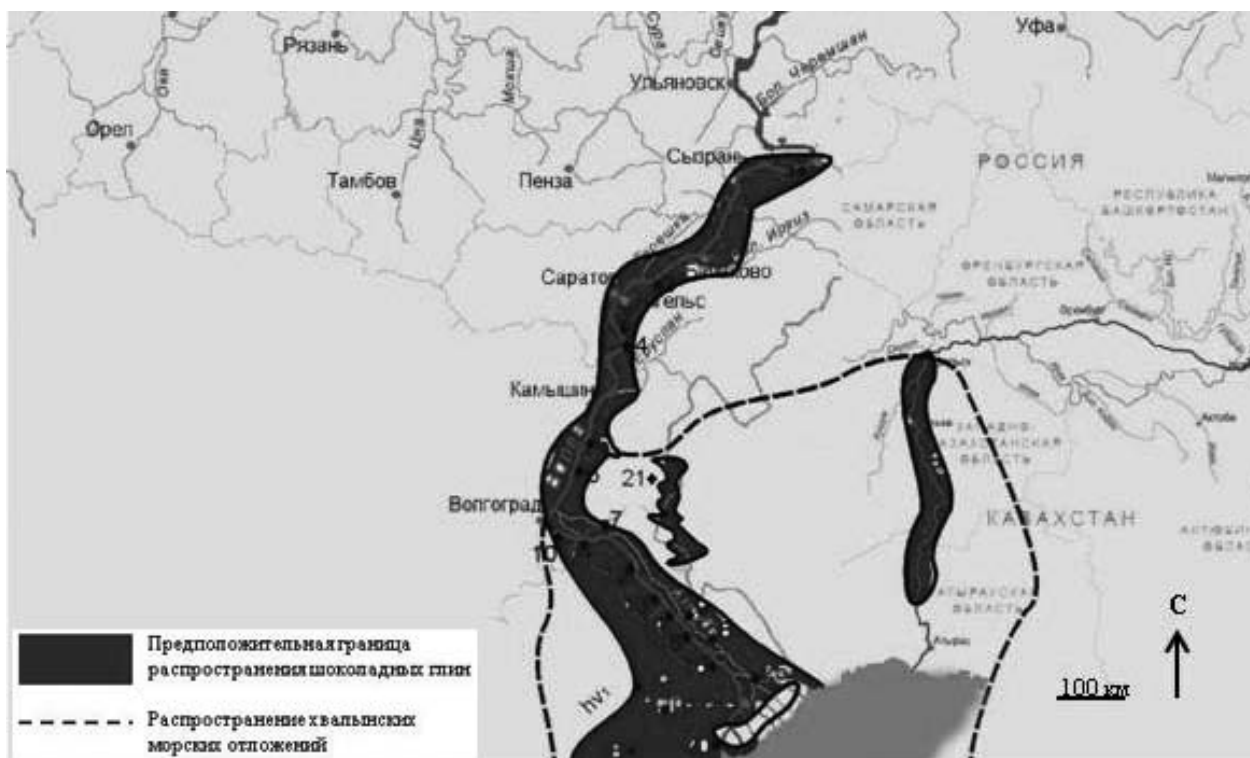


Рис. 1. Схема распространения шоколадных глин

последнедевонской Русской равнины выразившееся в появлении в составе лесов широколиственной растительности. По (Гричук, 1952) накопление глин происходило на фоне иссушения климата и остепнения растительности.

В сводном разрезе нижнехвалынских слоев положение шоколадных глин определяется по разному (рис. 5) В средней части разреза, где они выделяются в виде стратиграфического горизонта (Брицына, 1954; Федоров, 1957; Васильев, 1961), в его основании (Обдиентова, 1962), либо вверху (Морозов, 1955). На большей части территории своего распространения шоколадные глины располагаются в средней части разреза нижнехвалынских отложений, где в кровле и основании ограничены песками с хвалынской фауной. В долине Нижней Волги они часто располагаются в основании разреза, а в самых северных участках своего распространения слагают всю хвалынскую толщу. Глины не могут выделяться в качестве какого-либо самостоятельного стратиграфического горизонта – они не содержат отличающих их руководящих моллюсков, имеют

четкую геоморфологическую позицию и разное положение в разрезе.

Отмеченные особенности шоколадных глин (литологический и фаунистический составы, характер строения и залегания, окраска) однозначно свидетельствующие, что это одна из фаций осадков раннехвалынского моря, очень оригинальная (экзотичная) по своему строению и накоплению и присущая только этому бассейну. Её происхождение остается загадочным вопросом. Почему в эпохи других каспийских трансгрессий столько же масштабных как и хвалынская, с неизменным (близким) положением источников сноса (морены, красноцветы пермо-триаса) и относительно сходными климатическими условиями (похолодания на Русской равнине) шоколадноподобные глины не образовывались? Возможные решения вопроса располагаются в области палеогеографических и климато-гидрологических реконструкций хвалынской эпохи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ(проекты № 12–05–31281, 11–05–00093).

#### Список литературы

1. *Архипов С.А.* К литолого-фациальной характеристике хвалынских шоколадных глин и условиям их образования // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1958. № 22, С. 63–72.
2. *Брицына М.П.* Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды ин-та географии АН СССР, вып. 12. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 5–27.
3. *Васильев Ю.М.* Хвалынские отложения Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1961. 3.
4. *Гричук В.П.* Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952. Вып. 52. 7. С. 5–45.
5. *Леонов Ю.Г., Лавркин Ю.А., Антипов М.П. и др.* Новые данные о возрасте трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Докл. РАН, 2002. Т. 386. № 2. С. 229–233.
6. *Морозов В.А.* К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия. Уч.зап. Саратовского ун-та, 1955, 46 вып. геол. С. 155–157.
7. *Обдиентова Г.В., Губонина З.П.* О хвалынском веке в пределах Нижнего Поволжья. -В кн.: Вопросы палеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала, М., изд. АН СССР, 1962.
8. *Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А., Реутова Н.С., Чепик В.Ф.* Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования // Тр. лаб. гидрогеол. проблем, АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 13. С. 152.
9. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Братанова О.Н.* Биостратиграфия опорного разреза хазарских отложений Северного Прикаспия у. с. Сероглазовка // Стратиграфия. Геол. Корреляция, 1995. № 1. С. 67–77.
10. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР, вып. 10. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 297 с.
11. *Чистякова И.А.* Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода, 2001. № 64. С. 60–69.

**ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ДОННЫХ ОСАДКОВ ПОКМАРКОВ  
НА ЧУКОТСКОМ ПЛАТО  
(ЧУКОТСКОЕ МОРЕ)**

**THE PETROMAGNETIC STUDY  
OF THE POCKMARK BOTTOM SEDIMENTS  
FROM THE CHUKCHI PLATEAU  
(THE CHUKCHI SEA)**

**М.И. Малахов<sup>1</sup>, Г.Ю. Малахова<sup>1</sup>, Я.Л. Соляников<sup>1</sup>, А.А. Босин<sup>2</sup>, А.С. Астахов<sup>2</sup>,  
А.Н. Колесник<sup>2</sup>, Т.В. Матвеева<sup>3</sup>, Е.А. Логвина<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан; Россия  
malakhov@neisri.ru

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток; Россия

<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана  
им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; Россия

**M.I. Malakhov<sup>1</sup>, G.Yu. Malakhova<sup>1</sup>, Ya.L. Solyanikov<sup>1</sup>, A.A. Bosin<sup>2</sup>, A.S. Astakhov<sup>2</sup>,  
A.N. Kolesnik<sup>2</sup>, T.V. Matveeva<sup>3</sup>, E.A. Logvina<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>N.A. Shilo North-Eastern Interdisciplinary Scientific Res. Institute FEB RAS, Magadan, Russia

<sup>2</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

<sup>3</sup>I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources  
of the World Ocean, St. Petersburg, Russia

Петромагнитные исследования выполнены на двух колонках, отобранных на поле покмарков (донные воронки) Чукотского плато. Покмарки, в том числе и газогидратоносные, известны в целом ряде арктических акваторий. Их формирование связано с эрозионными процессами, вызванной фокусированной разгрузкой газонасыщенной воды и/или нефти. Пробоотбор производился гидростатической трубкой GSP-2 (ТОИ ДВО РАН) с научно-исследовательского судна «Профессор Хромов» в рамках экспедиции Российско-Американского проекта RUSALCA-2009.

На станциях HCG-17 (76°31,1538' с.ш., 164°10,7253' з.д., глубина 635 м, длина 262 см) и HCG-16 (76°36,9886' с.ш., 163°59,8308' з.д., глубина 602 м, длина 180 см) вскрыты отложения, представленные однородными вязкими илами и глинами различных цветов (от белого, бежевого, зеленого до серого, светло- и темно-коричневого). Чередование прослоев оливково-зеленого и коричневого цветов свидетельствует о смене периодов оледенения и межледниковья. Разрез типичен для глубоководной котловина Северного Ледовитого океана. Подобно детально изученной в этом районе колонке M03, коричневые прослои колонок HCG-17 и -16 содержат карбонатные раковины фораминифер, песок и гальку ледового разноса (Wang et al., 2009, 2012). Предварительная стратиграфическая корреляция с колонкой M03 позволила сделать заключение о возрасте этих колонок – осадки накапливались в течение последних шести изотопно-кислородных стадий MIS1 – MIS6 (Астахов и др., 2010).

Петромагнитный метод, изучающий концентрацию, состав и магнитное состояние (доменную структуру) зерен, представляет собой экспрес-

метод получения различных скалярных магнитных сигналов вдоль изучаемого разреза. Опыт последнего десятилетия определил основной набор магнитных параметров и их соотношений, которые отражают изменения среды и климата района исследований: магнитную восприимчивость MS и индуцированную намагниченность Ji в геомагнитном поле B; изотермическую остаточную намагниченность насыщения Jr; намагниченность Jr парамагнитной компоненты в поле 0.5 Тл; коэрцитивную силу Vc намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты; коэрцитивную силу Vcr остаточной намагниченности насыщения; положение максимумов Vda, Vdb коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль осей a и b соответственно диаграммы Прейзаха – Нееля).

Для образцов получены кривые магнитного гистерезиса в полях от -500 до 500 мТл (рис. 1, а) (Jasonov et al., 1998). Термомагнитный анализ выявил тонкодисперсный магнетит (Буров, Ясонов, 1979). Его блокирующие температуры имеют широкий спектр – от 400°C до температуры Кюри 580°C (рис. 1, б). Изменение цвета осадков от зеленовато-серого до черного и обнаружение парамагнитных сульфидов железа обусловлены раннедиагенетическими изменениями, скорость которых в морях во многом зависит от содержания органики (Brachfeld et al., 2009; Малахов и др., 2012).

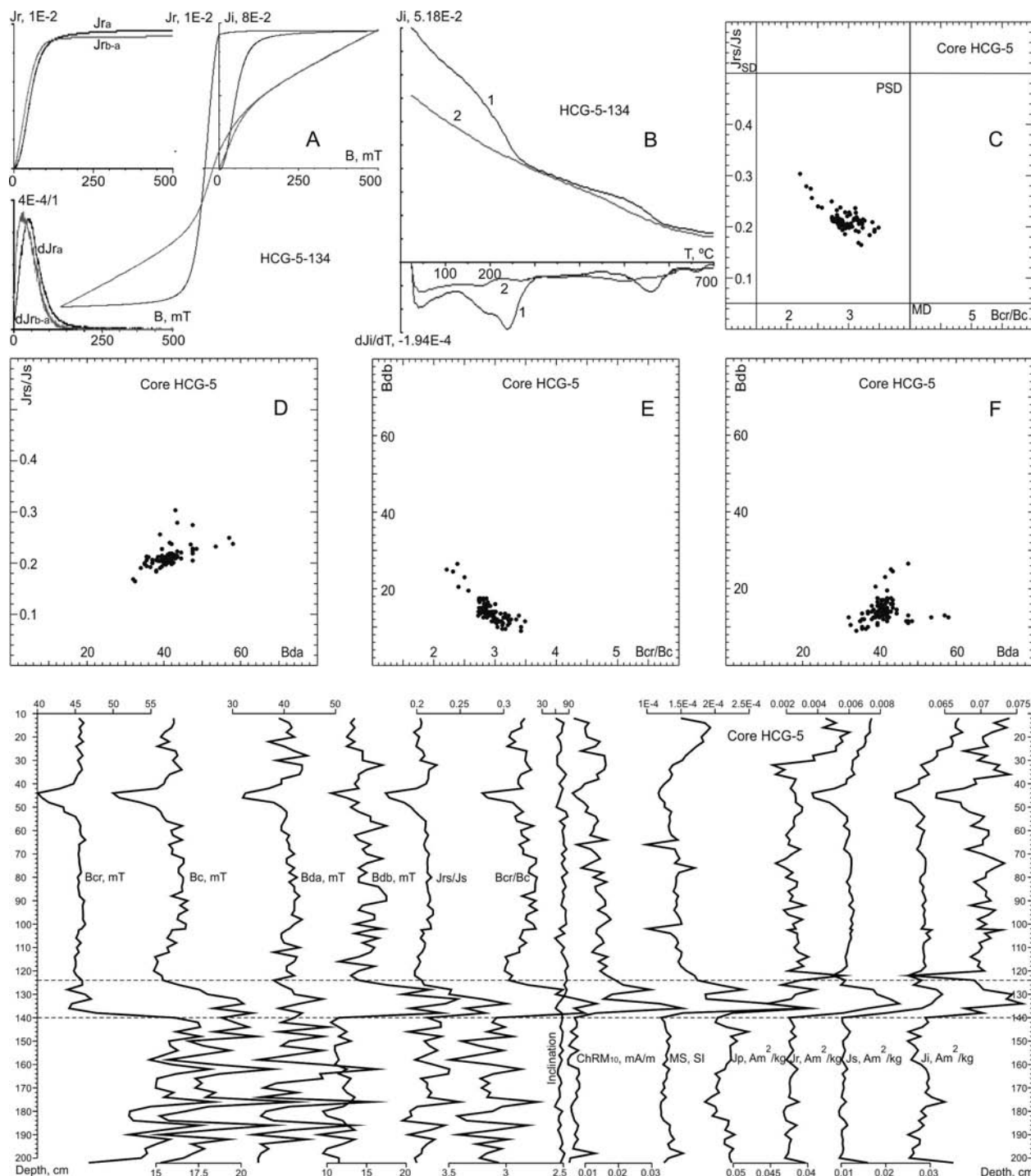
Гранулометрия магнитных частиц определяется их доменной структурой. Частицы очень тонкодисперсны и занимают центральную часть псевдооднодоменной области диаграммы Дэя (рис. 1, с-f). Самые магнито жесткие зерна, близкие к однодоменным, приходится на теплую подстадию MIS 5e. В горизонте 212–240 см наряду

с обломочным магнетитом явно присутствует однодоменный биогенный магнетит (Малахов и др., 2009).

Пики вариаций петромагнитных параметров (концентрации магнитной фракции, ее минерального состава и доменной структуры частиц) нам удалось привязать к холодным событиям

Хейнриха на калиброванной цветовой кривой L\* колонки MD01–2047 (Kido et al., 2007) (рис. 1). Возраст колонки HCG-17 составляет 138 тыс. лет, HCG-16–148 тыс. лет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11–05–00365а, Президентского гранта МК-3466.2012.5.



**Рис. 1.** Записи кривых петромагнитных параметров по разрезу колонки HCG-17 и результаты магнито-минералогического анализа: А – кривые магнитного гистерезиса; В – кривые дифференциального термомагнитного анализа; С-Ф – местоположение образцов на диаграмме Дэй и сопутствующих ей диаграммам параметров магнитного гистерезиса



### Список литературы

1. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н., Кориунов Д.А., Крэйн К., Логвина Е.А. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции Rusalca-2009 // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 29. № 6. С. 119–125.
2. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1979, 168 с.
3. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Гладыш В.А., Крылов А.А. Комплексные исследования покмарков на Чукотского плато // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011. № 2 (88). С. 45–54.
4. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 11. С. 1254–1265.
5. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Босин А.А., Shi X., Zou J., Liu Y., Ge S. Влияние диагенеза магнитных минералов на запись геомагнитного и климатического сигналов в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород», Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2012 г. Санкт-Петербург: С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. С. 144–148.
6. Brachfeld S., Barletta F., St-Onge G., Darby D., Ortiz J.D. Impact of diagenesis on the environmental magnetic record from a Holocene sedimentary sequence from the Chukchi-Alaskan margin, Arctic Ocean // Global and Planetary Change, 2009. V. 68. P. 100–114.
7. Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica, 1998. V. 49. P. 224–225.
8. Kido Y., Minami I., Tada R., Fujine K., Irino T., Ikehara K., Chun J. Orbital-scale stratigraphy and high-resolution analysis of biogenic components and deep-water oxygenation conditions in the Japan Sea during the last 640 kyr // Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007. V. 247. P. 32–49.
9. Wang R., Xiao W., Li W., Sun Y. Late Quaternary ice-rafted detritus events in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean. Chinese Science Bulletin, 2010. V. 55(4–5). P. 432–440
10. Wang R., Xiao W., Shao L., Chen J., Gao A. Paleooceanographic records in the Chukchi Basin, western Arctic Ocean during the late Quaternary // Acta Oceanol. Sin., 2012. V. 31. No. 1. P. 83–94.
- 11.

**ПЕТРОМАГНИТНЫЕ  
И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ДОННЫХ ОСАДКОВ КАНЬОНА ГЕРАЛЬД  
И ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ**

**THE PETROMAGNETIC AND  
PALEOMAGNETIC STUDY OF THE  
BOTTOM SEDIMENTS FROM THE HERALD  
CANYON AND THE CHUKCHI SEA SHELF**

**М.И. Малахов<sup>1</sup>, Г.Ю. Малахова<sup>1</sup>, Я.Л. Соляников<sup>1</sup>, А.А. Босин<sup>2</sup>, А.С. Астахов<sup>2</sup>,  
А.Н. Колесник<sup>2</sup>, Т.В. Матвеева<sup>3</sup>, Е.А. Логвина<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан; Россия  
malakhov@neisri.ru

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток; Россия

<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана  
им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; Россия

**M.I. Malakhov<sup>1</sup>, G.Yu. Malakhova<sup>1</sup>, Ya.L. Solyanikov<sup>1</sup>, A.A. Bosin<sup>2</sup>, A.S. Astakhov<sup>2</sup>,  
A.N. Kolesnik<sup>2</sup>, T.V. Matveeva<sup>3</sup>, E.A. Logvina<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>N.A. Shilo North-Eastern Interdisciplinary Scientific Res. Institute FEB RAS, Magadan, Russia

<sup>2</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

<sup>3</sup>I.S. Gramberg All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources  
of the World Ocean, St. Petersburg, Russia

Палеомагнитные исследования выполнены на четырех колонках, поднятых в районе о. Врангеля по программе РУСАЛКА-2012 в ходе экспедиции судна «Профессор Хромов» в Чукотском море. Две колонки HCG-5 (72°26,12' с.ш., 175°57,85' в.д., глубина 109 м, длина 202 см) и HCG-9 (72°39,01' с.ш., 175°57,80' в.д., глубина 110 м, длина 102 см) отобраны в каньоне Геральда, а другие HCG-3 (70°33,10' с.ш., 174°20,81' в.д., глубина 57 м, длина 100 см) и HCG-2 (69°37,12' с.ш., 175°6,08' в.д., глубина 55 м, длина 146 см) в шельфовой зоне юго-восточнее о. Врангеля.

Структура, текстура и минеральный состав отобранных осадков в исследованном районе в целом схожи. Отложения сложены в основном частицами пелитовой и пелито-алевроитовой размерности с незначительной примесью песка, раковинного детрита и обломочного материала различного размера и степени окатанности. Доминируют темно серые и серо-зеленые цвета. Текстура гомогенная (массивная) либо полосчатая и пятнистая благодаря темно-серым или черным включениям гидротроилита, встречающимся в виде примазок, тонких прослоев, гнезд и линз.

Явных признаков присутствия газа (метана) в отложениях отмечено не было, однако ряд проб отличался сильным запахом сероводорода, большим количеством гидротроилита, значительной биотурбацией, наличием прослоев карбонатных раковин и детрита, свидетельствующих о значительном количестве захороненного органического материала, присутствием специфической биоты, активных микробных процессов. Все вышеуказанное можно рассматривать как косвенные признаки процессов, связанных с генерацией углеводородных газов в изученных отложениях.

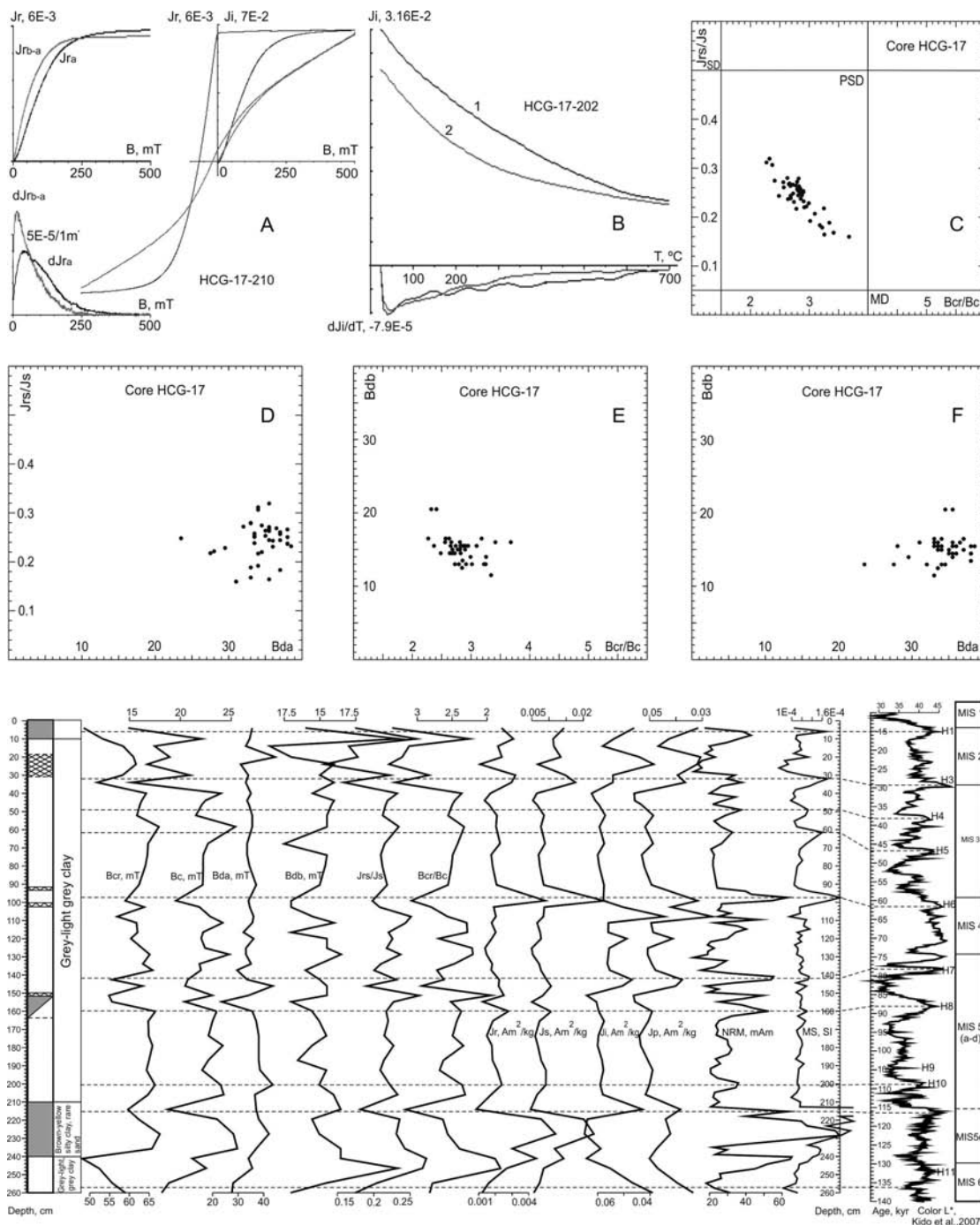
Верхние 0–5 см разреза, как правило, сильно нарушены при внедрении пробоотборников в грунт.

В случае хорошей сохранности верхний горизонт обычно представлен окисленными водонасыщенными рыжевато-коричневыми илами мощностью не превышающей 10 см. В целом, вскрытый разрез представлен преимущественно голоценовыми отложениями.

Исключением является керн колонки HCG-5, в котором удалось проследить верхи плейстоценовых отложений (комплекс ниже 140 см, рис. 1), отличающихся от вышележащих по цвету и текстуре. Верхний комплекс (выше 124 см) отличается от нижнего по петромагнитным параметрам. Условно выделенный промежуточный слой 124–140 см по-видимому связан с процессами перемешивания (биотурбация, криотурбация) или оползневого сброса, либо как результат активных процессов ледового разноса. В этом слое в основном присутствует смесь однодоменного (биогенного?) и тонкодисперсного псевдооднодоменного магнетита, но также есть магнитный и парамагнитный сульфиды (рис. 1, а-с). В целом, разрез колонки HCG-5 подобен разрезу, представленному в двух колонках в этом районе (Gusev et al., 2009). В них выделены два горизонта: комплекс 1 голоценового возраста и комплекс 2 – позднеплейстоценового. Они подтверждены AMS<sup>C14</sup>-датированием и детальным биостратиграфическим обоснованием.

Комплексные данные по колонкам каньона Барроу позволили нам предположить, что возраст границы 140 см, укладывается в интервал 7300–7800 лет (Brachfeld et al., 2009; Lisé-Pronovost et al., 2009). В колонках HCG-9, -3 и -2 позднеплейстоценовые отложения отсутствуют. По вариациям петромагнитных параметров выполнена хроностратиграфия горизонтов всех четырех колонок.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00365а, Президентского гранта МК-3466.2012.5.



**Рис. 1.** Записи кривых петро- и палеомагнитных параметров по разрезу колонки HCG-5 и результаты магнито-минералогического анализа: А – кривые магнитного гистерезиса; В – кривые дифференциального термомагнитного анализа; С- F – местоположение образцов на диаграмме Дэя и сопутствующих ей диаграммам параметров магнитного гистерезиса

### Список литературы

1. *Brachfeld S., Barletta F., St-Onge G., Darby D., Ortiz J.D.* Impact of diagenesis on the environmental magnetic record from a Holocene sedimentary sequence from the Chukchi–Alaskan margin, Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*, 2009. V. 68. P. 100–114.
2. *Gusev E.A., Andreeva I.A., Anikin N.Y., Bondarenko S.A., Derevyanko L.G., Iosifidi A.G., Klyuvitkina T.S., Litvinenko I.V., Petrova V.I., Polyakova E.I., Popov V.V., Stepanova A.Y.* Stratigraphy of Late Cenozoic sediments of the western Chukchi Sea: New results from shallow drilling and seismic-reflection profiling // *Global and Planetary Change*, 2009. V. 68. P. 115–131.
3. *Lisé-Pronovost A., St-Onge G., Brachfeld S., Barletta F., Darby D.* Paleomagnetic constraints on the Holocene stratigraphy of the Arctic Alaskan margin // *Global and Planetary Change*, 2009. V. 68. P. 85–99.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО  
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯМ МАМОНТОВОЙ  
ФАУНЫ В ИСТОКАХ РЕКИ ЧУЛЫМ,  
РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ**

**PRELIMINARY DATA ABOUT THE  
LOCALITIES OF MAMMOTHS FAUNA  
IN THE CHULYM RIVER SOURCE,  
THE KHAKASS REPUBLIC**

**Д.Г. Маликов, А.В. Шпанский**

Томский государственный университет, Томск, Россия  
knight\_1991@mail.ru

**D.G. Malikov, A.V. Shpansky**

Tomsk state university, Tomsk, Russia

Территория Республики Хакасия богата остатками плейстоценовой фауны, однако степень изученности этих находок весьма различна. Так, хорошо изученными являются пещерные тафоценозы, приуроченные к восточному макросклону Кузнецкого Алатау и предгорий Восточного Саяна, исследования которых активно велись в 70–90-е гг. XX века (Оводов, 1979; Оводов, Мартынович, 1992; Оводов, 2009). В то время как аллювиальные местонахождения остаются практически не изученными, за исключением не многочисленных, местонахождений, приуроченных к берегу Красноярского водохранилища (Kuzmin, 2011). Материалы из пещерных местонахождений хотя и дают довольно полные и стратиграфически достоверные данные, но они не могут отразить картины распространения фауны на больших территориях, по причине того, что характеризуют относительно небольшую площадь вокруг пещеры, являющуюся охотничьими угодьями населяющих её хищников. Местонахождения, приуроченные к открытым территориям, могут способствовать решению этой проблемы. Однако, в пределах Южно-Минусинской впадины местонахождения такого типа, практически не известны, ввиду чего невозможно построить целостную картину распределения четвертичных млекопитающих.

В палеонтологическом музее Томского государственного университета хранятся сборы из местонахождений, находящихся в окрестностях с. Кожухово, и приуроченных к отложениям верховий р. Чулым (рис. 1).

В 2010 г в палеонтологический музей ТГУ были переданы остеологические остатки из местонахождения Кожухово I (54°55'с.ш., 89°46'в.д.), на реке Чёрный Июс. Эти материалы не имеют стратиграфической привязки и точных данных по характеристике местонахождения. Тогда же, А.В. Шпанским было обнаружено и изучено местонахождение Кожухово II (54°54'с.ш., 89°50'в.д.), приуроченное к отложениям I надпойменной террасы реки Белый Июс. Оно располагается на правом берегу реки, близ села Кожухово.

Разрез террасы имеет следующий характер (сверху вниз):

		Мощность, м
1.	почвенно-растительный слой	0,4–0,6
2.	лессовые суглинки, трещиноватые, светло-коричневого цвета, в глубину террасы мощность увеличивается. Включают мелкие обломки пород	0,3–2,0
3	русловой аллювий представленный переслаиванием горизонтально-слоистых песков и линз грубообломочного, плохо окатанного и слабо сортированного щебенистого материала. Нижняя часть слоя представлена только щебенистым материалом. Слой имеет хорошую слоистость, плоские обломки залегают горизонтально и хорошо ориентированы, имеются линзовидные пропластки более крупных обломков 15–20 (иногда больше) см. Основной размер обломков до 5–7 см. Часть слоя с переслаиваемыми песками, до 3 метров	0,5–5,0

Общая высота террасы 7,5 метров.

У окраинной части террасы (вниз по течению) в песках найден фрагмент верхней челюсти молодой *Equus* sp. со сменой зубов, и нижняя челюсть *Spermophilus undulatus*. Ниже по течению, в верхней части террасы найдены большая берцовая взрослой *Equus* sp., III метакарпальная кость *Coelodonta antiquitatis*, дистальный отдел плеча *Ovis* sp., дистальный отдел бедра *Bison prisus*, фрагмент ребра (видовая принадлежность не определена). В пределах обнажения остатки встречаются единично, но их распределение и сохранность говорят о едином цикле захоронения и исключают вторичный перенос.

Ввиду близкого расположения местонахождений Кожухово I и Кожухово II, приуроченности их к сходным условиям захоронения – аллювиальные комплексы I надпойменных террас рек общей речной системы р. Чулым, а также схожей сохранности образцов справедливо предполагать относительную одновозрастность этих местонахождений. Материалы в обоих местонахождениях представлены остатками представителей мамон-



тового фаунистического комплекса. По литолого-геоморфологическим и палеонтологическим данным геологический возраст этих местонахождений нами определяется как вторая половина позднего неоплейстоцена.

Видовое разнообразие материала из этих местонахождений относительно велико, в то время как количество образцов не значительно, некоторые виды представлены единичными костями. Ввиду малого количества материала проведение, какой либо статистической обработки не целесообразно и имеет смысл говорить лишь о непосредственном наличии представленных видов. Материалы из местонахождений Кожухово I и II принадлежат 7 видам млекопитающих (Таблица 1).

В целом можно отметить, что в позднем неоплейстоцене верховья реки Чулым населяли типичные представители мамонтовой фауны. Хотя по своим размерным характеристикам они были несколько мельче, чем одновозрастные животные с территории Западной Сибири (Алексеева, 1980).

Среди описанного материала особый интерес вызывает пястная кость *Rangifer tarandus*, сравнение которой с северными оленями Урала, Восточной и Западной Сибири, как ископаемыми, так и со-

временными (Саблин, Кузьмина, 1992; Клементьев 2009), показывает заметное отличие в размере и пропорциях этой кости. Значительная длина кости этого оленя сближает его с современным лесным подвидом *R. tarandus*, а небольшие размеры эпифизов с тундровым оленем (Кузьмина, 1971), что вероятно может указывать на обитание этого оленя в условиях лесостепи. Для подтверждения этого предположения необходимы дополнительные исследования на обозначенной территории с целью сбора новых материалов.

Таблица 1

## Остатки плейстоценовой фауны местонахождений у с. Кожухово

Вид	Кол-во костей	Минимальное количество особей
<i>Alces alces</i>	1	1
<i>Bison priscus</i>	10	2
<i>Coelodonta antiquitatis</i>	2	1
<i>Equus sp.</i>	11	2 (+1)
<i>Ovis ammon</i>	5	2 (+1)
<i>Rangifer tarandus</i>	1	1
<i>Spermophilus undulatus</i>	1	1
Неопределенные	4	

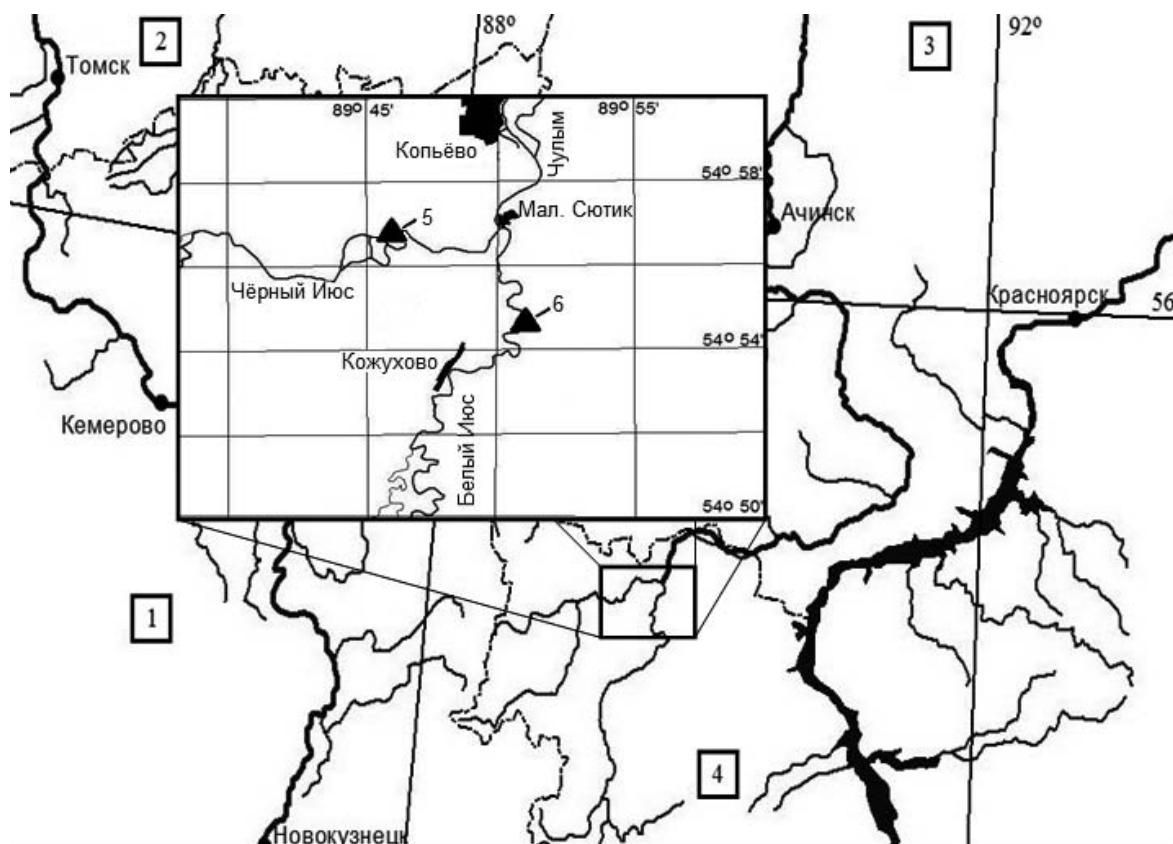


Рис. 1. Карта-схема окрестностей с. Кожухово (Орджоникидзевский район, Республика Хакасия):

1 – Кемеровская область; 2 – Томская область; 3 – Красноярский край; 4 – Республика Хакасия;  
Местонахождения: 5 – Кожухово I; 6 – Кожухово II

### Список литературы

1. Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири (хищные, хоботные, копытные). М.: Наука, 1980. 188с.
2. Клементьев А.М. Остатки крупных млекопитающих с Братского водохранилища (Унга-Осинское расширение): предварительные данные // Енисейская провинция. Альманах. Выпуск 4. – Красноярск: Красноярский краевой краеведческий музей, 2009. С. 91–102.
3. Кузьмина И.Е. Формирование териофауны северного Урала в позднем антропогене // Материалы по фаунам антропогена СССР. Труды Зоологического института АН СССР. Т. 49. Л.: Наука, 1971. С. 44–122.
4. Оводов Н.Д. Млекопитающие позднего антропогена юга Сибири и Дальнего востока по материалам пещерных местонахождений // Автореферат дисс. канд. биол. наук. Новосибирск, 1979. 23с.
5. Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения приенисейского края, 1992. С. 78–83.
6. Оводов Н.Д. Древние звери Хакасии // Астроархеология – естественно-научный инструмент познания протонаук и астральных религий жречества древних культур Хакасии. Красноярск. 2009. С. 189–199.
7. Саблин М.В., Кузьмина И.Е. Позднеплейстоценовый северный олень (*Rangifer tarandus*) верхнего Дона // Труды Зоологического института РАН. Т. 246. Спб.: Наука, 1992. С. 72–80.
8. Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных собранных новосибирской экспедицией 1885–86 г. // Приложение к тому записок императорской академии наук № 1. Санкт-Петербург, 1891. 706с.
9. Kuzmin Y.V. Mammalian fauna from paleolithic sites in the upper Yenisei river basin (Southern Siberia): review of the current zooarchaeological evidence. // International Journal of Osteoarchaeology 21. 2011. P. 218–228.

ИЗМЕНЕНИЯ АРЕАЛОВ ОВЦЕБЫКА  
И ПЕРВОБЫТНОГО БИЗОНА  
В ПОСЛЕДНИЕ 50 ТЫСЯЧ ЛЕТ НА  
ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

NORTHERN EURASIAN MUSK OX  
AND PRIMITIVE BISON AREA CHANGES  
DURING LAST 50 KYR BP

А.К. Маркова<sup>1</sup>, А.Ю. Пузаченко<sup>1</sup>, Т. ван Кольфсхотен<sup>2</sup>, П.А. Косинцев<sup>3</sup>, Т.В. Кузнецова<sup>4</sup>,  
А.Н. Тихонов<sup>5</sup>, О.Н. Бачура<sup>3</sup>, Д.В. Пономарев<sup>6</sup>, И. ван дер Плихт<sup>2</sup>, М. Кутиенс<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Институт географии РАН, Россия  
amarkova@list.ru; andreypuzak@gmail.com

<sup>2</sup>Лейденский Университет, Лейден, Нидерланды  
t.van.kolfschoten@arch.leidenuniv.nl; j.van.der.plicht@rug.nl

<sup>3</sup>Институт экологии растений и животных УО РАН, Екатеринбург, Россия;  
kra@ipae.uran.ru; olga@ecology.uran.ru

<sup>4</sup>Московский Государственный университет им М.В. Ломоносова, геологический факультет, Россия;  
tatku@orc.ru

<sup>5</sup>Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия;  
atikh@mail.ru

<sup>6</sup>Институт геологии Научного Центра Коми РАН, Сыктывкар, Россия;  
ponomarev@geo.komisc.ru

A.K. Markova<sup>1</sup>, A.Yu. Puzachenko<sup>1</sup>, T. van Kolfschoten<sup>2</sup>, P.A. Kosintsev<sup>3</sup>, T.V. Kuznetsova<sup>4</sup>,  
A.N. Tikhonov<sup>5</sup>, O.N. Bachura<sup>3</sup>, D.V. Ponomarev<sup>6</sup>, J. van der Pliht<sup>2</sup>, M. Cutiens<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Leiden University, Leiden, Netherlands

<sup>3</sup>Institute of ecology of plants and animals GAS, Ekaterinburg, Russia

<sup>4</sup>Moscow State University, geological department, Russia

<sup>5</sup>Zoological Institute RAS, St.-Petersburg, Russia

<sup>6</sup>Institute of Geology Komi Center RAS, Russia

В результате пополнения базы данных PALEOFAUNA новыми сведениями о распространении млекопитающих во второй половине позднего плейстоцена – голоцена Северной Евразии, а также получения серии новых радиоуглеродных датировок удалось проследить основные тенденции изменений ареалов овцебыка и бизона. На обширных палеотериологических материалах были выявлены особенности реакций этих крупных травоядных на изменяющиеся климатические условия – от сурового климата последнего оледенения (валдайского = вислинского) к разным интервалам голоценового межледниковья. Эти виды входили в «мамонтовый» комплекс, широко распространенный в последнее оледенение. Резкое сокращение ареалов овцебыка и бизона и вымирание их в голоцене связано, прежде всего, с климатическими изменениями. Данная работа поддержана грантами Нидерландской организации по научным исследованиям (NWO) № 47.009.004, 047.017.2006.014 и грантом НВО-РФФИ № 07–05–92312 НВО, грантом РФФИ № 10–05–00111.

**Материал.** В работе использованы данные о находках остатков двух характерных представителей «мамонтовой фауны» семейства Bovidae – овцебыка *Ovibos moschatus* и первобытного бизона *Bison priscus* – из датированных радиоуглеродным методом местонахождений и также датированные

отдельные кости этих видов. Для овцебыка использованы данные из 88 местонахождений и 224 радиоуглеродных дат, в том числе 181 датировка костей этого животного (табл. 1). Для первобытного бизона проанализированы данные из 252 местонахождений, 433 радиоуглеродных даты, в том числе 121 прямая датировка костных остатков.

Построение электронных карт находок остатков овцебыка и бизона осуществлено в MapInfo с использованием информации базы данных PALEOFAUNA (Маркова и др., в печати).

Карты ареалов овцебыка и бизона построены для основных интервалов последних 50 тысяч лет, выделяемых по климатическим параметрам. Всего было выделено 13 таких интервалов.

**Результаты.** Исследование распространения овцебыка бизона на территории Евразии в конце плейстоцена – голоцене выявило существенные флуктуации границ их ареалов. У обоих видов изменения ареалов происходило под влиянием климатических факторов. Наиболее холодовыносливый представитель мамонтовой фауны – овцебык имел максимальный ареал в LGM (24–17 тыс. л.н.) и LGT (позднеледниковье, 17–12,4 тыс. л.н.) – в наиболее суровые периоды последнего оледенения. Бизон имел наиболее широкое распространение на протяжении предшествующего относительно теплого межстадиала денекамп (=брянский) (конец МИС 3). В максимум последнего оледенения его ареал заметно сократился, особенно в Европе, что, несомненно, было связано

В статье возраст местонахождений представлен некалиброванными конечными радиоуглеродными конвенционными и AMS датами.

с ухудшением природных условий под влиянием увеличения объема скандинавского ледникового щита.

В голоцене ареал овцебыка сокращался более быстрыми темпами, чем у бизона. Вымирание овцебыка непосредственно связано с ростом температуры и перестройкой экосистем в самом конце плейстоцена – голоцене, с распадом его ареала на отдельные небольшие фрагменты. На вымирание овцебыка влияло и понижение генетического разнообразия этого вида.

Сокращение ареала бизона связано с деградацией обширных открытых перигляциальных ландшафтов и увеличением высоты снежного покрова в начале голоцена. Отметим, однако, что сходные изменения экосистем Северной Америки, как известно, не привели к вымиранию американских бизонов генетически очень близких к евразийским (Shapiro et al., 2004). Вероятно, на вымирание би-

зонов в Северной Евразии помимо климатических причин значительное влияние оказывал и антропогенный прессинг. Несомненно, что именно человек сыграл ключевую роль в вымирании европейских зубров, а возможно в среднем – позднем голоцене и остатков популяций *Bison* в Азии.

Приведенные в настоящей работе выводы о динамике ареалов овцебыка и бизонов Евразии соответствуют в целом результатам, полученным на основании моделирования их ареалов и эффективной численности популяций (Lorenzen et al., 2011). В этой работе изменения ареалов бизона и овцебыка рассматриваются для четырех временных интервалов. В проведенном нами исследовании представлена более детальная схема эволюции ареалов овцебыка и бизона в Северной Евразии для десяти климатически интервалов, относящихся к последним 50 тыс. лет.

Таблица 1

**Новые радиоуглеродные датировки костных остатков бизонов (*Bison priscus*) и овцебыка (*Ovibos moschatus*) с территории России**

Местоположение		Широта	Долгота	AMS дата, л.н.	Лаб. код
<i>Bison priscus/bonanus</i>					
оз. Нейто, п-ов Ямал, Ямало-ненецкий АО	кость	70.12	70.461	44000 (+700,-550)	GrA-41250
п. Красноборск, Красноборский р-н, Архангельская обл	череп	61.558	45.938	42400 (+550,-450)	GrA-42200
Чаунская губа, Чаунский р-н, Чукотский АО	кость	69.642	167.933	40200 (+600,-800)	GrA-41643
п. Красноборск, Красноборский р-н, Архангельская обл	череп	61.558	45.938	39350 (+370,-330)	GrA-42201
Келколово (карьер), Кировский р-н, Ленинградская обл.	лопатка	59.800	31.005	35520 (+230,-210)	GrA-38820
р. Камчатка, по-ов Камчатка, Камчатский край	мета-карпалия	56.0	159.75	33000 (±2000)	GIN-3421
п-ов Ямал, Ямало-ненецкий АО	кость	68.653	71.75	31200 (±200)	Ki-15488
побережье Финского залива в окр. п. Комарово, Курортный р-н, г. Санкт-Петербург	череп	60.179	29.765	31080 (+200,-180)	GrA-41239
Исовский прииск, Верхнесалдинский городской округ, Свердловская обл.	кость	58.017	60.534	30930 (±650)	SOAN-5881
Келколово (карьер), Кировский р-н, Ленинградская обл.	кость	59.800	31.005	30650 (+190,-180)	GrA-41236
грот Миасский, Челябинская обл.	кость	55.334	61.9	23500 (±210)	SOAN-5309
р. Нижняя Тавда, Тюменская обл.	кость	57.41	66.12	19910 (±170)	SOAN-5298
пещера Шайтанская, Свердловская обл.	кость	60.167	60.35	19140 (±205)	SOAN-5224
пещера Шайтанская, Свердловская обл.	плечевая кость	60.167	60.35	19050 (±50)	SOAN-5225
Ладейный, Александровский р-н, Пермский край	кость	59.15	57.517	15310 (±70)	OxA-14556
Хаиргас, Иркутская обл.	кость	59.416	116.8	13620 (±140)	AA-79322
Балатукай, Респ. Башкортостан	кость	52.633	57.05	13450 (±120)	Ki-14960
бассейн р. Свирь, Подпорожский р-н, Ленинградская обл.	череп	60.819	33.875	10390 (±50)	GrA-41241
р. Оять, Вологодская обл.	череп	60.416	35.317	3045 (±35)	GrA-41240
<i>Ovibos moschatus</i>					
п. Красноборск, Красноборский р-н, Архангельская обл.	череп	61.558	45.938	41860 (+500,-420)	GrA-42204
пещера Дроватницкая, Троицко-Печерский р-н, респ. Коми	зуб	62.917	58.333	13680 (±60)	GrA-39244

**Список литературы**

1. Маркова А.К., Пузаченко А.Ю., Кольфсхотен Т ван. и др. Динамика ареалов овцебыка и первобытного бизона во вторую половину позднего плейстоцена – голоцена Северной Евразии // Известия РАН, Серия географическая, 2013, в печати
2. Lorenzen E. D., Nogues-Bravo D., Orlando L. et al. Species-specific responses of Late Quaternary megafauna to climate and humans // Nature, 2011. V. 479. P. 359–365
3. Shapiro B., Drummond A.J., Rambaut A., et al. Rise and fall of the steppe bison // Science, 2004. 306. P. 1561–1565.



ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ  
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА  
ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ  
РОССИИ

PALYNOLOGICAL  
CHARACTERISTICS  
OF THE UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS  
OF EUROPEAN NORTH-WESTERN  
RUSSIA

Т.И. Марченко-Вагапова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; Россия  
timarchenko@mail.ru

T.I. Marchenko-Vagapova

Institute of Geology, Komi Scientific Centre, Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia

Отложения верхнего плейстоцена широко распространены на европейском севере России. Получена палинологическая характеристика для отложений сулинского (микулинского) горизонта. На основании спорово-пыльцевого анализа выделены палинологические зоны, которые сопоставляются с зонами, выделенными В.П. Гричуком (1989) для микулинских отложений Северо-Запада. В разрезах на севере региона (бассейны рек Печора, Шапкина, Черная, Лая) в период климатического оптимума не во всех разрезах отмечаются максимумы хвойных пород, отсутствуют максимумы пыльцы ольхи и лещины, которые характерны для центральных и западных районов Русской равнины. Им также соответствует невысокое (до единичного) содержание лещины и других широколиственных пород. Климатический оптимум выражен бореальной растительностью, представленной березовыми (в основном березы sect. *Albae*) и березово-еловыми лесами, присутствием единичной пыльцы широколиственных пород: дуба, вяза, липы, лещины, граба а также спорами *Osmunda cinnamomea* L.

В разрезах, расположенных на юге исследуемой территории (бассейн реки Вымь), спорово-пыльцевые комплексы из микулинских отложений свидетельствуют о том, что в это время на данной территории наибольшего распространения достигали темнохвойные еловые, сосновые леса с участием березы *Betula* sect. *Albae*, ольхи. Отмечено невысокое процентное содержание пыльцы широколиственных пород: дуба *Quercus* sp. и граба *Carpinus* sp. Флора климатического оптимума имела южно-таежный облик и была представлена обычными бореальными видами, что подтверждается и более ранними исследованиями (Бердовская, 1976; Лосева, Дурягина, 1976, 1983, 1987, 1989; Марченко-Вагапова, 2011).

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений средневалдайского возраста указывают на то, что в районе (бассейны рек Печора, Черная, Вычегда, Вымь) преобладали безлесные (типа тундры) и слаболесенные пространства (Гуслицер, Дурягина,

1983; Лавров. Никифорова и др. 1986; Дурягина, Коноваленко, 1993; Андреичева, Дурягина, 2005; Марченко-Вагапова, 2012). На спорово-пыльцевых диаграммах не зафиксировано четкого климатического оптимума, поскольку наряду с присутствием пыльцы липы, лещины и спор *Osmunda cinnamomea* L. значительна роль элементов перигляциальной флоры (*Betula* sect. *Nanae*, *Selaginella selaginoides*).

В периоды потеплений в комплексах преобладала пыльца ели (*Piceae* sp.) и сосны (*Pinus sylvestris*) с участием пыльцы древовидных берез (*Betula* sect. *Albae*). Единично присутствовала пыльца широколиственных пород: вяза, липы, лещины. Климатические условия периода потепления были близки современным.

В периоды похолоданий спорово-пыльцевые комплексы характеризуют безлесные ландшафты. В это время наряду с пыльцой тундровых и лесотундровых видов растений (*Betula nana*, *Salix*, *Selaginella selaginoides*) значительным было участие пыльцы ксерофитов (полыни, видов сем. *Chenopodiaceae*). Климатические условия этого времени холодные и сухие.

По результатам исследований в отложениях бызовского (ленинградского, средневалдайского) горизонта выделены семь зон, отражающих последовательные смены спорово-пыльцевых комплексов.

Фаза ( $Bz_1$ ) отвечает начальному этапу в развитии растительности средневалдайского интервала. В спорово-пыльцевых спектрах преобладают споры и травы. Состав растительности отражает существование в этот период разреженных березовых редколесий, где сосна и ель встречаются в виде примеси. Развиты кустарничковые и травянистые ассоциации, образованные маревыми, злаковыми, полынными. Комплекс свидетельствует о времени похолодания климата.

В фазу раннего потепления ( $Bz_{II}$ ) происходит увеличение доли древесных растений, содержание спор и трав довольно велико. Среди древесных форм наибольшее значение имеет пыльца древовидной бе-

резы *Betula sect. Albae*, причем на севере региона она преобладает. Участие хвойных пород *Pinus sylvestris* и *Picea* sp. возрастает, доля ели в северо-восточном направлении увеличивается. В спектрах южных разрезов в виде единичных пыльцевых зерен отмечены широколиственные липа, вяз, орешник, а также пыльца ольхи. Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс отражает некоторое потепление и характеризует более широкое развитие елово-березовых, елово-сосновых, березовых лесных группировок. Флора, сформированная в эту эпоху, включала как бореальные, так и гипоарктические и ксерофитные перигляциальные элементы.

Фаза раннего похолодания ( $Bz_{III}$ ). В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладают пыльца трав и споры. Содержание пыльцы ели и сосны в комплексе постепенно уменьшается, и на севере территории они отмечены единично. Лесные группировки утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные березой с участием сосны и ели. Большее распространение наряду с ксерофитными сообществами получили болотно-тундровые формации. Климат был достаточно холодным и влажным.

В фазу среднего потепления ( $Bz_{IV}$ ) широкое распространение получили лесные группировки из березы, ели и сосны. Развивались луга, а также ксерофитные перигляциальные сообщества. Состав пыльцы травянистых растений на юге территории достаточно однороден. Преобладает пыльца мезофильного разнотравья. Полыни, маревые и осоки представлены в незначительном количестве, тогда как к северу элементов ксерофитной перигляциальной флоры становится больше. Значительную роль играли болота. Климат был достаточно влажным и бореальным.

Фаза позднего похолодания ( $Bz_V$ ). Преобладают споры и травы, участие пыльцы древесных растений снижается до 13 % на юге территории. На севере участие древесных форм сильно уменьшается: они либо отсутствуют в составе комплекса, либо отмечены в небольших количествах. Таким образом, основными компонентами растительного покрова были, по-видимому, разреженные лесные сообщества из березово-сосновых компонентов с незначительным участием ели и разнообразные кустарниковые группировки. Распространены болотно-тундровые формации и ксерофитные сообщества. Климат был холодным, но достаточно влажным.

В фазу позднего потепления ( $Bz_{VI}$ ) в основном были распространены разнообразные разреженные лесные группировки: березовые, березово-еловые, березово-сосновые на юге территории и березовые, сосновые и еловые редколесья – на севере. Господствует пыльца березовых, увеличивается доля хвойных пород, особенно в южном направлении. На открытых местообитаниях развивались луговые ценозы. Комплекс характеризует менее холодные климатические условия.

Конечная фаза ( $Bz_{VII}$ ) отражает наступившее резкое похолодание. Основным компонентом растительного покрова были березовые редколесья и разнообразные кустарниковые группировки. Значительное развитие получили гигрофильные травянистые ассоциации, что близко зоне лесотундры и тундры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1016 «Верхний плейстоцен на Европейском Севере России: палеогеография, седиментогенез, стратиграфия».

### Список литературы

1. Андреева Л.Н., Дурягина Д.А. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена северо-востока Русской равнины // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2005. № 6. С. 155–161. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 117).
2. Бердовская Г.Н. Палинологические комплексы плейстоценовых отложений района Нижней Печоры // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1976. № 45. С. 125–129.
3. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
4. Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне-поздневалдайское время / Геология и полезные ископаемые европейского северо-востока СССР. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 44. Сыктывкар, 1983, С. 26–27.
5. Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
6. Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М. Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на северо-востоке Европейской части СССР // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа, 1986. С. 69–77.
7. Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Позднеплейстоценовые озерные осадки в центре Малоземельской тундры (бассейн р. Соймы) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. С. 54–61.
8. Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеоботаническое обоснование расчленения кайнозойских отложений Центрального Пай-Хоя // Палеонтология фанерозоя Севера европейской части СССР. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 43. Сыктывкар, 1983. С. 56–68.

9. Лосева Э.И., Дулягина Д.А. Плейстоценовые озерные отложения на крайнем Северо-востоке европейской части СССР // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР. Тр. X геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1987. С. 138–141.
10. Лосева Э.И., Дулягина Д.А. Расчленение четвертичной толщи в северо-западном Притиманье // Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР. Вып. 73. Сыктывкар, 1989. С. 62–74 ().
11. Марченко-Ваганова Т.И. Палинологическая характеристика отложений верхнего плейстоцена в бассейне р. Вымь, Коми Республика (предварительные данные) // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы науч. сессии (18–22 апр. 2011 г.): в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 118–119.
12. Марченко-Ваганова Т.И. Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на европейском северо-востоке России // Литосфера. Екатеринбург, 2012. № 1. С. 38–53.

# АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВ В КВАРТЕРЕ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

# ACTIVIZATION OF FAULTS IN THE QUATERNARY PERIOD ON THE TERRITORY OF BELARUS

**А.В. Матвеев**

*Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь  
matveyev@nature.basnet.by*

**A.V. Matveyev**

*Institute of Nature Management, NAS of Belarus, Minsk, Belarus*

Проведена рубрикация разрывных нарушений, выделенных на территории Беларуси (Аксаментова и др., 2002), по степени их активности в раннем, среднем – позднем плейстоцене и позднеледниковье – голоцене. Для этих целей использован комплекс следующих геодезических, геолого-геоморфологических показателей: измерения на геодинамических полигонах скоростей вертикальных и горизонтальных движений земной коры; особенности простираения речных долин; резкие изменения коэффициентов меандрирования рек; аномальные уклоны рек; прямолинейно вытянутые цепи эоловых гряд и холмов; линейные ограничения некоторых других типов и форм рельефа; локальные участки повышенных мощностей ледниковых комплексов разного возраста; ложбины ледникового выпахивания и размыва; дугообразное строение систем напорных параллельных гряд краевых ледниковых образований; резкое возрастание глубин залегания кровли коренных пород; аномально высокое залегание неогеновых отложений; заметное увеличение мощностей отложений раннечетвертичного и брестского времени и др.

По перечисленным показателям была построена схема разрывных нарушений, проявивших активность в разные этапы квартера (рис. 1), и сделаны некоторые выводы о развитии геодинамических процессов в рассматриваемый этап геологической истории.

Всего на территории региона выделено 410 отрезков разрывных нарушений, в зонах которых в четвертичном периоде активно проявлялись геодинамические процессы. При этом в раннеплейстоценовое время таких структур установлено 120, для этапа развития ледниковых покровов (средний и поздний плейстоцен) – 150, в позднеледниковье и голоцене – 140.

В простираении выделенных дизъюнктивных структур проявляется три максимума: субширотный и 2 диагональных (северо-запад – юго-восточный и северо-восток – юго-западный). Заметно выраженный в простираении выделенных в фундаменте разломов субмеридиональный макси-

мум среди активных в четвертичное время структур практически отсутствует.

Установленные особенности ориентировки вполне объяснимы, исходя из общей геодинамической ситуации, сложившейся в западной части Восточно-Европейской платформы в четвертичное время. В соответствии с данными Ю.Г. Гатинского, Д.В. Рундквиста и др. (2008), на территорию изученного региона передаются напряжения со стороны Паннонского и Восточно-Альпийского блоков литосферы Западной Евразии, испытывающих горизонтальные смещения в близком к северо-восточному направлению, Родопо-Синопского и Западно-Кавказского блоков, вектор горизонтальных смещений которых направлен субмеридионально. Кроме того, учитывая материалы А.К. Карабанова, Р.Г. Гарецкого и др. (2009), можно утверждать, что на ход геодинамических процессов в четвертичное время повлияли и начавшиеся в конце новейшей стадии процессы формирования грабенов в акватории нынешнего Балтийского моря, напряжения от которых на территорию региона передавались примерно в юго-восточном и субмеридиональном направлениях. Помимо этих факторов на активизацию разломов повлияли неоднократные вторжения мощных ледниковых покровов.

Ледниковыми нагрузками и процессами грабенообразования можно объяснить и некоторые изменения в разные этапы четвертичного периода преобладающей ориентировки активных разломов. Так, среди диагональных нарушений в раннем плейстоцене большинство тяготело к интервалу  $30^{\circ}$ - $45^{\circ}$  –  $210^{\circ}$ - $225^{\circ}$ . К этому угловому диапазону приурочено 14 % всех выявленных активных линейных структур. В средне-позднеплейстоценовое время этот максимум ориентировки сохранялся при некотором уменьшении количества форм (до 12 %) и появлении еще одного максимума в интервале  $45^{\circ}$ - $60^{\circ}$  –  $225^{\circ}$ - $240^{\circ}$  (11 % всех нарушений). И наконец, в позднеледниковье-голоценовое время среди рассматриваемых нарушений большинство (до 14 % всех активных разломов) стало тяготеть к интервалу  $45^{\circ}$ - $60^{\circ}$  –  $225^{\circ}$ - $240^{\circ}$ .



Преобладающая ориентировка разломов субширотного простирания и общее количество таких форм изменялись следующим образом: ранний плейстоцен –  $90^{\circ}$ - $105^{\circ}$  –  $270^{\circ}$ - $285^{\circ}$  (12 %) и  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  –  $255^{\circ}$ - $270^{\circ}$  (10 %); средний и поздний плейстоцен –  $90^{\circ}$ - $105^{\circ}$  –  $270^{\circ}$ - $285^{\circ}$  (12 %) и  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  –  $255^{\circ}$ - $270^{\circ}$  (12 %); поздний плейстоцен – голоцен –  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  –  $255^{\circ}$ - $270^{\circ}$  (15 %) и  $90^{\circ}$ - $105^{\circ}$  –  $270^{\circ}$ - $285^{\circ}$  (12 %).

В отличие от рассмотренных нарушений в простирании активных разломов северо-запад – юго-восточного направления на протяжении всего четвертичного периода был четко выражен один и тот же максимум –  $120^{\circ}$ - $135^{\circ}$  –  $300^{\circ}$ - $315^{\circ}$ , на который приходилось 12–15 % всех выявленных линейных структур.

Из приведенных данных обращает на себя внимание тот факт, что, начиная со среднеплейстоценового времени, среди активных разломов возросло количество форм, ориентированных в субширотном направлении. Это вполне объяснимо, так как, во-первых, нарушения подобного простирания достаточно широко представлены

в фундаменте, образующие, по Р.Г. Гарецкому, Г.И. Каратаеву и др. (2005), три крупные субширотные зоны (Полоцко-Курземскую, Центральную и Припятско-Брестскую), а во-вторых, на территории Беларуси близкие к субширотным были границы продвигавшихся ледниковых покровов, что должно было сопровождаться соответствующим смещением зон изостатических поднятий и прогибаний, которые явились одной из причин активизации разломов.

Сопоставление простираний линейных нарушений, активных в различные отрезки квартала, свидетельствует, что наибольшие различия по этому показателю существовали в доледниковый и ледниковый этапы, а ориентировка активных разломов послеледникового времени частично совпадает с дислокациями как предледникового, так и ледникового интервалов. Сказанное может быть свидетельством того, что в структуре полей напряжений, предопределивших активизацию дизъюнктивов, происходила определенная перестройка в среднем плейстоцене, а затем и в голоцене.



Рис. 1. Схема разрывных нарушений, проявивших активность в четвертичное время: 1 – разломы активные в позднеплейстоцен-голоценовое (1), поздне-среднеплейстоценовое (2) и раннеплейстоценовое (3) время

### Список литературы

1. Аксаментова Н.В., Данкевич И.У., Найдзянкоў І.В., Пап А.М. Карта крышталічнага фундаменту. М 1:2 000 000 // Нацыянальны атлас Беларусі. Мінск, 2002. С. 41.
2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В. Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным // Літасфера, 2005. № 2 (23). С. 102–113.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Прохорова Т.В., Романюк Т.В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2008. № 1. Вып. 11. С. 32–47.
4. Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинмика запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 2009. 183 с.

**ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ МЕСТ  
ОБИТАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА НА  
ОСНОВАНИИ ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ  
СТОЯНОК В РАЙОНЕ РЕКИ  
БОЛЬШАЯ ВЫСЬ (УКРАИНА)**

**NATURAL CONDITIONS  
OF ANCIENT HUMAN HABITATS  
ON THE BASIS OF PALEOPEDOLOGIC  
RESEARCHES ON THE PALEOLITHIC SITES  
IN THE RIVER VELYKA WYS' REGION  
(UKRAINE)**

**Ж.Н. Матвишина<sup>1</sup>, Л.Л. Зализняк<sup>2</sup>, С.П. Дорошкевич<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт географии НАН Украины, г. Киев, Украина; dsp.paleo.geo@mail.ru*

<sup>2</sup>*Институт археологии НАН Украины, г. Киев, Украина; zaliznyakl@ukr.net*

**Zh.N. Matviyishyna<sup>1</sup>, L.L. Zaliznyak<sup>2</sup>, S.P. Doroshkevich<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geography National Academy Sciences of Ukraine, Kiev*

<sup>2</sup>*Institute of Archeology National Academy Sciences of Ukraine, Kiev*

В 2010 году по приглашению зав. отдела каменного века Института археологии НАН Украины д. истор. н. Л.Л. Зализняка сотрудниками отдела палеогеографии Института географии НАН Украины д. геогр. н. Ж.Н. Матвишиной и к. геогр. н. С.П. Дорошкевичем, были проведены палеопедагогические исследования верхнечетвертичных отложений на пяти палеолитических стоянках (Высь, Озерово, Коробчино-курган, Трояново 4 В и Андреевка 4) в бассейне реки Большая Высь на территории Новомиргородского района Кировоградской области Украины. Целью работ было выяснение вопросов генезиса и стратиграфии отложений, уточнения результатов предыдущих исследований и, собственно, палеогеографические реконструкции природных условий времени проживания древнего человека на основании палеопочвенных данных.

На палеолитических стоянках были исследованы отложения голоценового (hl), бугского (bg), витачевского (vt) и удайского (ud) горизонтов согласно стратиграфической схеме расчленения четвертичных отложений Украины (Стратиграфическая ... 1993). В 2012 году на памятнике Андреевка 4 Л.Л. Зализняком и др. были исследованы еще более древние горизонты плейстоценовых отложений (прилукский (pl), тясминский (ts) и кайдакский (kd)), а также обнаружен еще один культурный слой в нижней части удайского горизонта с материальными артефактами.

При палеогеографических реконструкциях учитывались результаты более широких исследований с использованием пространственно-временной корреляции палеогеографических условий четвертичного периода для территории Украины (Матвишина и др., 2010) и конкретно для Среднего Побужья (Матвишина, Дорошкевич, 2010; Дорошкевич, 2012). Палеопедагогические исследования включали детальное макроморфологическое описание

горизонтов четвертичных отложений, отбор образцов и последующий их микроморфологический анализ (изучено 35 шлифов с ненарушенной структурой из разновозрастных генетических горизонтов почв и лессов). Методика палеопедагогических исследований подробно описана в монографии М.Ф. Веклича, Ж.Н. Матвишиной и др. (1979), поэтому не будем подробно останавливаться на этом вопросе. Лишь отметим важную роль микроморфологического анализа, который, в отличие от других методов, позволяет рассматривать под микроскопом образцы почв и лессов в ненарушенном состоянии и наблюдать естественное соотношение компонентов микростроения. Последнее невозможно обнаружить другими методами, анализирующими в основном усредненные данные. Кроме того, микроморфологический анализ позволяет обозначить индивидуальные черты микростроения почв и лессов характерные для отдельных стратиграфических горизонтов (Матвишина, 1982) и выяснить вопросы генезиса отложений, диагностируя признаки тех или иных элементарных почвообразовательных процессов.

В наше время территория бассейна Большой Вysi относится к лесостепной зоне, в которой чередуются степные и лесные участки преимущественно с широколиственными породами. Современные (голоценовые) почвы представлены зональными различиями – черноземами типичными, которые сформировались в зоне лесостепи в пределах степных участков и отражают современные физико-географические условия данной территории. Для них характерны: хорошо развитый почвенный профиль (мощностью до 1 м) с постепенными переходами между генетическими горизонтами, глубокая гумусированность (на глубину более 0,8 м), комковато-зернистая структура, наличие большого количества кротовин и червороин, неглубокое залегание карбонатов. В микроморфологическом

строении гумусовых горизонтов современных почв отмечается сложная микроагрегированность с агрегатами высокого порядка, разделенной системой извилистых пор, хорошо скоагулированный гумус, преимущественно типа муть, пылевато-плазменное элементарное микростроение, гумусово-карбонатно-глинистая плазма, пропитанная крипто- и микрокристаллическим кальцитом, большое количество новообразований кальцита в порах. Исследованные на стоянке Высь современные лугово-черноземные почвы являются азональными. Их формирование связано с геоморфологическим положением на низкой террасе и близостью горизонта почвенных вод.

В бугское (валдайское) время, соответствующее, возможно, наряду с днепровским, самому холодному в плейстоцене этапу (Матвишина и др., 2010), в условиях перигляциального климата формировались белесовато-палевые лессовидные суглинки и лессы, для которых характерно типичное лессовое микростроение (хорошая сортированность материала, соразмерность пылеватых зерен минерального скелета с лессовыми частицами, карбонатность, вертикальная столбчатость). На развитие интенсивных криогенных процессов в течение этого времени указывают следы солифлюкционных процессов и морозобойные трещины, которые часто деформируют и рассекают ниже залегающий материал витачевского горизонта. С бугским лессом связаны культурные слои граветского технокомплекса (Озерово, Трояново 4), артефакты которого датируются в пределах 27–20 тыс. лет (по археологическим данным Л.Л. Зализняка).

На стоянке Высь наиболее четко среди изученных объектов прослеживается строение витачевской (брянской) почвенной свиты. Здесь исследованы сильно деформированные бугскими криогенными процессами дерново-бурая почва заключительной стадии ( $vt_c$ ), бурая почва позднего оптимума ( $vt_{b2}$ ) и темно-бурая дерново-аллювиальная почва раннего оптимума ( $vt_{b1}$ ), сформированная на супесчано-легкосуглинистых отложениях прилукско-удайской террасы. Подавляющее большинство кремневых изделий селетского технокомплекса ранней поры верхнего палеолита, имеющих прямые аналогии в материалах стоянок стрелецкой культуры бассейна Дона, выявлено в верхней части почвы  $vt_{b2}$ . На этом уровне, очевидно, находилась дневная поверхность стоянки, которая по археологическим материалам датируется около 30 тыс. л. н. (Зализняк и др., 2008). Аналогичный кремень, в значительно меньшем количестве, встречался также как выше (почва  $vt_c$ ), так и ниже (низ почвы  $vt_{b2}$ ) основного уровня залегания находок. Рассеивание кремневых изделий по вертикали достигало 30–40 см, что, очевидно,

объясняется разрушением культурного слоя криогенными процессами. Поскольку почва раннего оптимума витачевского времени нами определена как темно-бурая дерново-аллювиальная, то стоянка древних охотников в начале верхнего палеолита была расположена на низкой террасе древней Выси, в то время первой надпойменной, близко к руслу реки, возможно даже на уровне высокой поймы. Формирование данного типа почвы предполагает определенный уровень увлажнения вследствие близости грунтовых вод и интенсивного развития дерновых процессов на супесчано-суглинистых породах в условиях открытых пространств поймы под травянистой растительностью.

Типичные субэаральные витачевские почвы, которые были изучены на стоянках Озерово и Коробчино, нами отнесены к бурым ( $vt_{b2}$ ) и темно-бурым ( $vt_{b1}$ ). Данные палеопедологического исследования этих отложений указывают на специфические условия их формирования, поскольку точных аналогов витачевским почвам в современном почвенном покрове Украины нет. По своим свойствам витачевские почвы четко выделяются среди других верхнеплейстоценовых ископаемых почв. Они короткопрофильные, относительно сильно оглиненные и ожелезненные, имеют монолитные буроцветные профили, разбитую криогенными процессами верхнюю границу. Их микроморфологические признаки также специфические: компактное, плотное микростроение в форме слитых блоков, разделенных порами-трещинами, внутри которых выделяются округлые стяжения железисто-карбонатно-глинистого вещества, имеются микроорштейны концентрического строения.

Приуроченность верхнего культурного слоя стоянки Андреевка 4 (приблизительно 30–40 тыс. л. н.) с кремневыми изделиями зубчатого мустье к витачевскому горизонту указывает, что жизнедеятельность неандертальцев происходила в теплый палеогеографический этап плейстоцена. Что касается природных условий времени формирования витачевских отложений, то палеогеографические и палеопедологические данные исследований, проведенных на соседних стоянках, в частности на памятниках Высь, Озерово и Коробчино, свидетельствуют о достаточно специфических природных условиях того времени. В частности, короткопрофильность и карбонатность витачевских почв указывают на достаточно аридные условия времени их формирования; значительная оглиненность и ожелезненность (бурые оттенки окраски материала) – на достаточно теплые природные обстановки, благоприятные для процессов выветривания; наличие в нижней части горизонта карбонатного илювия и следы жизнедеятельности землероев – на степные обстановки; специфические индивидуальные ми-



кроморфологические признаки (нодульные сегрегационные стяжения органо-железисто-глинистого вещества и микроортштейны) – на периодическую смену режима увлажнения при наличии сухого периода, с условиями, которые способствовали сегрегации минеральных веществ из коллоидных растворов и последующей их диспергации. Такое сочетание природных факторов возможно лишь в условиях специфического климата, достаточно контрастного, сменно-влаго-засушливого, аридное современное.

Поскольку артефакты верхнего культурного слоя памятника Андреевка 4 залегают в витачевских почвенных отложениях, то очевидно мустьерская стоянка неандертальцев была размещена на геоморфологическом уровне одной из высоких надпойменных террас хорошо выработанной долины реки Большая Высь. Исследования, проведенные Л.Л. Зализняком в 2012 году, позволяют говорить о наличии на памятнике Андреевка 4 еще как минимум двух горизонтов ископаемых почв (вероятно прилукской луговой и кайдакской лесной, возможно дерновой?), что указывает на размещение стоянки с верхним культурным слоем – как минимум на уровне четвертой надпойменной террасы, а возможно и склона водораздела.

В удайское время в условиях перигляциального климата (на что указывает типичное лессовое микростроение исследуемых объектов и литературные данные (Сиренко, Турло, 1986; Матвишина и др., 2010), на междуречьях и их склонах формировались

лессовидные суглинки (Озерово, Андреевка 4), а в пойме древней Выси, что сейчас представлена третьей надпойменной террасой (стоянка Высь), накапливались супеси и суглинки. Палеопедологические данные указывают, что по сравнению с бугскими лессами, седиментогенез удайских отложений происходил в несколько более влажных и менее холодных природных условиях.

Именно в нижней части удайского горизонта выявлены кремневые артефакты мустьерского облика и палеонтологические остатки (кости мамонта, лошади) нижнего культурного слоя стоянки Андреевка 4 (приблизительная дата 70 тыс. л. н.). Практически полное отсутствие патины на кремнях, а также хорошая сохранность костей, может быть объяснена быстрой консервацией остатков в результате интенсивных процессов удайского лессонакопления. В то же время, интенсивная патинизация кремней верхнего слоя этой же стоянки объясняется их длительным пребыванием на поверхности в условиях воздействия прямой солнечной радиации, перепадов температур, влажности и т.п.

Возможно также, что жизнедеятельность первобытного человека, свидетельства пребывания которого отражены в артефактах нижнего культурного слоя стоянки Андреевка 4, была связана с заключительной фазой прилукского палеогеографического этапа, со временем, когда происходили эволюционные изменения климатических условий от теплых к холодным. Этот вопрос требует дальнейших детальных исследований.

#### Список литературы

1. Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Медведев В.В. и др. Методика палеопедологических исследований. – К.: Наук. думка, 1979. – 272 с.
2. Дорошкевич С.П. Плейстоценовые ископаемые почвы Среднего Побужья как отражение изменений природных условий: автореф. дисс. канд. географ. наук: 11.00.04. – К., 2012. – 19 с. – (На украинском языке).
3. Зализняк Л.Л. и др. Стоянка Высь и ее место в позднем палеолите Украины // Каменный век Украины. – К.: Шлях, 2008. – Вып. 11. – С. 59–74. – (На украинском языке).
4. Матвишина Ж.Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины. – К.: Наукова думка, 1982. – 144 с.
5. Матвишина Ж.М., Герасименко Н.П., Передерий В.И. и др. Пространственно-временная корреляция палеогеографических условий четвертичного периода на территории Украины. – К.: Наукова думка, 2010. – 192 с. – (На украинском языке).
6. Матвишина Ж.Н., Дорошкевич С.П. Эволюция почвенных покровов Среднего Побужья в плейстоцене // Отражение био-гео-антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010 г. – Т. 1. – С. 169–172.
7. Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. – К.: Наукова думка, 1986. – 188 с.
8. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвишина и др. // Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. – К.: Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с. – 4 таб.

**СООТНОШЕНИЕ МОРСКИХ  
И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
(ПО МАТЕРИАЛАМ ВОСТОЧНОГО  
ПРИАЗОВЬЯ) | CORRELATION OF MARINE  
AND CONTINENTAL DEPOSITS  
(BASED ON RESEARCH OF EASTERN SEA  
OF AZOV REGION)**

**Г.Г. Матишов<sup>1</sup>, А.А. Величко<sup>2</sup>, В.В. Титов<sup>3</sup>, А.С. Тесаков<sup>4</sup>, С.Н. Тимирева<sup>2</sup>,  
Т.Д. Морозова<sup>2</sup>, О.К. Борисова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

<sup>2</sup>Институт географии Российской академии наук, Москва

<sup>3</sup>Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону

<sup>4</sup>Геологический институт Российской академии наук, Москва  
*paleo\_igras@mail.ru*

**G.G. Matishov<sup>1</sup>, A.A. Velichko<sup>2</sup>, V.V. Titov<sup>3</sup>, A.S. Tesakov<sup>4</sup>, S.N. Timireva<sup>2</sup>,  
T.D. Morozova<sup>2</sup>, O.K. Borisova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>4</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Восточное Приазовье является одним из опорных регионов, позволяющих установить последовательность ландшафтно-климатических циклов четвертичного периода для юга Восточно-Европейской равнины. Здесь в ряде разрезов вскрываются толщи субаквальных отложений (аллювиальных, лиманных и лиманно-морских), содержащих горизонты палеопочв, а выше перекрытых субаэральными отложениями, относящимися к лёссово-почвенной формации (ЛПФ).

Несмотря на более чем столетнюю историю исследований, степень познания этих толщ остается неравномерной. По сравнению с субаэральными отложениями, изученность субаквальных слоев Восточного Приазовья является более продвинутой. Это нашло отражение в работах ряда исследователей (Лебедева, 1965; Байгусева, 1971; Tesakov et al., 2007; Титов, 2008; Матишов и др., 2009; Matishov et al., 2013 и др.).

С 60-х годов 20-го столетия в Восточном Приазовье активизировалось исследование субаэральными отложений (Разрез новейших отложений ...1976; Величко, Морозова, Певзнер, 1973). Детальные исследования ЛПФ Приазовья и их положения в системе отложений лиманно-морских террас начаты в 2003 г. группой сотрудников ИГ РАН, ЮНЦ РАН и ГИН РАН с использованием комплекса методов: геоморфологического, литогеохимического, морфоскопии печаных кварцевых зерен, палеопедологического, палеонтологического, палинологического, геомагнитного и абсолютного датирования.

Изучение строения самих лёссово-почвенных серий (ЛПС) на ключевых участках в пределах указанных террас позволило установить характеристики почвообразующих процессов отдельных

почвенных комплексов (ПК) и провести их геохронологическую корреляцию.

В результате удалось построить последовательный ряд субаэральными и морских комплексов в диапазоне квартала, в его новых хронологических границах. Наиболее ранний комплекс находит отражение в строении VII террасы, сложенной лиманными и аллювиальными отложениями хапровского (куяльник) возраста Пра-Дона, отвечающих среднему виллафранку и гелазию, нижняя граница которого датируется 2,58 млн лет. В Ливенцовском карьере в верхней части хапровского комплекса выделяются, согласно А.И. Шевченко (1965), отложения с фауной одесского времени. Выше располагается 5-метровая субаэральная толща, содержащая 2 уровня красноцветов, рассматриваемых как скифские глины.

Близким по возрасту, но, возможно, несколько более молодым является мелекинский террасовый уровень, где в основании также отмечаются песчаные отложения, содержащие фауну, относимую к одесскому комплексу, а в самой верхней части этой толщ прослеживается красноцветный ПК, который можно подразделить на 2 подуровня. Эта толща перекрывается сизыми глинами, содержащими остатки эоплейстоценовой микротириофауны (*Spalax minor*, *Mimomys pusillus*, *Lagurodon arankaе*, cf. *Allophaiomys* sp.), относимой к таманскому фаунистическому комплексу. Эти слои, скорее всего, были отложены в условиях близких к лагунным. Сизые глины венчаются толщей мощной коричневатой бурой почвы. Сама по себе толща сизых глин соответствует по возрасту ногайской террасе, стратотип которой находится в западной части северного побережья Таганрогского залива

Азовского моря (Лебедева, 1972). В восточной части в пределах Таганрогского залива этому террасовому уровню отвечают разрезы с фауной таманского комплекса в базальных горизонтах (Семибалки, Порт-Катон и, возможно, Шабельское).

Как известно, в хроностратиграфических построениях квартера важное место принадлежит положению границы палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма, которая также установлена в разрезе Мелекино. Здесь эта граница находится в самой ранней части ЛПК и разделяет 2 уровня красноцветов (балашовский – нижний и ржаксинский – верхний), над которыми залегают лессовые отложения донского времени. В свою очередь, выше донского лесса в этом же разрезе залегают горизонты ЛПФ среднего и позднего плейстоцена с почвами воронского, инжавинского, каменского и мезинского ПК, разделенные горизонтами лессов.

Таким образом, разрез Мелекино охватывает основные комплексы в диапазоне всего квартера и является одним из самых ключевых разрезов юга Восточно-Европейской равнины.

Отдельные части ЛПФ, содержащиеся в разрезе Мелекино выше границы Брюнес-Матуяма, прослеживаются в более молодых террасах. Из них две террасы содержат фауну тираспольского комплекса. На верхней из этих террас ЛПФ подстилается хорошо развитым воронским ПК (Семибалки 2), а на нижней (Семибалки 1) – редуцированной частью того же комплекса. С тираспольским возрастом связан и разрез Платово (платовская терраса). В пределах этих террас также прослеживаются горизонты ЛПФ среднего и позднего плейстоцена.

Неоднозначно решается вопрос о более молодом террасовом уровне, в основании которого, вероятно, залегают инжавинский ПК, а выше каменский ПК. Согласно существующим данным (Громов, 1933; Шевченко, 1965; Лебедева, 1972) в разрезе Бессергеновка вскрывается террасовый уровень, содержащий палудиновые пески с фауной древнеэвксинского возраста (лихвинское время), включающей *Corbicula fluminalis*. С этим уровнем сопоставляется инжавинский ПК.

Наконец, с более молодой беглицкой террасой, аквальные отложения которой связаны с позднехазарской трансгрессией (конец днепровской ледниковой эпохи), связана позднеплейстоценовая ЛПФ, в которой четко прослеживается мезинский ПК, а выше почва брянского интервала, датированная  $^{14}\text{C}$  29340 ± 1500 (ИГАН 4172) (34270 cal BP). Концу

позднего плейстоцена отвечает I терраса (сурожская), верхняя часть которой сложена валдайскими лессами.

Таково современное состояние соотношения морских и континентальных отложений по разрезам Приазовья. В целом, можно выделить 3 главных фации внутри этого комплекса: 1) лагунно-аллювиальный; 2) лагунно-аллювиальный, содержащий уровни палеопочв, отражающих чередование субаквальных и субаэральных этапов; 3) серии лессово-почвенной формации субаэральных отложений, слагающих верхнюю часть террасовых комплексов.

Важно отметить, что в бассейнах Дона и Днепра рассматриваемые горизонты ЛПФ получили четкую корреляцию, основанную на палеонтологических, палеомагнитных и фациальных данных с ледниковыми и межледниковыми эпохами нижнего, среднего и позднего плейстоцена. Согласно проведенной корреляции, донской лесс соответствует донской ледниковой эпохе, морена которого подстилается ржаксинской почвой. Перекрывающий ее воронский почвенный комплекс датируется мучкапским межледниковьем. Залегающий выше инжавинский ПК датируется лихвинским межледниковьем, а подстилающий лесс соответствует по времени окскому оледенению. Более молодая каменская почва соответствует каменскому межледниковью и подстилается отложениями печорского оледенения. К среднему плейстоцену относится днепровский лесс, залегающий выше мезинский ПК соответствует микулинскому межледниковью позднего плейстоцена. Внутри валдайского лесса установлен брянский ПК, отвечающий брянскому (каргинскому) интервалу, с колебаниями преимущественно от интерстадиальных к условиям, приближающимся к условиям межледниковья. Вместе с тем, необходимо провести специальный анализ по корреляции террасовых комплексов Приазовья с таковыми Каспийского и Черноморского регионов (Свиточ, 2012; Янина, 2012).

В целом, на базе проведенных исследований удается воссоздать общую схему чередования событий квартера в ледниковых, перигляциальных и приморских областях Восточно-Европейской равнины.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 11-05-00228 и программы ОНЗ РАН № 13, проект «Этапы становления и перспективы развития аридной зоны Восточно-Европейской равнины по материалам Доно-Азовского региона».

### Список литературы

1. Байгушева В.С. Ископаемая терриофауна Ливенцовского карьера (северо-восточное Приазовье) // Материалы по фауне антропогена СССР. Тр. ЗИН АН СССР. 1971. Т. 69. Вып. 49. С. 5–28.
2. Величко А.А., Катто Н., Кононов Ю.М., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Новенко Е.Ю., Панин П.Г., Рысков Я.Г., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Титов В.В.. К оценке тренда аридизации юга России: по результатам исследований разреза

- Семибалки-1, Приазовье // В кн.: Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.
3. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лессов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 48–70.
  4. Громов В.И. Изучение четвертичной фауны Северного Кавказа. Вестник Академии наук, 1933, № 4. С. 21–29.
  5. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 215. 106 с.
  6. Лебедева Н.А. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в антропогене Приазовья // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих, Москва, Наука, 1965. С. 11–140.
  7. Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Польшин В.В. Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене // Доклады АН, 2009, Т. 428, № 6. С. 820–823.
  8. Разрез новейших отложений северо-востока Приазовья. Под ред. Маркова К.К. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.
  9. Свиточ А.А. Общая палеогеография истории внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных территорий (Избранные труды, т. 2). М., МГУ. 2012. 607 с.
  10. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена северо-восточного Приазовья. Ростов-на-Дону, 2008. 234 с.
  11. Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–59.
  12. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 263 с.
  13. Matishov G.G., Kovaleva G.V., Novenko E.Yu., Krasnorutskaya K.V., Polshin V.V. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments) // Quaternary International, 2013. V. 284. P. 123–131.
  14. Tesakov A. S., Dodonov A. E., Titov V. V., Trubikhin V. M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International, 2007. N 160. P. 57–69.



ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИНАЯ  
ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ СЕВЕРО-  
ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ  
И КИСЛОРОДНЫЕ УСЛОВИЯ  
В ОХОТСКОМ МОРЕ

LATE QUATERNARY  
PALEOCEANOLOGY OF NW PACIFIC  
AND OXYGEN CONDITIONS  
IN THE SEA OF OKHOTSK

А.Г. Магуль, Т.А. Хусид, М.П. Чеховская

Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва, Россия

amatul@mail.ru

A. Matul, T. Khusid, M. Chekhovskaya

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia

Промежуточная водная масса Охотского моря (ОПВМ) является важным источником вентилированной промежуточной воды в слое 200–1500 м во всей Северной Пацифике, тем самым влияет на гидрологические и экологические условия открытого океана (Talley, 1991). Четвертичная среда субарктической Пацифики должна была в значительной мере определяться изменениями в свойствах и интенсивности формирования палео-ОПВМ. На основе микропалеонтологического анализа донных осадков мы представляем новые данные по развитию кислородных условий в промежуточной воде и у дна на западном склоне Камчатки в Охотском море. Палеоокеанологические выводы сделаны по сравнительной характеристике вариаций биопродуктивности и распределения видов и групп видов микрофоссилий, типичных для разной обеспеченности килоходом.

Изучена микрофауна (фораминиферы и радиолярии) в осадках колонки LV28–44–3, полученной по международному проекту КОМЕКС: координаты 52°02.514' с.ш., 153°05.949' в.д., глубина моря 684 м, длина разреза 1116 см. Слабо и умеренно биотурбированные осадки представлены переслаиванием терригенных песчанисто-алевритово-глинистых илов и биогенных диатомовых илов. Хроностратиграфия колонки основана на изотопно-кислородной кривой по планктонным фораминиферам (Nürnberg et al., 2011). Разрез охватывает последние 146 тыс. лет, т.е., конец предпоследнего оледенения, последний ледниковый цикл и голоцен. Район колонки омывается хорошо вентилированной промежуточной водой с содержанием растворенного кислорода от 2–3 до 5–6 мл/л на глубине 200–600 м и около 2 мл/л у дна (Conkright et al., 2002).

Индикаторы биопродуктивности: (1) обнаружение диатомовых илов с сопутствующими максимумами накопления фораминифер, что соответствует межледниковому увеличению продуктивности Охотского моря (Nürnberg, Tiedemann, 2004), (2) пики концентрации бентосных фораминифер родов *Globobulimina*, *Bulimina*, *Bolivina*, которые типичны

для высокопродуктивных океанских окраин у континентов (Kaiho, 1999), (3) вариации планктонного вида фораминифер *Globigerina bulloides* как маркера подповерхностной продуктивности (Bé and Tolderlund, 1971).

Индикаторы кислорода: (1) высоко-, мало- и низко кислородные группы бентосных фораминифер (Kaiho, 1991), соотношение которых дает количественную оценку содержания кислорода в виде кислородного индекса BFOI – Benthic Foraminifera Oxygen Index (Kaiho, 1999), (2) вариации вида радиолярий *Cycladophora davisiana* как маркера вентилированной верхней части ОПВМ (Abelmann, Nimmergut, 2005).

Большая часть последних 146 тыс. лет в изученном районе описывается высоко- и среднекислородными условиями, которые были не хуже нынешних по обеспечению кислородом у дна и в водной толще (рис. 1). Особенно стабильной такая обстановка была в интервале ледниковых изотопно-кислородных стадий (ИКС) 6 и 4–2. В это время бентосные комплексы имели сильное сходство с современными на северном холодноводном шельфе Охотского моря. Лишь один короткий интервал плохой вентилиации промежуточной воды – оптимум межледниковой ИКС 5e, когда вид радиолярий *C. davisiana* почти исчезал из комплексов; такое событие происходило не только в Охотском море, но и во всей Северной Пацифике (Morley et al., 1995; Matul, Abelmann, 2001).

Наши данные зафиксировали два интервала с событиями резкого ухудшения придонных кислородных условий во время оптимума последнего межледниковья ИКС 5e 125–113 тыс. л.н. и последней дегляциации 17.5–6.5 тыс. л.н. (рис. 1). Подобные условия сейчас существуют в Охотском море на глубине более 800 м, что значительно глубже точки LV28–44–3. Оба интервала имеют резкие максимумы биопродуктивности микрофоссилий. Различие – в отсутствии вида радиолярий *C. davisiana* в ИКС 5e и его самые большие концентрации на переходе от последнего оледенения к голоцену.

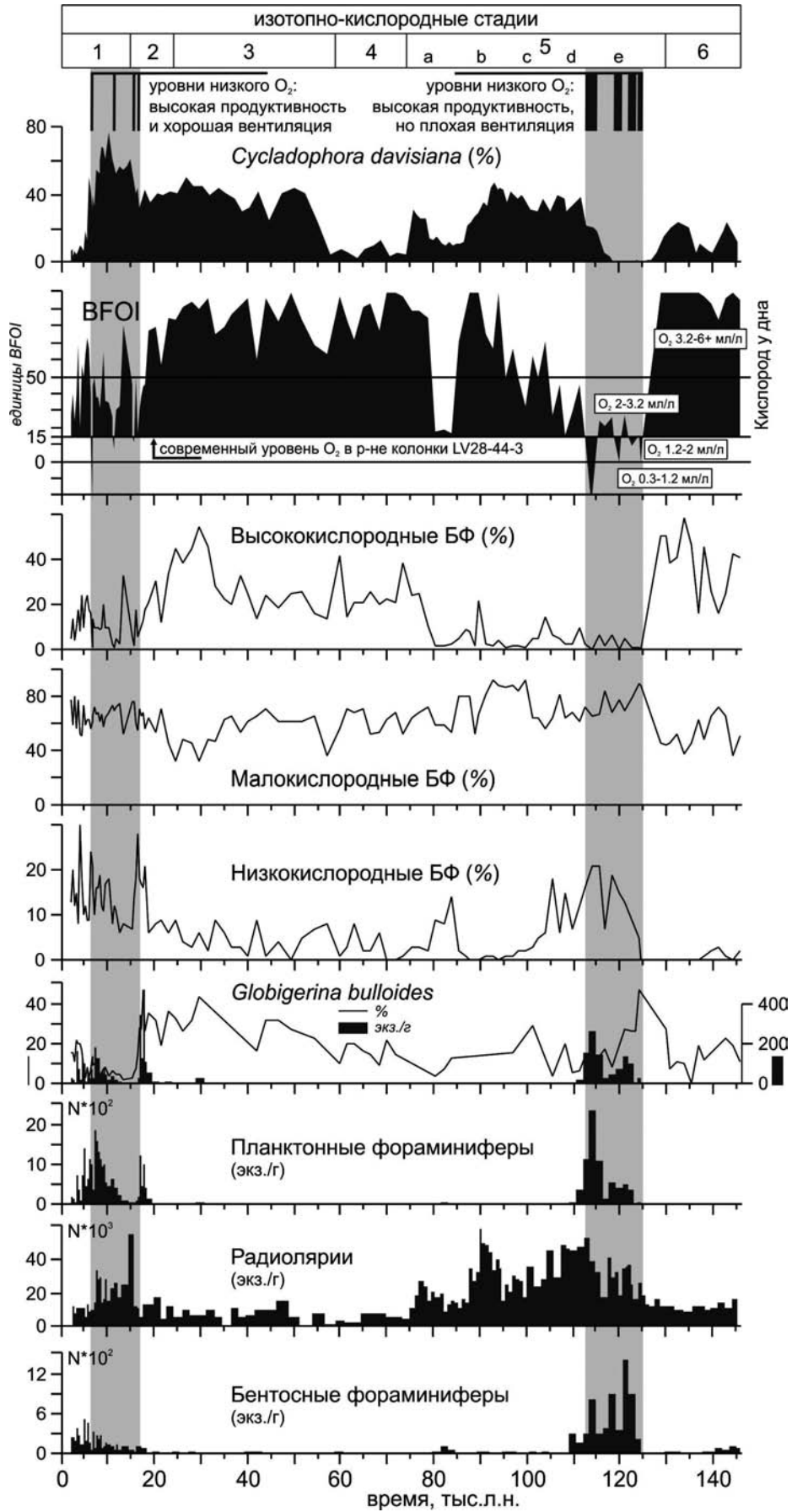


Рис. 1. Реконструкция позднечетвертичных кислородных условий в восточной части Охотского моря у Камчатки

Выводы из нашего исследования поддерживают идею Крусиус и др. (Crusius et al., 2004) о возможной независимости придонных кислородных условий от вентиляции водной толщи: (1) низко-кислородные события на западном континентальном склоне Камчатки при потеплении в оптимуме последнего межледникового происходили на фоне

высокой биопродуктивности, но плохой вентиляции; (2) низкокислородные события при потеплении в ходе последней дегляциации происходили на фоне высокой биопродуктивности и хорошей вентиляции.

Работа поддержана Программой фундаментальных исследований ПРАН № 23.

### Список литературы

1. Саидова Х.М. Экология фораминифер в дальневосточных морях СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР.
2. Матуль А., Абельман А. Четвертичная водная структура Охотского моря по данным радиолярий // Доклады Академии Наук, 2001. Т. 381. № 2. С. 259–261.
3. Bé A.W.H., Tolderlund D.S. An ecological, zoogeographical and taxonomical review of recent planktonic foraminifera / *Funnel BM, Riedel W.R.* (Eds.). The micropaleontology of oceans. University Press, Cambridge, 1971. P. 105–149.
4. Conkright M.E., Locarnini R.A., Garcia H.E., O'Brien T.D., Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. 2002. Nat. Oceanogr. Data Center, Silver Spring, 2001. MD.
5. Crusius J., Pedersen T.F., Kienast S., Keigwin L., Labeyrie L. Influence of Northwest Pacific Intermediate Water Oxygen Concentrations during the Bølling-Allerød Interval (14.7–12.9 ka) // *Geology*. 2004. V. 32. P. 633–636.
6. Gooday A.J., Lambshead P.J.D. Influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in the bathial northeast Atlantic: the species response // *Marine Ecology Progrtss Series*, 1989. V. 58. P. 53–67.
7. Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic-anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1991. V. 83. P. 65–85.
8. Kaiho K. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) // *Marine Micropaleontology*, 1999. V. 37. P. 67–76.
9. Morley J.J., Tiase V.L., Ashby M.M., Kashgarian M. A high-resolution stratigraphy for Pleistocene sediments from North Pacific Sites 881, 883, and 887 based on abundance variations of the radiolarian *Cycladophora davisiana* // *Rea D.K., et al.* (Eds). Proceedings ODP, Scientific Results, 1995. V. 145. P. 133–140.
10. Nimmergut A., Abelman A. Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk // *Deep-Sea Research I*, 2002. V. 49. P. 463–493.
11. Nürnberg D., Dethleff D., Tiedemann R., Kaiser A., Gorbarenko S.A. Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka – Evidence from ice-rafted debris and planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011. V. 310. P. 191–205.
12. Talley L.D. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Research*, 1991. V. 38, Sup. 1. P. 171–190.

**А.Н. Махинов**

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия  
amakhinov@mail.ru*

**A.N. Makhinov**

*Institute of Water and Ecology Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia*

Несмотря на южное положение территории Нижнего Приамурья (48–54° с.ш.) в ее пределах на многих вершинах в низкогорьях интенсивно проявляются современные мерзлотные процессы (Воскресенский, 1968; История ... 1972; Позняков, 1990). Они выражены в виде курумов, развалов глыб, солифлюкционных террасок, мерзлотных медальонов и других форм рельефа (Короткий, 1976; Короткий и др., 2009). Среди них особое место занимают реликтовые формы – туппы (скалистые останцы на плоских вершинах гор) с выровненными площадками у их подножий и нагорные террасы. Однако распространение и особенности формирования мерзлотного рельефа изучены пока еще очень слабо. Особенно большие трудности возникают при отнесении этих форм рельефа к современным или реликтовым при их нахождении в одном и том же ареале.

Многолетние геоморфологические наблюдения в различных частях рассматриваемой территории позволили получить новые данные об особенностях распространения и строения различных мерзлотных форм рельефа. Современный мерзлотный рельеф наиболее подробно был изучен в окрестностях горы Ко на Сихотэ-Алине и горном массиве Шамаман в низовьях Амура. Реликтовые формы мерзлотного рельефа вне зоны современного распространения многолетней мерзлоты были обнаружены в хребте Большой Хехцир вблизи Хабаровска, окрестностях горы Орел к северу от Николаевска-на-Амуре близ побережья Охотского моря и других местах Нижнего Приамурья.

В окрестностях горного массива горы Ко, расположенной в центральной части Северного Сихотэ-Алиня, нижняя граница распространения современного мерзлотного рельефа находится на высоте около 1550 м над у. м., несколько снижаясь на северных и повышаясь на южных и юго-западных склонах. Наиболее разнообразные формы мерзлотного рельефа представлены на выровненных участках – пологих приводораздельных склонах и поверхностях, окружающих туппы.

В истоках реки Чуцен на одном из отрогов вершины с отметкой 1730 м на высоте 1690 м сфор-

мирована слабо наклонная поверхность шириной около 300 м, примыкающая с северной стороны к туппу, представляющему собой протяженную высокоую гряду с крутыми курумовыми склонами. На выровненной поверхности повсюду распространены хаотические развалы камней, каменные кольца и полосы, среди которых местами встречаются почти идеально круглые медальоны поперечником 0,6–0,7 м.

В шурфах в начале сентября многолетняя мерзлота отмечалась на глубине от 1,1 до 1,6 м в зависимости от состава подстилающих рыхлых отложений. Отложения характеризуются резкой пространственной дифференциацией обломочного материала. Скопления крупных глыб размером до 0,6–0,8 м, между которыми имеются пустоты или незначительное количество щебня, в латеральном направлении резко замещаются плотным суглинисто-щебнистым материалом с редкими включениями мелких глыб. При этом медальоны пространственно приурочены к участкам, на которых залегают суглинистые отложения с незначительными включениями щебня.

На пологих привершинных склонах часто встречаются солифлюкционные терраски в виде ступенек шириной 0,5–1,2 м и протяженностью вдоль склона до 10 м. Нередко они образуют участки микроступенчатости размерами в сотни метров по длине и десятки метров по высоте склона. В отдельных случаях наиболее крупные солифлюкционные терраски, вероятно, могут быть начальными формами для образования нагорных террас.

Горный массив горы Шамаман расположен на правобережье Амура в южном низкогорном обрамлении Удиль-Кизинской низменности. Массив имеет куполообразную форму, расчлененную глубокими долинами малых водотоков на отдельные вершины с пологосклонными водоразделами. Максимальная отметка всего горного массива – 1181,6 м над у. м.

В верхнем поясе горного массива Шамаман имеются выровненные поверхности в виде небольших плато, расположенные на высотах 910 и 1020–1040 м над уровнем моря. Они имеют слабонаклонную по-



верхность, покрытую развалами крупных глыб. На их отдельных участках распространена многолетняя мерзлота. Мерзлотные формы рельефа, хотя и занимают в целом небольшую площадь, однако разнообразны и проявляются очень активно. Особенно хорошо они выражены на выровненной поверхности приводораздельного плато, расположенного между истоками ручьев Поджамали и Каменистый на высотах 1020–1040 м. Занимаемая ими площадь составляет около 1 кв. км.

Широкое распространение на крутых склонах и склонах средней крутизны получили курумы. Они состоят обычно из обломков примерно равного размера – 20–40 см. Их прочность и суровые климатические условия являются причиной незначительного образования песчано-глинистого материала. Отдельные обломки подвержены перемещениям в результате температурных колебаний и мерзлотных процессов.

На пологих привершинных частях склонов в окрестностях горы Шаман к югу и юго-западу имеются хорошо выраженные в рельефе нагорные террасы, протягивающиеся вдоль склонов на 50–120 м при ширине 15–40 м. Они имеют четко выраженный уступ с мерзлотным забоем и наклонную площадку. Серия таких террас, расположенных друг над другом, отмечена в истоках ручья Поджамали. Более значительная по размерам реликтовая нагорная терраса находится на приводораздельной поверхности между ручьями Каменистый и Мелкий в их верховьях на высоте около 800 м над уровнем моря.

Среди других мерзлотных форм рельефа широко представлены каменные кольца, мерзлотные рвы, каменные полосы, разрывы дернины на пологих склонах с неглубокими зияющими трещинами. На склонах крутизной 10–15 градусов в северо-восточной привершинной части горы Шаман имеются мерзлотно-солифлюкционные микротерраски шириной 1–2 м и протяженностью вдоль склона 6–10 м.

В пределах плато хорошо выражена мерзлотная сортировка грунтов, при которой участки поверхности с грубообломочным материалом размером 0,4–1,5 м соседствуют с площадками, в пределах которых господствуют суглинисто-дресвяно-щебнистые отложения. В пределах последних местами имеются округлые в плане мерзлотные медальоны размером 0,8–1,0 м в поперечнике со свежими высыпками мелкого щебня. В отдельных случаях на поверхности медальонов имеются выведенные в результате пучения грунтов валики суглинистого материала высотой несколько сантиметров, протягивающиеся причудливыми ленточками между обломков щебня.

Замечательными образованиями являются отдельные крупные глыбы, поднятые в процессе

вымораживания на дневную поверхность. О значительной скорости выдавливания таких глыб свидетельствует сохранность на их верхней поверхности скоплений мелких обломков гранодиоритов и небольших фрагментов ненарушенной почвы.

В одном из понижений плато к западу от вершины горы Шаман имеется небольшой участок 50×100 м, в пределах которого распространены мерзлотные бугры пучения. Средние размеры бугров составляют 1,2×1,5 м при высоте около 0,7 м. Их образование связано с накоплением в понижении мелкозема, повышенной обводненностью участка и формированием торфяного болота.

Реликтовые формы изучались на вершинах гор, находящихся в настоящее время в лесной зоне ниже гольцового пояса. Несмотря на интенсивность денудационных процессов, наиболее крупные формы мерзлотного рельефа на них хорошо сохранились.

На вершине горы Большой Хехцир (949,4 м над у. м.) имеется туп с широкой площадкой у его подножья. Они выработаны в прочных алевролитах. Туп представляет собой небольшую гряду протяженностью около 100 м вдоль южной стороны вершины, ориентированную с востока на запад. Ее продолжением на восток являются еще два изолированных небольших скалистых выступа. Высота гряды составляет 10–12 м. Она имеет асимметричное строение. Склон, обращенный к северу, представляет собой отвесный уступ, у подножья которого имеются отдельные крупные обломки. Противоположный склон тупа крутизной 20–25° является частью протяженного склона горы Большой Хехцир.

Выровненная площадка расположена к северу от тупа. Она имеет ширину около 300 м и едва заметное понижение в средней части. На ее поверхности повсюду хаотически разбросаны крупные глыбы алевролитов размером до 1,5 м в поперечнике, заросшие кустарниками и травой.

Ниже площадки с северной и северо-западной стороны в интервале высот 850–920 м сохранились реликтовые нагорные террасы. Они представляют собой разноуровневые слабонаклонные площадки шириной 10–20 м и протяженностью до 70 м. Над площадками возвышаются более крутые четко выраженные наклонные уступы высотой 3–4 м, иногда врезанные в поверхность склона в виде амфитеатра. Сочленение этих склонов с поверхностью террас нерезкое, что обусловлено накоплением у их подножий склонового материала.

На Охотском побережье вблизи Николаевска-на-Амуре реликтовые нагорные террасы, а также тупы и связанные с ними пологие поверхности отмечаются на вершинах гор высотой 750–800 м. Современная мерзлота на них отсутствует. На одной из вершин высотой 820 м над у. м. в истоках

реки Левый Ул ширина площадки у подножья тумпа составляет около 100 м. Расположенные ниже по склону реликтовые нагорные террасы имеют ширину 10–15 м при высоте уступов над ними до 7 м. Выраженность в рельефе их существенно лучше, чем на хребте Большой Хехцир.

Таким образом, многолетняя мерзлота на Северном Сихотэ-Алине распространена на многих вершинах гор изолированно и не образует единых обширных массивов. Снижение высоты нижней границы мерзлоты в направлении с юга на север составляет 11,5 м на 10 км и с запада на восток – 6,7 м на 10 км. Наиболее крупные формы мерзлотного рельефа формировались на породах различного петрографического состава и на склонах, обращенных преимущественно в северном и северо-восточном направлениях.

Одной из главных причин активного проявления современных мерзлотных процессов на рассматриваемой территории являются значительные суммы отрицательных суточных температур за холодный период года, а в прибрежных районах дополнительно сказывается охлаждающее влияние Охотского моря.

Во время максимума последнего похолодания климата нижняя граница многолетней мерзлоты в горах Нижнего Приамурья снижалась на 200–250 м вблизи морского побережья и на 250–300 м в континентальных районах. Среди реликтовых форм мерзлотного рельефа вне зоны современного распространения мерзлоты наиболее хорошо сохранились самые крупные из них – нагорные террасы и тумпы с прилегающими к ним пологонаклонными площадками.

#### Список литературы

1. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: Изд-во «Высшая школа», 1968. – 368 с.
2. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. /Г.И. Худяков и др. М.: Изд-во «Наука», 1972. – 424 с.
3. Поздняков И.В. Закономерности формирования и распространения мерзлых пород в Северном Приамурье. Автореф. дисс...канд. геогр. наук. Якутск: ИМ СО РАН, 1990. – 22 с.
4. Короткий А.М. Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алиня //Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 100–123.
5. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Изменение растительности в верхнем поясе гор под действием экзогенных процессов (поздний плейстоцен-голоцен) //Бюллетень Ботанического сада-института ДВО РАН, 2009. Вып. 4. С. 41–49.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЭПОХУ ИНТЕНСИВНОГО ТЕХНОГЕНЕЗА

# THE SOME PECULIARITIES OF THE SEDIMENT PROCESSES DURING THE INTENSIVE MAN-CAUSED EPOCH

**С.Г. Медведева**

ООО НПП «Центр-Недра», Калуга, Россия  
twelanis@mail.ru

**S. Medvedeva**

«Center-Nedra», Kaluga, Russia

Современный этап развития литосферы характеризуется высокими скоростями техногенной миграции вещества (механической, физико-механической, биогеохимической) в приповерхностных условиях (Трофимов и др., 2006). С одной стороны это можно расценивать как загрязнение среды, т.е. привнесение в нее и аккумуляция не свойственных ей агентов или увеличение концентрации имеющихся (химических, физических, биологических) сверх естественного среднесуточного уровня, приводящее к негативным экологическим последствиям. С другой стороны это ранее не характерное образование новых форм или техногенное преобразование имеющихся естественных отложений можно рассматривать как трансформацию параметров осадконакопления на современном этапе в связи с достижением человеческим сообществом уровня геологической силы.

Техногенный вклад в ежегодно перемещаемый объем пород, или механическая принудительная миграция вещества, удваивается через каждые 14–15 лет и уже в 80–90-х годах прошлого века составлял около 10 тыс. км<sup>2</sup> или  $2,2 \times 10^{19}$  г/год (Розанов, 1984), что на три порядка превышает величину природного твердого стока.

В связи с постоянно совершенствующимися технологиями постоянно увеличиваются границы техногенного воздействия. И если глубины 12,5 км пока достигло, к счастью, только человеческое любопытство (Кольская сверхглубокая скважина), то глубины рудников составляют до 4,0 км, а нефтяных и газовых добычных скважин – 6,0–7,0 км. И значит, на этих глубинах уже активно осуществляется техногенное воздействие, которое ведет к тому, что уже и эти, подвергшиеся преобразованию породы, логично относить к современным отложениям, настолько они изменены в результате отработки по сравнению со своим исходным (природным) состоянием. Ведь закономерно считать, отторженцы известняков среднего карбона, переотложенные ледником, отложениями четвертичного возраста. А происходящая переработка исходных отложений при переводе полезного ископаемого

в подвижное состояние (например, при подземном выщелачивании) и его последующее извлечение ведут к кардинальному изменению состава и состояния пород, что последние уже никак не могут в дальнейшем быть отнесены все к тем же отделам и ярусам, которыми были ранее датированы.

Техногенное преобразование планеты в целом, и литосферы в частности, настолько значительно, что найти незатронутые техногенезом площади, все сложнее. Отсутствие каких-либо искусственно созданных объектов на той или иной площади еще не означает сохранения этой территории и геологических процессов, ей присущих, в первозданном виде. Радиус воздействия от техногенных источников варьирует в широких пределах в зависимости от высоты и мощности источника, а также от климатических особенностей территории. Примером могут служить шлейфы выбросов при авариях на атомных станциях типа 4-го блока Чернобыльской АЭС или Фукусимы-1. А ведь с учетом длительности жизни радионуклидов они, попав на поверхность почвы или океанического осадка на протяжении многих сотен километров, уже естественным образом принимают участие в осадконакоплении данной территории.

Еще одним ярким примером трансформации осадконакопления в эпоху техногенеза служат свалки. То безумное количество отходов, которое производится нашей цивилизацией и затем складировается – хорошо, если на специально отведенных и (уже в идеале) подготовленных полигонах, а чаще просто, где придется – уже выделено в отдельный вид техногенных грунтов, для которых есть своя терминология и методика изучения, но и освоения. Часто для полигонов технических и бытовых отходов используется такой знакомый для геологии полезный ископаемых термин, как тело – тело свалки в данном случае. При этом если свалка стихийная и несортированная, то ее неизменно сопровождают геохимические изменения состава и свойств нижележащих горизонтов.

Даже такие, казалось бы, «безобидные» мероприятия, как разработка месторождений строитель-

ных материалов ведет к существенному изменению геохимии почвы и приповерхностных отложений прилегающих к карьерам территорий.

Проведенное в 2010–2012 гг. автором доклада исследование ряда территорий, прилегающих к разрабатываемым месторождениям строительных материалов Калужской области, на предмет изучения загрязнения растительности, почв и подстилающих грунтов полициклическими ароматическими углеводородами (ПАУ), показало существенное повышение уровней содержания ПАУ. Поскольку бенз(а)пирен (В(а)Р) является общепризнанным индикатором присутствия остальных ПАУ, причем в значительно большем количестве, а кроме того, лишь для В(а)Р установлены предельно допустимые концентрации (ПДК) хотя бы для почв, сравнение концентраций для карьеров с различными типом сырья и горнотехническими параметрами проведено именно по этому соединению. Как видно из таблицы 1, обнаруженные концентрации составляют от фоновых значений В(а)Р до 1600-кратного превышения ПДК (Медведева, 2013).

Установлено, что наибольшие уровни концентраций ПАУ на прилегающей к выработкам территории фиксируются при глубинах отработки менее

20 м и незначительных площадях выработок, не превышающих 20 га.

Кроме того, концентрации ПАУ прямо пропорциональны количеству, качеству и типу карьерной техники и оборудования: при использовании новых машин уровни загрязнения ниже, несмотря на большие объемы добычи.

Примечательно, что распределение загрязнения прилегающей к карьерам территории зависит в большей степени от геоморфологии и ландшафта прилегающей территории и формы техногенной выработки, нежели от преобладающих направлений ветра, поскольку в карьерах устанавливается собственная циркуляция воздушных потоков.

Примеров трансформации осадконакопления в эпоху техногенеза бесконечное множество. Сложение и наложение нескольких техногенных воздействий от разных источников приводят к возникновению техногенных аномалий. Техногенные аномалии являются новым явлением по месту своего образования, интенсивности проявления и характеру воздействия, причем зачастую они совершенно не связаны с особенностями геологического строения территории (Трофимов и др., 2006).

#### Список литературы

1. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Жигалин А.Д., Харькина М.А. Трансформация экологических функций литосферы в эпоху техногенеза / Под ред. Трофимова В.Т. – М.: «Ноосфера», 2006. 720 с.
2. Розанов Б.Г. Основы учения об окружающей среде. – М.: Изд-во МГУ, 1984. 373 с.
3. Медведева С. Карьеры строительных материалов: особенности, проблемы, пути решения. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. 65 p.



Ю.А. Микишин, Т.И. Петренко, И.Г. Гвоздева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, yurimikishin@fegi.ru

Yu.A. Mikishin, T.I. Petrenko, I.G. Gvozdeva

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Ландшафтно-климатические изменения в голоцене южного Приморья выявлялись на основе комплексного изучения отложений аккумулятивных террас побережья зал. Петра Великого. Периодизация событий сопоставлена со шкалой Блитта-Сернандера, модифицированной для Северной Евразии (Хотинский, 1977, 1987).

Наиболее древние палеоландшафты большей части раннего голоцена запечатлены спорово-пыльцевыми спектрами морских осадков побережья южного Приморья, залегающих в основании разреза морского голоцена (Троицкая и др., 1978). Они были представлены берёзовыми и широколиственными лесами с преобладанием дуба и ильма, развивавшимися в начале предбореала, в более прохладных климатических условиях, чем современные (фаза РВ-1, 11100–12100 здесь и далее календарных л.н.). Вторая, холодная часть периода, отражена появлением берёзовых лесов и зарослей фригидных кустарников (фаза РВ-2, 10400–11100 л.н.).

Спорово-пыльцевые спектры отложений раннего бореала указывают на ландшафты берёзово-дубовых лесов, с широким участием ильма, существовавших в начале бореального периода, в более прохладных, чем современные, климатических условиях (фаза ВО-1, 10000–10400 л.н.).

Ландшафты среднего бореала отразили наступление оптимальных климатических условий раннего голоцена. Развивались многопородные широколиственные леса с преобладанием дуба. Хвойные деревья, в основном кедр (сосна корейская – *Pinus s/g Haploxyton*), встречались в них редко. Климат имел температурный режим, немного превышавший современный фон и меньшую влажность (фаза ВО-2, 9300–10000 л.н.).

Кедровые леса с пихтой, елью и небольшим присутствием широколиственных деревьев формировались в позднем бореале, в более холодном и сухом климате, чем современный (фаза ВО-3, около 8900 л.н.).

Наиболее древние среднеголоценовые ландшафты установлены лишь для середины атлантического периода (подфаза АТ-2 а, около 7500 л.н.). Представлены ольхово-берёзовыми и кедровыми

лесами с небольшим участием широколиственных пород, существовавшими в более прохладных климатических условиях, чем современные.

Широколиственные леса с преобладанием дуба, занимавшие морское побережье и кедрово-широколиственные леса в горах, произрастали в середине атлантика, в климате, близком к современному (подфаза АТ-2 б, 7100–7350 л.н.).

Лагунно-морские осадки трансгрессивной фазы Японского моря, сформировавшиеся в конце среднего атлантика, содержат пыльцевые спектры, отвечающие ландшафтам широколиственных лесов с преобладанием дуба и большим участием граба, ореха, ильма, нежели в настоящее время. Климатические условия были намного теплее и влажнее современных (подфаза АТ-2 с, 6600–7100 л.н.).

Кратковременное и небольшое похолодание климата зафиксировано снижением роли широколиственных лесов и распространением кедрово-широколиственных, а также ольхово-берёзовых лесов. Событие можно отнести к началу позднего атлантика (подфаза АТ-3 а, 6450–6600 л.н.).

Вторая, максимальная фаза атлантического оптимума голоцена запечатлена в отложениях обилием пыльцы широколиственных деревьев (60–78 %). Среди неё преобладает дуб (42–55 %), и содержится много тепло- и влаголюбивого граба (8–16 %). На побережье южного Приморья распространились многопородные широколиственные леса с преобладанием дуба, и дубово-грабовые леса. В горах существовал пояс кедрово-широколиственных лесов. Климатические условия были значительно теплее и влажнее как современных, так и предыдущих эпох голоцена. Абсолютный возраст события относит его к середине позднего атлантика (подфаза АТ-3 б, 5800–6450 л.н.).

Снижение климатических параметров до уровня, близкого к современному, отражено ландшафтами дубовых и ольховых лесов, развивавшимися в середине позднего атлантика (подфаза АТ-3 с, 5500–5800 л.н.).

Распространение полидоминантных широколиственных лесов, с близким участием дуба, ильма, ореха, граба, сирени и липы, происходило

в конце позднего атлантика. В горах возросла роль кедрово-широколиственных лесов. Уровень потепления был ниже, чем в наиболее оптимальные отрезки конца среднего и позднего атлантика, но по-прежнему превышал современный (подфаза АТ-3 d, 5000–5500 л.н.).

Глобальное похолодание климата раннего суббореала вызвало распространение ольховых лесов. Участие в растительности широколиственных деревьев упало в несколько раз (до 16–22 %). При наибольшем похолодании, около 5100 л.н., развивались берёзовые леса с участием ольхового стланика, в меньшей степени – тёмнохвойных пород (Павлюткин и др., 1984). Климат был значительно холоднее и суше современного (фаза SB-1).

Раннее суббореальное потепление, сменившее климатический минимум, привело к восстановлению ландшафтов широколиственных лесов с преобладанием дуба, в горах – кедрово-широколиственных лесов. Климатические условия были несколько теплее современных (подфаза SB-2 a, 4400–4900 л.н.).

Наступление более прохладного климата, чем современный, зафиксировано снижением роли широколиственных лесов, распространением кедрово-широколиственных и ольховых лесов. Хронология события отвечает первой половине среднего суббореала (подфаза SB-2 b, 4100–4400 л.н.).

Ранний максимум суббореального оптимума в середине периода отразился спорово-пыльцевыми спектрами с высоким содержанием пыльцы граба (6–10 %). Развивались многопородные широколиственные и дубово-грабовые леса. Климат был значительно теплее современного и приблизился к оптимальным условиям среднего-позднего атлантика (подфаза SB-2 c, 4000–4100 л.н.).

Снижение температурного фона и приближение его к современным параметрам отразилось уменьшением в растительности роли широколиственных лесов и возрастанием – кедрово-широколиственных лесов. Возраст события позволяет отнести его ко второй половине среднего суббореала (подфаза SB-2 d, 3600–4000 л.н.).

Кратковременное потепление климата произошло в самом конце среднего суббореала. Оно превышало современный уровень, но уступало оптимальным фазам, что видно по меньшему содержанию пыльцы граба (4–5 %). На побережье увеличилась роль многопородных широколиственных лесов, в горах – снизилось значение кедрово-широколиственных лесов (подфаза SB-2 e, 3500–3600 л.н.).

Кратковременное и резкое похолодание охватило южное Приморье в начале позднего суббореала. Основной растительностью служили ольховые леса. Широколиственные деревья встречались редко (сум-

ма пыльцы до 14 %). Климат был намного холоднее современного (подфаза SB-3 a, 3400–3500 л.н.).

Поздний максимум климатического оптимума охватил середину позднего суббореала. Термофильные спорово-пыльцевые спектры отразили развитие многопородных широколиственных и дубово-грабовых лесов (подфаза SB-3 b, 3100–3400 л.н.).

Приближение климатических условий к современным параметрам произошло в конце суббореала. В растительности побережья уменьшилась роль широколиственных лесов, в горах – возросло значение кедрово-широколиственной формации (подфаза SB-3 c, 2600–3100 л.н.).

Существенное похолодание климата в начале субатлантического периода привело к распространению берёзово-ольховых лесов на морском побережье и кедровых лесов с большим, нежели в настоящее время, участием пихты и ели в горах. Широколиственные деревья в растительности встречались намного реже (подфаза SA-1 a, около 2600 л.н.).

Восстановление ландшафтов широколиственных лесов с преобладанием дуба на морском побережье южного Приморья, и кедрово-широколиственных лесов в горах, произошло в климатических условиях близких к современным. Радиоуглеродные даты определяют время события первой половиной раннего субатлантика (подфаза SA-1 b, 2200–2600 л.н.).

Дальнейшее улучшение климатических условий зафиксировано развитием многопородных широколиственных лесов на побережье и уменьшением роли кедрово-широколиственных лесов в горах. Абсолютный возраст события относит его ко второй половине раннего субатлантика (подфаза SA-1 c, 1750–2200 л.н.).

Резкое похолодание климата, пришедшее на смену интенсивному потеплению, состоялось в начале среднего субатлантика. Оно зафиксировано в пыльцевых спектрах распространением берёзово-ольховых лесов на побережье и кедровых лесов с малым участием широколиственных пород – в горах (подфаза SA-2 a, около 1700 л.н.).

Приближение климатических параметров к современным условиям произошло в первую половину среднего субатлантика. Отражено восстановлением широколиственных лесов с преобладанием дуба на морском побережье и кедрово-широколиственных лесов – в горах (подфаза SA-2 b, 1200–1450 л.н.).

Вторая половина среднего субатлантика отметилась наступлением более тёплого климата. На побережье распространились широколиственные леса с возросшим участием граба (содержание пыльцы 4–7 %), в горах снизилось участие кедрово-широколиственных лесов (подфаза SA-2 c, 1000–1200 л.н.).

Более холодный климат, чем современный, отмечался в конце среднего субатлантика. Распространились ольхово-берёзовые леса (подфаза SA-3 а, 700–1000 л.н.).

Климатические условия, несколько прохладнее современных, наступили в середине позднего субатлантика. Развивались широколиственные леса с преобладанием дуба, в горах – кедрово-широколиственные леса (подфаза SA-3 б, 400–600 л.н.).

Сильное похолодание климата последней фазы «Малого ледникового периода» в конце позднего субатлантика привело к господству ландшафтов ольхово-берёзовых лесов на побережье, кедровых и сосновых лесов – в горах. Климат был намного холоднее и суше современного (подфаза SA-3 с, 400–500 л.н.).

Исследование выполнено по Программе «Научный фонд ДВФУ», проект № 12–05–01150–04.

#### Список литературы

1. Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И., Оковитая Н.А., Лобанова Л.А. Голоценовые отложения бассейна р. Раздольной (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 43–53.
2. Троицкая Т.С., Караулова Л.П., Царько Е.И. Первый опыт детального расчленения морского голоцена южного Приморья по комплексу палеонтологических данных // Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода. № 48. – М.: Наука, 1978. С. 66–78.
3. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
4. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. К XII конгрессу ИНКВА (Канада, 1987 г.) / отв. ред. Я.-М.К. Пуннинг и др. – М.: Наука, 1987. – С. 39–45.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
И НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНОГО СКЛОНА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА  
(ОТ Г. АНАПЫ ДО ПОС. АРХИПО-ОСИПОВКА)** | **GEOMORPHOLOGICAL  
AND NEOTECTONIC CHARACTERISTICS  
OF SOUTH SLOPE NW CAUCASUS  
(FROM ANAPA TO THE VILLAGE  
ARKHIPO-OSIPOVKA)**

**Е.С. Минакова**

*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия  
kiska\_katenka@mail.ru*

**E.S. Minakova**

*FGBOU VPO Kuban State University, Krasnodar, Russia*

Кинематика любой территории создается неотектонической активностью земной коры на ее участке, закономерным (по интенсивности и направлению) образом перераспределяющей в пространстве поверхностный сток атмосферных осадков и его энергетику. При проведении инженерных изысканий наиболее важен приповерхностный и выраженный в современном рельефе структурный план территории, анализ которого может служить превентивным способом инженерно-геологического изучения территории.

Объектом исследования в данной работе были выбраны Анапско-Новороссийский и Пшадско-Беттинский районы южного склона С-З Кавказа. Предмет исследования – плановое распространение вершинных поверхностей.

Целью данной работы является изучение новейших тектонических структур, обусловивших основные черты современного рельефа и локализацию опасных геологических процессов.

Для оценки направленности, интенсивности и амплитуды современных тектонических движений автором были построены карты вершинных поверхностей двух районов с крупными разломами, речной сетью и сетью временных водотоков. Методически работа выполнялась на базе топографических карт масштаба М 1:50000.

Построение этой карты сводилось к следующему: а) по квадратам топографической карты велся подсчет водораздельных вершин; б) способом экстраполяции соединялись точки с одинаковыми значениями; в) с топографической основы переносилась речная сеть.

На построенные карты были вынесены неотектонические структуры, выделенные С.А. Несмеяновым. Далее для каждой территории был рассчитан коэффициент вертикального расчленения рельефа: для этого количество вершин в квадратах сложили и разделили на общее количество квадратов  $K_v = \sum Ni/N$ .

Для ранжирования территории по этому показателю была введена следующая градация

Коэффициент E	вертикального расчленения (Kv)	
>1	От 1 до 3	<3
Слабо расчленен	Средне расчленен	Сильно расчленен

Расчеты показали, что Анапско-Новороссийский район имеет коэффициент вертикальной расчлененности 0,77. Из этого следует, что территория относится к слабо расчлененной. Самой высокой отметкой территории является г.Сахарная голова 558 м. Средние же отметки территории колеблются от 200 до 300 м. На Анапско-Новороссийском участке имеются 10 крупных тектонических разломов СЗ, ВСВ, ЗСВ, С и ССЗ ориентировки, распространенных повсеместно.

Для района пос. Бетта этот коэффициент имеет значение равное 1,53. Из этого следует, что территория относится к средне расчлененной. Самая высокая отметка территории – 546,3 м. – г. Вышка. Средние же отметки территории колеблются от 350 до 450 м. На Пшадско – Беттинском участке имеются 6 крупных разломов С, В, СЗ, ЮВ, СВ ориентации.

При сравнении двух исследованных районов можно выявить следующие особенности:

1. Наиболее сильно вертикально расчленен Пшадско-Беттинский район, что свидетельствует о его большей тектонической активности в настоящее время.

2. Несколько более высокие абсолютные отметки территории Пшадско-Беттинского междуречья показывают, что исторически этот блок был более тектонически – активным, чем Анапский.

3. Наибольшим показателем энергии рельефа также будет обладать территория Пшадско-Беттинского междуречья, с которой будет связано развитие многих экзогенных процессов.

### Список литературы

1. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М., «Недра», 1992.



**ПЛЕЙСТОЦЕН И ЭОПЛЕЙСТОЦЕН  
ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЧУКОТКА) –  
ГРАНИЦЫ И ЦИКЛИЧНОСТЬ ПО  
ДАНЫМ НЕОРГАНИЧЕСКОЙ  
ГЕОХИМИИ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМА**

**PLEISTOCENE AND EOPLEISTOCENE  
OF EL'GYGYTGYN LAKE (CHUKOTKA) –  
BOUNDARIES AND CYCLICITY  
ACCORDING TO INORGANIC  
GEOCHEMISTRY AND ROCK MAGNETISM**

**П.С. Минюк, В.Я. Борходоев**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия;  
minyuk@neisri.ru*

**P.S. Minyuk, V.Ya. Borkhodoev**

*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo, FEB RAS, Magadan, Russia*

Озеро Эльгыгытгын расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30' с.ш., 172°05' в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывается с падением метеорита около 3.6 млн лет назад. Кратер расположен в вулканических породах верхнемелового возраста, представленных игнимбритами, витроигнимбритами, туфами, туфопесчаниками, андезитобазальтами, продукты выветривания и размыва которых являются главным источником материала, поступающего в озеро.

Зимой-весной 2009 года со льда озера проведено глубокое бурение осадочного чехла озера и подстилающих вулканогенных брекчий. Пробурены три скважины – 1А, 1В и 1С до глубин 146.6, 111.9 и 517.3 м соответственно (Melles et al., 2011). Комплексные исследования осадков проводятся в различных лабораториях России, Германии, США, Швеции и др. Первые данные по эоплейстоцену и плейстоцену, полученные преимущественно экспресс методами, обобщены в работе (Melles et al., 2012). Выявлено, что осадконакопление в озере происходило практически непрерывно. В разрезе установлены важные геомагнитные реперы – инверсия Матуяма-Брюнес (0.780), события Харамильо (0.991–1.075), Кобб (1.858–1.938), Олдувей (1.781–1.968), Реюньон (2.1216–2.1384), инверсия Гаусс-Матуяма (2.588), события Каена (3.045–3.127) и Маммот (3.210–3.319 млн лет) (Melles et al., 2012). По литологическим, геохимическим, биологическим, магнитным характеристикам в разрезе выделены интервалы изменения климата и природной среды, соответствующие морским изотопно-кислородным стадиям (МИС) плио-плейстоцена. Возрастная модель построена на основе радиоуглеродных датировок, палеомагнитных реперов, корреляции полученных данных со стандартными морскими изотопно-кислородными шкалами и инсоляционными кривыми. Комплексно охарактеризованы экстремально теплые МИС 31 и 11 (Melles et al., 2012; Lozhkin, Anderson, 2013; Minyuk et al., 2013).

Для геохимического и петромагнитного анализов проведен сплошной отбор керн. Один образец представляет 2 см мощности осадка. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов – на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30. Измерения магнитной восприимчивости (МВ) проведены многофункциональном каппаметре MFK1-FA (AGICO Ltd.), гистерезисные характеристики получены на автоматическом коэрцитиметре J-meter (КФУ).

Осадки теплых стадий характеризуются повышенным содержанием SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Sr и низкими – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni, Cr, высокими значениями магнитной восприимчивости (МВ), остаточной намагниченности насыщения (J<sub>rs</sub>), намагниченности насыщения (J<sub>s</sub>), малыми значениями коэрцитивной силы (H<sub>c</sub>), остаточной коэрцитивной силы (H<sub>cr</sub>), парамагнитной компоненты намагниченности. Осадки геохимически слабо изменены, им свойственны низкие значения геохимических индексов CIA, PIA, CIW, CPA, отношений Rb/Sr.

Осадкам холодных стадий свойственны низкие содержания SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Sr, высокие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni, Cr, малые величины магнитной восприимчивости (МВ), остаточной намагниченности насыщения (J<sub>rs</sub>), намагниченности насыщения (J<sub>s</sub>), высокие значения коэрцитивной силы (H<sub>c</sub>), остаточной коэрцитивной силы (H<sub>cr</sub>), большая доля парамагнитной компоненты намагниченности. Для магнитных зерен типично растворение. Осадки сильно изменены, им свойственны высокие значения геохимических индексов CIA, PIA, CIW, CPA, отношений Rb/Sr.

Для теплых стадий характерны высокие содержания SiO<sub>2</sub>, за счет биогенного кремнезема, приводящие к разбавлению концентраций всех

других элементов, а также уменьшению магнитных величин. Если содержание общего кремнезема превышает 71 %, разбавление ощутимо практически по всем породообразующим и редким элементам. Отношения  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  являются относительными показателями доли биогенного кремнезема (Melles et al., 2012; Minyuk et al., 2013). В разрезе озера Эльгыгытгын распределения рубидия и циркона часто находятся в противофазе – циркония меньше в осадках теплых стадий, рубидия меньше в холодных. Однако, для заметно теплых стадий, когда значительно разбавление, изменения концентраций Rb и Zr синхронны и находятся в противофазе кремнезему, поэтому низкие содержания Rb и Zr на одних уровнях являются признаками теплых стадий. Это важно в методическом плане, так как определение редких элементов требует меньших затрат времени и средств.

Предполагается, что условия выветривания, транспортировки и сортировки материала, а также диагенеза были различны во время холодного и теплого климата, что привело к различным лито-магнито-геохимическим характеристикам осадка. По комплексному обоснованию в разрезе озера Эльгыгытгын выделяются все изотопно-кислородные стадии четвертичной системы, однако они выражены по-разному. Ярким рубежом является

граница среднего и позднего плейстоцена, которая проводится по основанию МИС 5. Следующим заметным рубежом является граница раннего и среднего плейстоцена, проходящая в низах МИС 11. Эта стадия самая теплая в плейстоцене Чукотки. Температуры были на 4–5 градусов выше современных, а осадков выпадало на 300 мм больше (Melles et al., 2012).

Нижний плейстоцен более «спокойный», относительно теплыми являются подстадии 15a (~572.9 тыс. лет) и 15e (~613.7 тыс. лет). Осадки стадии 17 (~695 тыс. лет) содержат максимальные содержания кремнезема в разрезе раннего плейстоцена. Нижняя граница плейстоцена проводится по инверсии Матуяма-Брюнес. Инверсия проходит в МИС 19, которая по комплексным характеристикам слабо диагностируется в разрезе. В эоплейстоценовом интервале (0.78–1.8 млн лет) наиболее яркими являются МИС: 25 (0.95 млн лет); 31 (оптимальная, ~1.071 млн лет); 41 (~1.355 млн лет); 49 (оптимальная, ~1.475 млн лет); 55 (оптимальная, ~1.6 млн лет), 57, 61. Нижняя граница эоплейстоцена (калабрия/гелазия) проходит в стадии 63 (1.8 млн лет). В геохимическом плане граница нечеткая. Нижняя граница гелазия проводится по инверсии Гаусс-Матуяма в МИС 103. Исследования поддержаны грантами РФФИ (12–05–00286), ДВО РАН (12-II-CO-08–024).

#### Список литературы

1. Lozhkin A.V., Anderson P.V. Vegetation responses to interglacial warming in the Arctic, examples from Lake El'gygytyn, Northeast Russia // *Clim. Past Discuss.*, 2013. V. 9. P. 245–267.
2. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P., Koeberl C., Andreev A., Cook T., Fedorov G., Gebhardt C., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Nowaczyk N., Schwamborn G., Wennrich V., and the El'gygytyn Scientific Party. The Lake El'gygytyn Scientific Drilling Project – Conquering Arctic Challenges through Continental Drilling // *Scientific Drilling*, 2011. № 11. P. 29–40.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P. S., Nowaczyk N. R., Wennrich V., DeConto R. M., Anderson P. M., Andreev A. A., Coletti A., Cook T. L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A. V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytyn, NE Russia // *Science*, 2012. V. 337. P. 315–320.
4. Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya., Wennrich V. Inorganic data from El'gygytyn Lake sediments: stages 6–11 // *Clim. Past Discuss.*, 2013. V. 9. P. 293–433.

**А.Н. Мотузко**

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь  
motuzko@land.ru

**A.N. Motuzko**

The Belorussian State University Minsk, Belarus

Остатки *Mammuthus chosaricus* Dubrovo на территории Беларуси впервые были найдены в отложениях припятского горизонта среднего плейстоцена. Припятский горизонт на территории республики представлен моренными и водно-ледниковыми отложениями днепровской и сожской стадий припятского оледенения. Ледниковый покров днепровской стадии полностью покрывал всю территорию Беларуси. Отступление ледника сопровождалось формированием мощных толщ водно-ледниковых (флювиогляциальных) песчаных отложений. Повторная активизация оледенения в сожское время проявилась в северных и центральных районах республики отложениями новых горизонтов моренных образований, а в южных районах – были выражены зандровые равнины и начали формироваться долины рек. Такая палеогеографическая ситуация снижала численность животных, обитавших на просторах республики в период припятского оледенения. Кроме этого условия захоронения в моренных отложениях были невозможными, а водно-ледниковые потоки не способствовали концентрации ископаемых остатков в отложениях. Немаловажную роль сыграл и тот факт, что поиску местонахождений ископаемой фауны млекопитающих в отложениях времени припятского оледенения не уделялось должного внимания. Однако редкие находки фауны млекопитающих, отмеченного времени, упоминаются в литературе (Калиновский, 1983; Мотузко, 2007; Мотузко, Гапеева, 2007).

Ископаемые млекопитающие времени деградации днепровской стадии припятского оледенения впервые были обнаружены в местонахождении Микашевичи. В геолого-структурном отношении территория местонахождения расположена в восточной части Микашевичского горста, который является структурной единицей Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента. Сложен горст в основном гранито-гнейсами архейского возраста, которые вскрываются в карьерных выработках РУУП «Гранит». Перекрываются кристаллические породы фундамента морскими отложениями палеогена. Это преимущественно

глауконитовые пески и алевроиты киевской свиты. С разрывом слои палеогена перекрыты осадками полтавской серии неогена, которые, в свою очередь, вверх по разрезу замещаются сложными литологическими сериями четвертичного периода. В зависимости от высоты поверхности кристаллического фундамента мощность палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений колеблется от 3 м до 100 м. На границе неогеновых и четвертичных отложений в местах высоких отметок кристаллического фундамента наблюдается горизонт размыва, представленный грубообломочным материалом. С этим горизонтом были связаны находки останков крупных млекопитающих. О существовании этих находок было известно с 1982 года, но они не привлекали внимания специалистов из-за своей фрагментарности и выборочности до тех пор, пока эти материалы не заинтересовали учителей средних школ города. Они вместе с учениками, которые занимались в кружках по географии и экологии, начали собирать останки ископаемых животных, как краеведческий материал. Научное изучение этих коллекций преподавателями и студентами Белгосуниверситета в 2007 году дало возможность выявить видовой состав фауны млекопитающих, которые находились в четвертичных отложениях гранитного карьера г. Микашевичи. Были определены останки следующих животных: хазарский степной слон – *Mammuthus chosaricus* Dubrovo, шерстистый носорог – *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, длиннорогий бизон – *Bison priscus priscus* Bojanus, дикая лошадь – *Equus caballus latipes* V. Gromova, северный олень – *Rangifer tarandus* L., большой пещерный медведь – *Ursus (Spelearctos) spelaeus* Rosenmuller et Heinroth., мелкий волк – *Canis lupus* L. Фауна млекопитающих такого видového состава впервые найдена на территории Беларуси. Она позволяет заполнить своеобразное «белое пятно» в древней истории фауны плейстоцена западных регионов Восточно-Европейской равнины. Возраст фауны и отложений, в которых она была обнаружена, отвечает времени деградации на территории республики ледника днепровской стадии полесского оледенения. Хазарские степные слоны, остатки

которых доминируют в местонахождении, были предками мамонтов и самыми крупными представителями в линии степных слонов. На втором месте по количеству находок стоят останки длиннорогих бизонов, у которых размах рогов у самцов достигал 1 м 37 см. Очень крупных размеров достигал также пещерный медведь. Вообще вся фауна характеризуется присутствием крупных животных, которые обитали на тундрово-степных просторах за пределами края ледника (Мотузко и др., 2009).

Доминирующим видом, как отмечалось, является степной хозарский слон – *Mammuthus chosaricus* Dubrovo. Морфологические особенности развития зубной системы хозарских слонов позволяет считать этот вид руководящим для времени развития днепровской стадии оледенения в среднем плейстоцене. Основные характеристики строения коренных зубов *Mammuthus chosaricus* Dubrovo из местонахождения Микашевичи приведены в таблице.

Кроме указанного материала в коллекции имеются зубы предпоследней смены – m2–5 зубов и M2–4 зуба. Морфометрические характеристики для этой смены коренных зубов следующие. Для m2 (в мм) – длина коронки 235–275 (ср. 255); ширина – 78–96 (ср. 86); высота – 90–140 (ср. 108); количество пластин – 17 (имеется только один целый зуб); частота пластин – 5–8 (ср. 7); толщина эмали – 2.0–3.2 (ср. 2.6). Сохранность M2 значительно хуже, чем m2, в связи с этим не все морфометрические данные присутствуют. Ширина M2 (в мм) равна 72–98 (ср. 85); высота – 125–175 (ср. 147); частота пластин – 7–8 (ср. 7.5); толщина эмали – 1.4–2.3 (ср. 1.95). В начальной стадии стирания на жевательной поверхности всех коренных зубов срединная

часть эмалевых пластин представляет собой вытянутый овал, а краевые части – более округлые овалы (тип  $\circ - \circ$ ). Этот тип стирания быстро трансформируется в поверхность с тремя почти равными овалами (тип  $- - -$ ), которые в скором времени сливаются в единый овал. Щели, разделяющие зубные пластины, неглубокие. Иногда эмалевые овалы имеют слабое срединное расширение, а их концы с наружной стороны заворачиваются вперед. Эмаль на зубах мелко складчатая. В начальной стадии стирания складки на эмали проявляются редко. Увеличивается складчатость эмали при стирании в средней части коронки. На сильно стертых зубах складчатость эмали опять уменьшается.

Сравнение морфометрических показателей коренных зубов из местонахождения Микашевичи с аналогичными показателями коренных зубов *Mammuthus chosaricus* из Черного Яра и *Mammuthus primigenius* указывает на сходство морфологии моляров последней смены с таковыми *Mammuthus chosaricus* из Черного яра. И в том и в другом случае моляры крупнее, чем аналогичные моляры у *Mammuthus primigenius*. Обращает на себя внимание, что при почти одинаковом количестве пластин на нижних и верхних коренных зубах и у хозарских слонов и у шерстистых мамонтов, показатели частоты пластин меньше у *Mammuthus chosaricus* из Черного яра и у слонов из местонахождения Микашевичи в Беларуси. По морфометрическим материалам коренные зубы *Mammuthus chosaricus* из Микашевичей близки к молярам мамонтов *Mammuthus primigenius* раннего типа, которые найдены на территории Беларуси в отложениях сожской стадии припятского оледенения (Мотузко,

Таблица 1

Размеры зубов M3/m3 *Mammuthus chosaricus* Dubrovo

Промеры, мм	<i>Mammuthus chosaricus</i> , Микашевичи		<i>Mammuthus chosaricus</i> , Дуброво, 1966	<i>Mammuthus primigenius</i> , Беларусь
	m3; n=6	M3; n=3	M3	M3 m3
Длина зуба	<u>275–335</u> ср. 296	<u>230–265</u> ср. 243	310	<u>220–260</u> 205
Ширина зуба	<u>64–91</u> ср. 78	<u>88–110</u> ср. 96	89–108	<u>81–102</u> 74–77
Высота зуба	<u>110–140</u> ср. 124	<u>100–175</u> ср. 125	160–193	<u>132–160</u> -
К-во пластин	<u>17–23</u> ср. 21	<u>21</u> -	20–21	<u>20–22</u> 19–20
Частота пластин	<u>6–8</u> ср. 7	<u>7–9</u> ср. 8	5.5–7	<u>10–12</u> 8–10
Толщина эмали	<u>1.7–2.2</u> ср. 2.0	<u>1.8–2.4</u> ср. 2.0	2–2.5	<u>1.6–2.2</u> 1.8–2.0
Индекс гипсодонтности (3:1)	42	51	-	<u>60–61</u> -
Индекс ширины (2:1)	26	39	-	<u>37–39</u> 36–37
Индекс ширины к высоте (2:3)	63	77	-	<u>61–64</u> -



Гапеева, 2007). Средние значения для т3 следующие (n = 4) – длина коронки равна 252 мм, ширина – 90, высота коронки – 122, количество пластин – 21, частота пластин – 8, толщина эмали – 2,1, индекс гипсодонтности – 48 %, индекс ширины – 36 %, индекс ширины к высоте – 75 %. У ранних мамонтов (*Mammuthus primigenius*) на начальных стадиях стирания появляются пять равных по размерам

кружка. При дальнейшем стирании на жевательной поверхности образуется фигура из двух крайних кружков и двух овалов в средней части. И только при сильном стирании жевательная поверхность состоит уже из трех равноценных овалов, или все эмалевые овалы сливаются в общую эмалевую петлю. Глубокое расчленение щелями пластин отсутствует у *Mammuthus chosaricus*.

#### Список литературы

1. Дуброво И.А. Систематическое положение слона хозарского фаунистического комплекса // Бюлл. Комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода. М., 1966. № 32. С. 78–87.
2. Калиновский П.Ф. Териофауна позднего антропогена и голоцена Белоруссии – Минск: Наука и техника, 1983. 154 с.
3. Мотузко А.Н. Фауна млекопитающих позднесоожского времени на территории Беларуси // Проблемы среднеплейстоценового интергляціалу. Матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.). Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. С. 163–182.
4. Мотузко А.Н., Гапеева И.В. Находка мамонта раннего типа (*Mammuthus primigenius* (Blum.) в Шкловском районе // Магілёўскі мерыдьян. – Магілёў, 2007. Том 7. – Вып. 1–2 (8–9). (2007. – № 1–2 (8–9). С. 107–111.
5. Мотузко А.Н., Ковшик Л.П., Грицкевич Г.М., Орешкевич А.И., Михалкович А.В. Палеонтологические материалы во внеклассной работе в школах г. Микашевичи // Краеведение в учебно-воспитательном процессе школ и вузов. Сб. матер. II Республик. научно-практической конф., посв. 85-летию со дня рождения проф. М.В. Омелянчука. Брест, 29–30 апреля 2009 года. – Брест, «Альтернатива», 2009. С. 59–60.

**АНАЛИЗ ЦИФРОВЫХ  
МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ПРИ  
ПАЛЕОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ  
РЕКОНСТРУКЦИЯХ В БАССЕЙНЕ  
Р. МЗЫМТЫ (Б. СОЧИ)** | **ANALYSIS OF DIGITAL  
ELEVATION MODELS DURING  
THE PALEOGEOECOLOGICAL  
RECONSTRUCTIONS IN MZYMTA RIVER  
BASIN (BIG SOCHI)**

**А.А. Мурый**

*ИГЭ РАН, Москва, Россия  
amuriy@gmail.com*

**A.A. Mury**

*IEG RAS, Moscow, Russia*

Устойчивое развитие курортов на территории Большого Сочи требует надёжного проектирования инженерных сооружений с учётом новейших тектонических движений и активных тектонических структур.

Агломерация Большого Сочи и особенно бассейн р. Мзымты — район расположения горного кластера олимпийских объектов Сочи-2014 — отличаются особой сложностью тектонических условий строительства. Проектирование сооружений требует количественных оценок разрывных смещений, а также истории развития новейшего рельефа (Несмеянов, 2004).

Один из аспектов палеогеоэкологии — анализ динамики развития опасных геологических эндогенных и экзогенных процессов с целью совершенствования их прогноза.

К настоящему времени для территории Северо-Западного Кавказа и черноморского шельфа выполнены мелкомасштабные палеогеографические реконструкции (Несмеянов, 1992). В Лаборатории эндогенной геодинамики и неотектоники ИГЭ РАН исследованиями последних лет были проведены среднемасштабные палеоорографические реконструкции горного рельефа. Для этого применялся комплексный оротектонический метод (Несмеянов, 2004) в совокупности с активным использованием анализа цифровых моделей рельефа и других ГИС-технологий.

Для проведения детального неотектонического районирования территории бассейна р. Мзымты (масштаба 1:50 000) была составлена локальная сеть геоморфологических профилей (всего 25), взаимосвязанная с созданной ранее региональной сетью профилей. Также для уточнения трассировки новейших разрывов были составлены продольные профили отдельных притоков р. Мзымты.

В итоге создана карта возрастного расчленения рельефа на территорию бассейна р. Мзымты, картирующая останцы разновозрастных педиментов и террасовых урвней.

Для территории бассейна р. Мзымты выявлена сложная иерархия разрывных и блоковых структур в пределах ранее выделенных на этой территории тектонических структур более высокого порядка.

Как было выяснено (Несмеянов и др., 2011), по мере детализации районирования усложняется набор типов разрывных структур (постепенно выявляются надвиги и циркуобразные сбросы, а также зоны повышенной трещиноватости).

Разработана методика среднемасштабных палеогеоэкологических (в частности, палеоорографических) реконструкций горно-приморского рельефа. Данная методика включает:

- Создание новой схемы построения палеореко-струкций, предусматривающей районирование территории по величинам уклонов русел рек.
- Трассировку палеоберегов Чёрного моря (по данным картирования отложений).
- Выявление границ палеодолин и орографически выраженных поднятий.
- Определение высоты и морфологии палеоподнятий.

Территория бассейна р. Мзымты делится геоморфологически на две основные области: равнинную и горную. Равнинная область характеризуется постоянными уклонами (около 0,004), т.к. на основании геологических данных выяснено, что, начиная с миоцена, река переносит валуны и гальку. Горная область закономерно имеет возрастающие к верховьям рек уклоны (от 0,02 до 0,15).

В равнинной части высота палеорельефа рассчитывается по единой величине уклона реки, изменяясь в зависимости от расстояния от древней береговой линии до стабильной границы с горной зоной.

Установлено, что перемещение берег. линий с миоцена до середины неоплейстоцена происходило на расстоянии около 4 км при общей ширине равнинной зоны около 20 км, средние уклоны в пределах равнинной зоны составляют примерно 0,004 (4 м/км).

Разработана общая методика выявления границ палеодолин и относительных высот палеоподнятий в горной зоне.

При палеореконструкциях для каждого этапа рельефообразования применены следующие общие подходы:

- Уклоны палеорусел меняются пропорционально изменению уклонов современных русел. При этом количественно оцениваются палеовысоты для середин (медианных линий) палеодолин.
- Для каждого этапа картируются борта палеоврезов
- Считается, что до уровня оснований этих бортов палеоврезы были заполнены аллювием
- Рельеф палеовозвышенностей над уровнем палеодолин был сходен с современным рельефом (величина отступления склонов и снижения водоразделов находится за пределами точности среднемасштабных реконструкций).

Заметим, что при реконструкциях для серии этапов рельефообразования должны учитываться возможный тектонический перекося долин и изменение ширины долин по мере их углубления.

При палеогеоэкологических реконструкциях горного рельефа активно применялись ГИС-технологии и анализ цифровых моделей рельефа (ЦМР). Использовалась созданная ранее (Мурый, 2012) методика построения по ЦМР сети водораздельных геоморфологических профилей, а также построения самих профилей в ГИС GRASS (2013).

Для расчётов высот по палеоруслам вычисляется серия точек через равное расстояние (1 км), для краевых возвышенностей оценивается их относительная высота над ближайшими точками палеорусел с помощью анализа близости в ГИС GRASS. Методом построения полигонов Вороного по точкам перегибов в бортах эрозионных врезов строятся медианные линии (для неогеновых этапов). Для неоплейстоценовых этапов медианные линии русел проводятся в соответствии с современным положением речной сети. Для этого на основе цифровой модели рельефа в ГИС GRASS (модуль *r.watershed*) выделяется современная речная сеть.

В результате описанных выше исследований создана серия поэтапных палеогеоэкологических реконструкций рельефа бассейна р. Мзымты (нео-

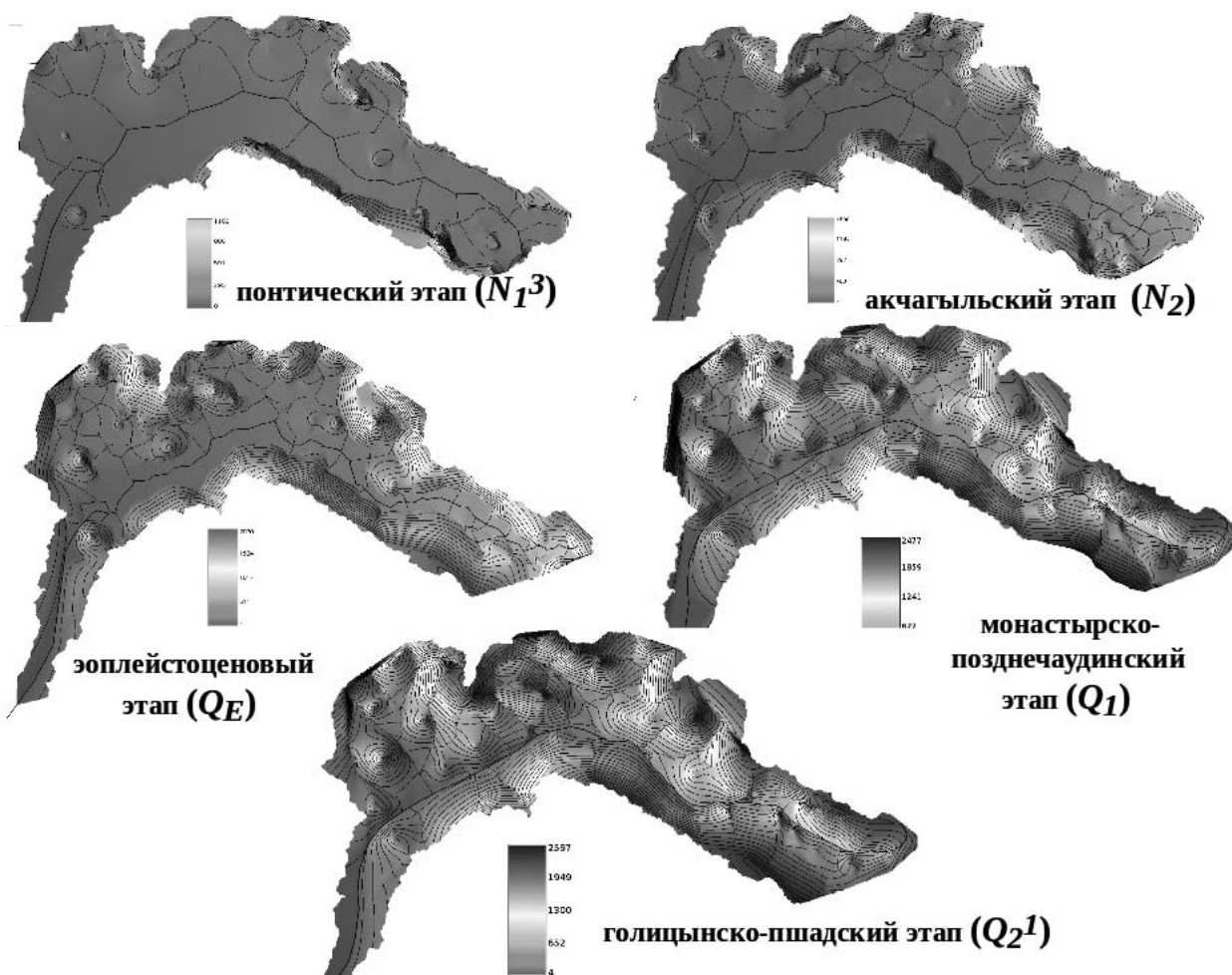


Рис. 1. Серия поэтапных неоген-плейстоценовых палеогеоэкологических реконструкций рельефа бассейна р. Мзымты (в виде ЦМР)

геновых и плейстоценовых), на основе которых возможно районирование проявления ряда опасных геологических процессов (рис. 1).

Датировка выявленных этапов опирается как на местные материалы (фаунистические и абсолютного датирования), так и на результаты межрегиональных корреляций (Несмеянов, 1992, 1999; Несмеянов и др., 1995).

Для палеореконструкций выбраны следующие этапы рельефообразования: неогеновые – понтический ( $N_1^3$ ), акчагыльский ( $N_2$ ); плейстоценовые – эоплейстоценовый (E), неоплейстоценовые: монастырско-позднечаудинский ( $Q_1$ ) и голицыно-пшадский этапы ( $Q_2^1$ ). Выбор этапов рельефообразования объясняется тем, что на более древних этапах палеовозвышенности, как правило, невелики и локальны. На более поздних этапах рельеф близок к современному и требует более детальных реконструкций.

Поэтапные палеореконструкции опираются на результаты приведенной выше методики геолого-геоморфологических построений с использованием ГИС-технологий и анализа цифровых моделей рельефа.

Сравнение поэтапных реконструкций показывает динамику возникновения и разрастания палеовозвышенностей и последовательного сокращения ширины палеодолин.

На основе палеоорграфических реконструкций возможно построение палеогеоморфологических схем с выделением разных типов рельефа и другие производные реконструкции.

Последовательность возникновения и роста палеовозвышенностей позволяет оценить возраст начала оползнеобразования и других опасных процессов (селеобразования и других). Материалы по корреляции геоморфологических уровней позволяют охарактеризовать поэтапные величины и динамику развития опасных разрывных смещений.

#### Список литературы

1. Мурый А.А. ГИС-технологии и анализ цифровых моделей рельефа при инженерно- геотектонических исследованиях на территории Большого Сочи / Сергеевские чтения. М.: ГЕОС. Вып. 14. 2012.
2. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 1992. 254 с.
3. Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир. 1999. 392 с.
4. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука. 2004. 780 с.
5. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: ПНИИИС. 1995. 239 с.
6. Несмеянов С.А., О.А. Воейкова, А.А. Мурый. Детализация схемы активных разрывов для инженерных изысканий в горной области (на примере бассейна р. Мзымты на Кавказе) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2011, № 5, с. 450–454.
7. GRASS Development Team, 2013. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software, Version 6.4.2. Open Source Geospatial Foundation. [<http://grass.osgeo.org/http://grass.osgeo.org>].



## К НОВЕЙШЕЙ ИСТОРИИ СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЫ | ON THE RECENT HISTORY OF THE SEVASTOPOL BAY

В.И. Мысливец<sup>1</sup>, В.И. Лысенко<sup>2</sup>, А.В. Поротов<sup>1</sup>, А.С. Зверев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Севастопольский филиал МГУ им. М.В. Ломоносова, АР Крым, Украина  
myslivets@yandex.ru

V.I. Myslivets<sup>1</sup>, V.I. Lysenko<sup>2</sup>, A.V. Porotov<sup>1</sup>, A.S. Zverev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>M.V. Lomonosov's Moscow State university, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Sevastopol's branch of M.V. Lomonosov's MSU, AR Crimea, Ukraine

**Постановка проблемы.** В настоящее время происходит интенсивное освоение Севастопольской бухты, ее берегов и прибрежной суши. Помимо двух военных флотов, украинского и российского, здесь располагаются пассажирский и торговый порты, рыбный порт в Камышовой бухте; акватория рейда используется как городскими маршрутными катерами, так и прогулочными маломерными судами, яхтами и т.д. Все больше застраиваются берега и усиливается антропогенный пресс. С другой стороны, последние события истории Черноморского бассейна оставили следы на побережьях, в том числе на берегах Юго-Западного Крыма. Этим определяется необходимость геоморфологической характеристики района.

**Материалы и методы.** В основе работы лежит геоморфологический анализ батиметрического материала, материалы бурения, а также данные впервые проведенного в бухте непрерывного сейсмоакустического профилирования с использованием источника типа «спаркер». Задачи статьи включают морфологическую характеристику современного рельефа, а также признаков некоторых рельефообразующих процессов. При этом авторы отдают себе отчет в предварительном характере полученных выводов и необходимости дальнейшего изучения района.

**Морфоструктурные особенности.** Рельеф побережья к северу и к югу от Севастопольской бухты резко различается: равнинное побережье с отмельным шельфом на севере и холмисто-низкогорный рельеф с приглубым шельфом на юге. Различия в морфологии и наносах береговой зоны определяются характером морфоструктур. На побережье юго-западного Крыма выходит граница высокого ранга – между Крымским мегантиклинорием на юге и Скифской платформой на севере. Гераклеийский полуостров (между Южной и Балаклавской бухтами) и Северная сторона Севастополя заняты северным крылом мегантиклинория и сложены породами сармата, лежащими в районе мысов Лермонтова и Фиолент на вулканитах средней юры. Южнее преобладают обращенные морфоструктуры: наиболее высокая часть Крымских гор с м. Айя, сложенным известняками верхней юры, соответствует синклинию Яйлы, а Южный берег с м. Сарыч, где

выходит таврическая серия верхнего триаса – нижней юры – Южнобережному антиклинорию. В пределах Скифской платформы морфоструктуры прямые: вогнутость берега, занятая Каламитским заливом, соответствует Альминской впадине, где мощность осадочных отложений с мела до четвертичных превышает 1 км.

Граница между мегантиклинорием и платформой имеет характер глубинного разлома, который на сейсмопрофиле виден на шельфе в 6 км к западу от м. Херсонес (История геологического ... 1988). В то же время самая выразительная форма берега здесь – это Севастопольская бухта. Долина р. Черной, затопленными низовьями которой является бухта, на суше заложена по разлому диагонального северо-западного простирания. Его продолжает субширотно ориентированный грабен, выраженный в рельефе в виде понижения Севастопольской бухты. Судя по тому, что один из разломов грабена смещает верхнечетвертичные суглинки, это весьма активное тектоническое нарушение (Борисенко и др., 1995). Эрозионная деятельность р. Черной, одной из наиболее многоводных в Крыму, также способствовала морфологической выраженности бухты.

Многочисленные бухты Гераклеийского полуострова, представляющие собой затопленные низовья балок – притоков р. Черной, имеют субмеридиональное простирание и также, по мнению В.И. Лебединского, заложены по сети тектонических трещин.

**Подводный рельеф.** В рельефе дна Севастопольская бухта выражена в виде корытообразной ложбины длиной около 7 км, ширина которой изменяется от 1300 м на западе до 700–800 м в восточной, кутовой части. Большая часть выровненного дна бухты оконтуривается глубинами около 16 м. Северный борт ложбины вытянут с запада на восток и может быть подразделен на три участка. Восточный участок, от Нефтяной гавани до бухты Голландия, длиной около 2 км, имеет относительную высоту от 6 м на востоке до 12 м на западе; крутизна его также возрастает к западу. Средний участок, длиной 2,3 км, расположен между бухтами Голландия и Северной. Относительно предыдущего участка он смещен к северу примерно

на 300 м. Линия смещения вытянута в северо-северо-восточном направлении и соединяет бухту Голландия с расположенной на южном берегу Килен-бухтой. Северный борт ложбины в районе бухты Голландия довольно пологий. К западу он становится более крутым; здесь, в районе бухт Северная и Инженерная, находится самый крутой, высокий (около 16 м в подводной части) и протяженный, около 1 км, отрезок северного борта ложбины.

Западный участок, от бухты Северная до мыса Константиновского, также смещен к северу относительно предыдущего на 300 м, причем на линии смещения находится самая крупная бухта южного берега – Южная, длиной более 2 км. Это смещение, как и в районе бухты Голландия, очень напоминает выраженный в очертаниях берега правосторонний сдвиг.

Затопленные низовья балок подверглись абразии, вырезавшей бухты северного берега – Константиновскую, Матюшенку, Старо-Северную, Северную, Инженерную, Голландию и разделяющие их мысы. Глубины в бухтах достигают 10 м и более; но глубина в 15 м очерчивает северный борт ложбины, не заходя в бухты. Создается впечатление, что на современной глубине 15 м располагался когда-то базис эрозии балок северного склона Севастопольской бухты.

Южный борт ложбины Севастопольской бухты также делится на три участка. Первый, восточнее Килен-бухты, протягивается до устья р. Черной, в районе которого он имеет наиболее выположенный характер и глубины до 5 м. К западу глубины основания возрастают до 12–13 м, а ширина борта составляет около 50 м. Второй участок расположен между Килен-бухтой и бухтой Южной и, так же, как на северном борту, наиболее крутой: при ширине около 100 м глубины основания составляют 16 м. Третий, западнее Южной бухты, изрезан бухтами Мартынова, Александровской, Артиллерийской – широкими и так же, как и на северном склоне, неглубоко вдающимися в сушу. Глубины в бухтах до 15–16 м. Наиболее глубока Южная бухта. Она имеет выраженный в рельефе тальвег с глубинами 16–17 м.

Геоморфологические данные свидетельствуют о возможном существовании лимана и пересыпи при входе в Севастопольскую бухту. В настоящее время между входными молами образуются течения, направленные в бухту и обратно; они могут эродировать дно, углубляя его. Скорости течений у входа в Севастопольскую бухту составляют 10–15 см/с

(Немировский, Еремин, 2003). К сожалению, это не придонные скорости, и вопрос о воздействии на дно течений остается открытым.

В Севастопольской бухте было выполнено сейсмопрофилирование с использованием источника сейсмических волн типа «спаркер». На глубине воды 20 м был получен разрез строения затопленного продолжения р. Черной. Ее долина заполнена осадочной толщей мощностью около 40 м. Эти данные подтверждаются материалами бурения. Под выраженным в рельефе затопленным тальвегом Карантинной балки, прослеживающимся до глубин 19 м, сейсмопрофилирование вскрыло погребенный V-образный врез относительной глубиной 40 м, заполненный осадочной толщей без признаков стратификации.

**Выводы.** 1. В формировании основных черт рельефа большую роль сыграли дизъюнктивные дислокации. Низовья р. Черной заложены по разлому северо-западного направления; очертания Севастопольской бухты определены грабеном с признаками правосторонних сдвиговых деформаций; третье значительное разрывное нарушение предполагается между мысами Херсонес и Коса Северная.

2. Разрывные нарушения предопределили рисунок эрозионно-аккумулятивной сети. Днище ложбины Севастопольской бухты – погребенные и затопленные низовья долины р. Черной – выражено в рельефе дна до глубин 31–32 м; мощность ее осадочного заполнения достигает 40 м. Тальвеги балок – бывших притоков р. Черной – прослеживаются до глубин: Южная и Карантинная – 18–19 м; Стрелецкая, Камышовая и Казачья – 31–32 м.

3. Большую роль в оформлении современных очертаний берегов сыграла абразия, признаки воздействия которой особенно значительны на глубинах менее 20 м. Об этом свидетельствуют подводные продолжения почти всех мысов, оставшиеся на месте отступающих в результате абразии участков берега, срезанные верховья балок Гераклейского полуострова, значительное распространение бенчей и клифов.

4. В ходе послеледниковой трансгрессии на месте Севастопольской бухты, возможно, некоторое время существовал лиман, отгороженный пересыпью на входе в бухту. Берег тогда располагался на современных глубинах около 16 м.

Исследование поддержано Российским фондом фундаментальных исследований (проекты РФФИ № 11-05-01153 и 12-05-01052).

### Список литературы

1. Борисенко Л.С., Никонов А.А., Останин А.М. Сейсмодислокации в Юго-Западном Крыму (р-н Севастополя)// Доклады РАН. Т. 343. № 6. 1995. С. 134–137.
2. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря/ Под ред. П.Н. Куприна.- М.: Изд-во МГУ, 1988. – 312 с.
3. Немировский М.С., Еремин И.Ю. Динамика вод рейда Севастополя// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Вып. 9. – Севастополь: МГИ НАНУ, 2003. – С. 59–66.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ П-ОВА ЯМАЛ | NEW DATA ON UPPER PLEISTOCENE OF THE YAMAL PENINSULA

Д.В. Назаров

Санкт-Петербургский государственный университет, ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия  
d.nazarov@spbu.ru

D.V. Nazarov

Saint-Petersburg University, St.-Petersburg, Russia

Новые структурно-геологические и седиментологические данные по четырем районам центрального и южного Ямала, включая 18 новых ОСЛ и более 30  $^{14}\text{C}$  возрастов, позволили уточнить взаимоотношения основных стратогенов верхнего неоплейстоцена и определить стратиграфическое положение пластовых залежей льдов района месторождения Бованенковское – главных свидетелей последнего покровного оледенения Ямала.

*Верхний ледниковый комплекс.* Основание видимого разреза южной части п-ова Ямал сложено либо дислоцированными глинисто-алевритовыми ритмитами – марресальская свита (Forman et al., 2002), либо дислоцированными песками с редкой малакофауной и окатанными обломками древесины. Стратиграфические взаимоотношения указанных толщ остаются неясными, однако обе они перекрыты карской мореной, верхней в разрезе п-ова Ямал. Последняя, нередко смята в складки вместе с породами подстилающих толщ из песчаных фаций которых в верховьях р. Юрибей получено три ОСЛ возраста от 101 до 78 тыс. лет. В низовьях р. Ерката-Яха, так же как и в районе Марре-Сале, пластовые залежи льдов видимой мощностью до 8 м образуют с карской мореной единую толщу.

*Портландиевая морская толща.* В районе месторождения Бованенковское основание видимого разреза сложено параллельно слоистыми глинистыми алевритами переходящими вверх по разрезу в пески без перерывов в осадконакоплении. Видимая мощность этой толщи составляет 35 м, а одним из характерных признаков являются рассеянные раковины единственного вида *Portlandia arctica*. Нахождение последних *in situ* подтверждается следами их жизнедеятельности. Морские осадки слагают участки водоразделов с отметками 40–45 м абс. выс.  $^{14}\text{C}$  возраст растительных остатков из портландиевой толщи либо запредельный, либо близкий к запредельному.

*Верхняя морская толща* представлена параллельно слоистыми песками мощностью до 20 м с редким рассеянным растительным войлоком. Кровлей песков является террасовидная поверхность с отметками 20–28 м абс. выс.

Прослеживаемые на многие сотни метров пологонаклонные прослои, доминирование восходящей ряби течения и иные структурно-текстурные особенности свидетельствуют о морском генезисе толщи и трансгрессивно-регрессивном цикле осадконакопления. Вдоль ямальского берега Байдарацкой губы морские пески перекрывают с размывом карскую морену, а в районе месторождения Бованенковское они прислонены к портландиевой толще и имеют запредельный  $^{14}\text{C}$  возраст.

*III аллювиальная терраса.* Пески и алевриты верхней аллювиальной террасы с  $^{14}\text{C}$  возрастом 34.4–28 тыс. лет вложены в вышеописанные морские толщи и формируют террасу относительной высотой 12–18 м. В верховьях р. Юрибей к отложениям III террасы приурочена находка трупа мамонта Любы с  $^{14}\text{C}$  возрастом 41,9 тыс. лет (Косинцев, 2008). В сотне метров выше по течению от местонахождения трупа из песков III террасы было получено 6 ОСЛ возрастов от 43.6 до 35 тыс. лет и два  $^{14}\text{C}$  возраста: 25.2 и  $\geq 29.8$  тыс. лет. Древнейшая аллювиальная терраса прослеживается на всей южной половине Ямала, а слагающие ее осадки хорошо узнаваемы. Для них характерны структурно-текстурные признаки, полностью отсутствующие в более древних морских толщах: мультислойная косая слоистость, многочисленные горизонты псевдоморфоз по ПЖЛ и морозобойным трещинам. Кроме того, именно к отложениям III террасы приурочены многочисленные находки мамонтовой фауны не только на п-ове Ямал, но и на Гыданском п-ове (Астахов, Назаров, 2010). На северо-восточном берегу Байдарацкой губы в овраге секущем террасу высотой 10–18 м были обнаружены фрагменты костей мамонта и лошади,  $^{14}\text{C}$  возраст которых составил 28.3 и более 40 тыс. лет соответственно (Романенко и др., 2001). Геохронометрический возраст отложений III террасы, полученный автором, в том числе и в районе месторождения Бованенковское, согласуется с таковым по данным Ф.А. Романенко (2001) – 35, 33 тыс. лет и Ю.К. Васильчука (2010) – 34–25 тыс. лет. Однако последний автор интерпретирует образование III террасы как прибрежно-морские.

*II аллювиальная терраса.* Пески аллювиальной террасы с прослоями растительного войлока и возрастными 21–16 тыс. лет, изучены лишь в верховьях р. Юрибей. Здесь аллювий, слагающий террасу с относительной высотой около 12 м, вложен непосредственно в карскую морену. Аллювий II террасы резко отличается по структурно-геологическим и литофаціальным признакам от аллювия III и I террас, представленных в том же районе. Интересны хронометрические оценки возраста песков из террасы: ОСЛ в интервале 21–16 тыс. лет,  $^{14}\text{C}$  возраст 18.8 и 16.0 тыс. лет.

*I аллювиальная терраса.* Относительная высота самой молодой аллювиальной надпойменной террасы не превышает 12 м. В ее строении доминируют пески и алевриты с прослоями растительного войлока мощностью до нескольких десятков сантиметров.  $^{14}\text{C}$  возраст растительных остатков составляет от 12.6 до 8.9 тыс. лет, ОСЛ возраст – от 8.5 до 4 тыс. лет.

*Пластовые ледяные залежи* мощностью до 39 м и площадью до 20 км<sup>2</sup> являются характерной чертой геологического строения п-ова Ямал. Однако их стратиграфическое положение не всегда остается ясным. На территории месторождения Бованенковское автором были проведены детальные структурно-геологические и седиментологические исследования пород в естественных обнажениях по берегам озер и реки Се-Яхи. Выяснилось, что в северо-западной части известного бурового профиля поперек долины р. Се-Яха (Соломатин и др., 1993) пластовая залежь льда полностью перекрыта

глинистыми алевритами и песками портландиевой толщи. На противоположном борту речной долины, в юго-восточной части профиля, пластовый лед выходит в обнажении на берегу безымянного озера. Кровля ледяной залежи погружается с высоты 10 м над озером под урез воды и с характерным оплавленным контактом перекрывается песками III аллювиальной террасы.

#### Выводы

Первые ОСЛ возрасты из смятых в складки подморенных песков подтверждают верхнеплейстоценовый возраст верхней морены Ямала.

Портландиевая морская толща, вероятно, сформировалась в ходе послеледниковой трансгрессии в конце первого оледенения позднего неоплейстоцена около 80–70 тыс. лет назад.

Деградация покровного оледенения ранне-криохрона, 60–50 тыс. лет назад (Svendsen et al., 2004), которое не достигало севера Западной Сибири, привело к очередной трансгрессии на Ямале и образованию *верхней морской толщи*.

Во второй половине позднего неоплейстоцена и начале голоцена на Ямале сформировались три речные террасы. Причем аллювий средней террасы, как ни странно, накапливался в максимум последнего ледниковья.

Пластовые ледяные залежи района месторождения Бованенковское занимают то же стратиграфическое положение, что и карская морена и сформировались до портландиевой трансгрессии, т.е. ранее 80–70 тыс. лет назад.

#### Список литературы

1. Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36–47.
2. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инженерная геология, 2010. С. 48–65.
3. Косинцев П.А. Мамонтовая фауна реки Юрибей (полуостров Ямал) // Биота Северной Евразии в кайнозое. Вып. 6. Екатеринбург-Челябинск: Ин-т экологии растений и животных УрО РАН, 2008. С. 147–157.
4. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Издательство МГУ, 2001. С. 41–68.
5. Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциологических исследований. 1993. Вып. 77. С. 139–149.
6. Forman S.L., Ingólfsson, Ó. Gataullin, V., Manley W.F. and Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research, 2002. 57. P. 355–370.
7. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. // Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. N 11–13. P. 1229–1271.



**ПРИРОДНЫЕ ОБСТАНОВКИ  
ВОСТОКА СЕВЕРНОГО  
ПРИКАСПИЯ В ПОЗДНЕМ  
ПЛИОЦЕНЕ – ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО  
ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ** | **THE NATURAL ENVIRONMENT  
OF THE EAST OF THE NORTHERN  
CASPIAN IN THE LATE PLIOCENE  
AND EOPLEISTOCENE  
BY PALYNOLOGICAL DATA**

**О.Д. Найдина**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия  
naidina@ilran.ru*

**O.D. Naidina**

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

На юго-востоке Русской равнины широко распространены плиоценовые и эоплейстоценовые отложения. В соответствии с опубликованными материалами (Невеская и др., 1984; Певзнер, Вангенгейм, 1986; Трубихин, 1987; Никифорова, Алексеев, 1989) для верхнего плиоцена и эоплейстоцена принимаются следующие палеомагнитные рубежи: кровля апшерона – граница палеомагнитных эпох Матуяма/Брюнес, 0,7 млн лет; граница акчагыл/апшерон – кровля палеомагнитного эпизода Олдувей в интервале 1,64–1,66 млн лет; подошва акчагыла – граница палеомагнитных эпох Гильберт/Гаусс, около 3,4 млн лет. Наибольшим признанием среди исследователей пользуется трехчленное деление акчагыльского и апшеронского региоюрсов. Результаты палинологического изучения осадков акчагыла и апшерона послужили основой для реконструкции растительности и климатических условий востока Северного Прикаспия.

В разрезах акчагыльских отложений междуречья Урала и Уила выделены основные типы спорово-пыльцевых комплексов (СПК), отражающие лесной, лесостепной и степной ландшафты. Начало раннего акчагыла характеризуется степными ландшафтами. В конце раннего акчагыла по берегам полуморского бассейна распространилась лесная растительность с разнообразным составом древесных пород, свидетельствующая о более прохладном и влажном климате нежели в среднем плиоцене.

На рубеже раннего и среднего акчагыла продолжала развиваться великая акчагыльская трансгрессия, определившая всю палеогеографию юго-востока Русской равнины того времени. На востоке Северного Прикаспия ландшафтно-климатические изменения, свойственные среднему акчагылу, проявились в диапазоне времени 2,3–2,5 млн лет. Распространение темнохвойных древесных пород и сокращение роли термофильных элементов свидетельствуют об умеренно теплом климате. Вследствие понижения температурного фона развивались хвойные леса с тсугой (Naidina, 1999). Аридизация и континентализация климата в конце среднего акчагыла привели к раз-

витию степных ландшафтов. СПК свидетельствуют о развитии полынно-маревых фитоценозов.

Начало позднего акчагыла ознаменовалось регрессией полуморского бассейна. По сравнению со средним акчагылом температурный фон постепенно понижался и усиливалась аридизация климата. На суше преобладали лесостепные и степные ландшафты. По всей видимости, на плакорах преобладали ксерофитные травы, а по склонам балок – байрачные леса и редколесья. По сравнению с раннеакчагыльскими лесами отсутствуют реликтовые хвойные породы.

Позднеакчагыльскому и раннеапшеронскому времени свойственно усиление континентальности климата и возрастающей его аридизацией. Преобладали степные ландшафты. Каких-либо климатических изменений между поздним акчагылом и апшероном по палинологическим материалам не отмечается (Найдина, 1990; 1991; 1994; 1995; 2009; Naidina, 1999). Отсутствие четкой границы между поздним плиоценом и эоплейстоценом давно отмечается многими исследователями (Величко и др., 2011).

Таким образом, выявлено два похолодания – в раннем и среднем акчагыле. На востоке Северного Прикаспия крупное похолодание и смена тургайской флоры умеренной флорой соответствуют началу акчагыла около 3,4 млн лет (Найдина, 2007). Второе существенное похолодание примерно совпадает с магнитной инверсией Гаусс/Матуяма и с началом среднего акчагыла (Найдина, 1995, 2007; Naidina, 2010).

Сравнение региональных западных схем плиоцена показывает, что прогрессирующее похолодание в 3,15 млн лет назад привело к раннему возникновению в Северном полушарии ледниковых и межледниковых циклов 2,6 млн лет (Leroy, Dupont, 1994; Tiedemann et al, 1994). Это было самым важным климатическим изменением в плиоцене. На востоке Европы установилось похолодание, выразившиеся в расширении хвойных лесов, и развивалась максимальная стадия акчагыльской трансгрессии. Именно такие геологические и палеоклиматические события ознаменовали начало четвертичного периода.

### Список литературы

1. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего плейстоцена Восточной Европы // *Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всеросс. совещания по изуч. четвертичн. периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.)*. – Апатиты; СПб, 2011. Т. 1. С. 104–107.
2. Найдина О.Д. О растительности и изменении климата Восточного Прикаспия в плиоцене // *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, 1990. Т. 65. № 5. С. 121–123.
3. Найдина О.Д. Палинокомплексы верхнего плиоцена Предкавказья и Прикаспия // *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, 1991. Т. 66. № 1. С. 130–131.
4. Найдина О.Д. Значение палинологических данных для стратиграфии и палеогеографии акчагыла и апшерона Прикаспия и Предкавказья // *Палинология в стратиграфии*. Москва: «Наука», 1994. С. 125–128.
5. Найдина О.Д. Растительность и климатические условия акчагыла (поздний плиоцен) Северо-Каспийского региона // *Палинология в России. Часть 1. Статьи российских палинологов к IX Международному палинологическому Конгрессу в Хьюстоне, Техас, 1996*. Москва: Изд. Ин-та Океанология РАН, 1995. С. 43–49.
6. Найдина О.Д. Климатические флуктуации на Северном Прикаспии во время акчагыльской трансгрессии по данным спорово-пыльцевого анализа: сопоставление региональных и глобальных изменений // *Геологические события неогена и четвертичного периода России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Материалы Всероссийского научного совещания*. – М.: ГЕОС, 2007. С. 68–71.
7. Найдина О.Д. К плиоцен-плейстоценовой границе Восточного Прикаспия по палинологическим данным // *Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.)*. Материалы Всероссийского научного совещания. – М.: ГЕОС, 2009. С. 92–95.
8. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // *Советская геология*, 1984. № 9. С. 37–49.
9. Никифорова К.В., Алексеев М.Н. Нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы // *Исследования четвертичного периода*. Москва: «Наука», 1986. С. 72–77.
10. Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы плиоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // *Известия АН СССР, 1986. Геология*. № 3. С. 3–17.
11. Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. Москва: «Наука», 1987. 77 с.
12. Leroy S.A.G. and Dupont L. Development of vegetation and continental aridity in northwestern Africa during the Late Pliocene: the pollen record of ODP Site 658 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994. № 109. P. 295–316.
13. Naidina O.D. Climatostratigraphic interpretations of the upper Pliocene palynological data of the southeastern East-European plain // In: Wrenn J.H., Suc J.-P. and Leroy S.A.G. (eds.). *The Pliocene: Time of Change / American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation – Texas*, 1999. P. 179–184.
14. Naidina O.D. Development of vegetation and climate change in the Northern Caspian Region during the Late Pliocene: the pollen record // *The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change. Proceedings of the International Conference (October 14–16, 2010. Moscow, Russia)*. – Moscow: Faculty of Geography, Lomonosov MSU, 2010. P. 110–113.
15. Tiedemann R., Sarnthein M. and Shackleton N. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659 // *Paleoceanography*, 1994. V. 9 (4). P. 619–638.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНОЙ  
ЧАСТИ ПАЛЕОПОЧВ МЕОТСКОГО  
НЕКРОПОЛЯ «КОБЯКОВА ГОРОДИЩА»  
В ДОЛИНЕ ДОНА

ELEMENTAL COMPOSITION OF MINERAL  
PART OF MEOTIAN NECROPOLIS  
PALEO-SOILS FROM «KOBYAKOVO SITE»  
IN THE DON VALLEY

Д.Г. Невидомская, Л.П. Ильина

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия  
dnevidomskaya@mail.ru

D.G. Nevidomskaya, L.P. Iljina

Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Валовой (макроэлементный) анализ почв позволяет выявить изменения химического состава наиболее стабильной части почв – минеральной. Такие изменения накапливаются в генетических горизонтах в ходе почвообразования и определяются направленностью почвообразовательного процесса.

Цель настоящей работы – изучить изменение макроэлементного состава минеральной части погребенных под курганными палеопочв в связи с динамикой почвообразовательного процесса.

В задачи исследования входило: 1. Провести сравнительный анализ макроэлементного состава в системе курганная насыпная толща–погребенная почва–современная почва; 2. Оценить направленность процессов древнего выветривания и почвообразования, используя комплекс геохимических коэффициентов; 3. Выявить наличие или отсутствие процессов разрушения минеральной части почвы, выноса или накопления продуктов разрушения в палеопочвенном профиле относительно фоновой современной почвы.

Объект исследования – палеопочва раскопа № 1 некрополя Кобякова городища, включающая временной срез состояния почв раннего железа (I в. до н. э. – I в. н. э.) и современную фоновую почву.

Валовой (макроэлементный) анализ минеральной части исследуемых почв был выполнен на рентгеновском аппарате «СПЕКТРОСКАН МАКС-GV» по методике измерений массовой доли оксидов металлов в порошковых пробах методом рентген-флуоресцентного анализа. При этом за исходное состояние субстрата принимается химический состав почвообразующей породы. Данные валового анализа принято выражать количеством оксидов элементов в процентах.

Помимо сопоставления данных, выраженных в виде процентного содержания оксидов на сухую почву более полное представление о химической природе минеральной части почвы можно получить, используя комплекс геохимических коэффициентов и отношений (Вальков, Крыщенко, 1983; Gallet et al., 1996).

Сравнительный анализ вещественного состава наиболее стабильной минеральной части почвы в системе курганная насыпная толща–погребенная почва–современная почва выявил, что природная обстановка раннежелезного века донских степей характеризовалась ослаблением процесса выветривания (рис. 1).

В наибольшей степени отличие палеопочвы, погребенной под курганом от современной фоновой почвы, проявляется в том, что в валовом составе минеральной части выделяются зоны аккумуляции CaO и MgO (рис. 1). Было обнаружено, что содержание данных оксидов в погребенной палеопочве превышают значения в вышележащей насыпной толще (CaO:  $[B_{Ca,h}]$  90–130 – 8,84 % и  $[BC_{Ca,h}]$  130–150 – 7,58 %, относительно  $B_{Ca}$  100–110 – 4,77 %), а также обнаруживается некоторое снижение максимума в содержании оксида кремния ( $[AB]$  70–90 – 59,70 % и  $[B_{Ca,h}]$  90–130 – 58,70, относительно AB 60–70 – 63,87 %). Анализ профиля палеопочвы с насыпной толщей показал, что насыпь кургана влияет на сохранность первоначальных свойств почвы. Это в первую очередь фиксируется в изменении валового состава и карбонатного состояния палеопочв, т.е. минеральная часть подвержена изменениям в диагенезе при резкой смене условий функционирования палеопочв, поскольку при их погребении насыпью кургана из верхней части профиля происходит выщелачивание ряда элементов (Ca, Mg и Mn), в итоге изменяется положение максимума карбонатов, выражающееся в накоплении щелочноземельных элементов на контакте с карбонатным горизонтом, который выступает в качестве геохимического барьера. В исследованиях выполненных ранее Д.Г. Невидомской и Л.П. Ильиной (2011) это подтверждают высокие значения pH среды палеопочвы (8,5–9,54) по градации pH почвенного раствора относящиеся к сильнощелочной, что указывает на наличие процессов миграции водорастворимых веществ, особенно бикарбонатов и сульфатов кальция и натрия. В современной фоновой почве pH среды является щелочной, при этом наблюдается постепенное

увеличение значений этого показателя с характерным максимумом в иллювиальном карбонатном горизонте «белоглазки».

Базируясь на геохимических показателях, используемых для реконструкций условий выветривания и почвообразования в профиле палеопочвы, отмечаются достаточно широкие соотношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,6-11,8$  и  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3 = 8,1-9,6$  относительно значений современного фонового аналога  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,2-10,2$  и  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3 = 7,0-7,5$ . По профилю палеопочвы наблюдается некоторая дифференциация в распределении кремния, алюминия и железа, которая выражается в аккумуляции данных элементов в погребенном гумусовом горизонте, где появляется второй максимум (рис. 1). Концентрирование в перегнойном горизонте данных элементов объясняется сравнительно большим содержанием гумуса, большей величиной емкости поглощения катионов и образованием малоподвижных соединений с органическим веществом почв (Невидомская, Ильина, 2011).

Валовой химический состав современного террасового чернозема показывает картину, характерную для черноземообразовательного процесса, т. е. если и наблюдаются выносы отдельных веществ, то весьма слабо и согласно направлению почвообразовательного процесса, свидетельством чего является характер распределения в профиле карбонатов (образование «белоглазки» и мицелярных форм). В верхних горизонтах отмечается некоторое накопление полуторных оксидов, фосфора и калия. Щелочноземельным элементам ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ) свойственна нисходящая миграция. Аккумулируются они в гор. Вса и карбонатной породе. Для гумусовых горизонтов коэффициент миграции составляет 0,5. На отсутствие процессов перемещения алюминия и железа по профилю современной почвы указы-

вают данные коэффициента выноса-накопления. Молекулярные отношения  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3 = 7,0-7,5$  и  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,2-10,2$  в совокупности отражают отсутствие миграции и малое изменение силикатной части рассматриваемой фоновой почвы (рис. 1).

Расчет показателей выноса и накопления компонентов валового состава относительно материнской породы подтверждают характер изменений в содержании химического состава и геохимических коэффициентов. В первую очередь это относится к накоплению фосфора в профиле палеопочвы, который является палеоэпигейским репером. В характере накопления и выноса щелочноземельных элементов ( $\text{CaO} + \text{MgO}$ ) наблюдается два максимума: обогащение карбонатами верхнего антропогенного почвенного материала трансформированной курганной насыпной толщи, затем убыль в погребенном гумусовом горизонте [А], и накопление щелочноземельных элементов на контакте с палеокарбонатным горизонтом. Вынос отражается в почвенном профиле всегда, но он редко сбалансирован с накоплением в связи с переходом части продуктов элювиирования в большой геологический круговорот веществ.

В погребенном состоянии в почве прекращается нормальный процесс почвообразования и биологический круговорот веществ. Погребенная почва становится частью зоны выветривания и подвергается влиянию многих процессов. В первую очередь биогенно-аккумулятивных (гумусообразование, дерновый процесс), метаморфических (сиаллитизация, монтмориллотизация и др.) и элювиальных (выщелачивание, лессиваж), которые лимитируются динамикой климата. Сравнительный анализ геохимических показателей и молекулярных отношений дает возможность оценки условий формирования и развития древних почв.

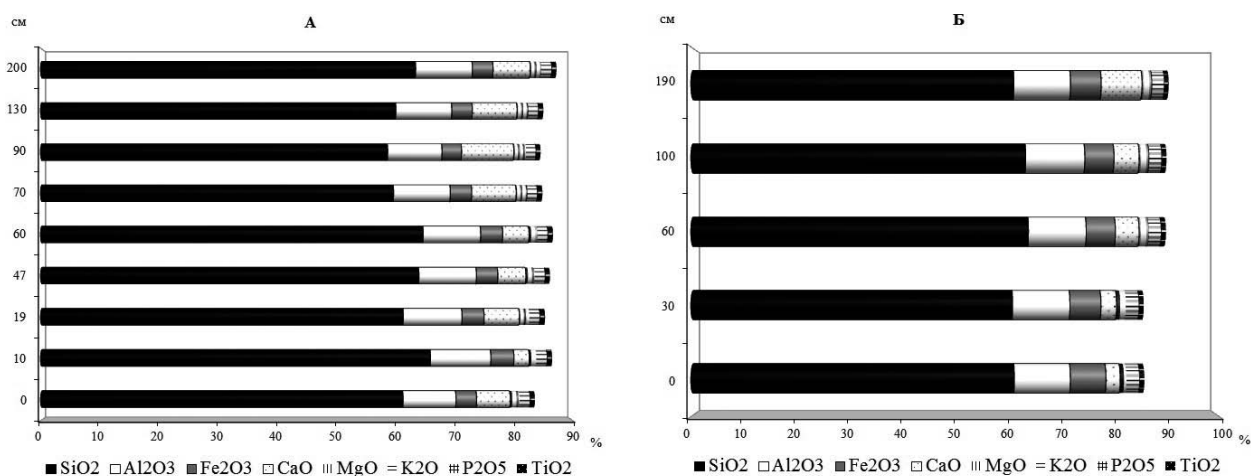


Рис. 1. Распределение содержания валового химического состава, выраженного в виде оксидов макроэлементов по профилям палеопочвы некрополя Кобякова городища (А) и современного чернозема террасового (Б)



Изменения, которые характеризуют почвенный палеофиль, обусловлены более континентальным засушливым климатом, при котором биохимические процессы ослаблены и распад алюмосиликатов не столь выражен, а происходит активное накопление щелочноземельных элементов.

Таким образом, исследование процессов древнего выветривания и почвообразования по средствам

изменений вещественного состава погребенных подкурганых палеопочв в системе курганная насыпная толща–погребенная почва–современная почва показало, что направленность этих процессов в исследуемом хроноинтервале раннего железа (I в. до н. э. – I в. н. э.) складывалась в условиях континентальной аридной биоклиматической обстановки.

#### Список литературы

1. Вальков В.Ф., Крыщенко В.С. Дифференциация минеральной массы почвенного профиля // Научные основы рационального использования и повышения производительности почв Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1983. С. 89–116.
2. Невидомская Д.Г., Ильина Л.П. Палеопочвенные исследования древнего памятника меотов – некрополь Кобякова городища в долине реки Дон // Материалы Международной научной конференции «Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 183–186.
3. Gallet S., Jahn B., Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications // *Chemical Geology*, 1996. V. 133. P. 67–88.

# МЕТОДИКА ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ АКТИВНЫХ РАЗРЫВОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА

# METHODS OF SPECIFICATION OF NEOTECTONIC ACTIVE FAULTS IN ENGINEERING SURVEYS FOR CONSTRUCTION

С.А. Несмеянов, О.А. Воейкова

*Институт геоэкологии РАН им. Е.М. Сергеева (ИГЭ РАН), Москва, Россия  
voa@mail.ru*

S.A. Nesmeyanov, O.A. Voejkova

*Sergeev Institute of Environmental Geoscience Russian Academy of Sciences (IEG RAS), Moscow, Russia*

Выявление активных тектонических разрывов сопряжено с наличием теоретических, методических и практических трудностей.

**Определение понятия «активный разрыв».** Применительно к инженерным изысканиям для строительства, целесообразно считать активным разрыв, смещение по которому может быть опасным для устойчивости инженерных сооружений. Поэтому, учитывая обычно прогрессирующую на новейшем этапе геологического развития интенсивность разрывных смещений в орогенах, предположительно активными могут считаться: а) современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально (геодезическими или геофизическими методами) или документально (при сопоставлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.); б) молодые разрывы, смещения по которым происходили в неоплейстоцене (т.е. примерно в течение последнего миллиона лет); в) новейшие разрывы с максимальными для данной территории амплитудами смещений за новейший геологический этап (т.е. последние 20–30 млн лет). На предпроектных стадиях изысканий можно в самом первом приближении считать все новейшие (новообразованные или унаследовано развивающиеся) разрывы региона предположительно активными, т.е. нуждающимися в дополнительном изучении.

**Основные методические направления исследований при изучении активных разрывов.** Такими направлениями являются: 1) анализ возрастного расчленения рельефа и этапности новейшего орогенеза, важный для нетектонического районирования, выявления потенциально активных разрывов и для количественной оценки криповых разрывных смещений; 2) неотектоническое районирование с учетом возможного существования разновозрастных новейших структурных планов; это районирование позволяет наметить расположение и соподчинение наиболее молодых (или обновленных) разрывов; 3) количественная характеристика криповой актив-

ности разрывов; 4) прогноз опасности активных разрывов для разных типов инженерных сооружений.

**Анализ возрастного расчленения рельефа.** Для выявления активных разрывов необходимо охарактеризовать наиболее молодые (современные, голоценовые, неоплейстоценовые или четвертичные) разрывные смещения. Эта характеристика опирается на возрастное расчленение рельефа, методика которого опубликована (Несмеянов, 2004). Основным ее элементом служат геоморфологические уровни, выделяемые на сети продольных и поперечных по отношению к простиранию горного сооружения геолого-геоморфологических профилей, которые проводятся по водоразделам разных порядков и участкам наиболее полной сохранности террасовых образований. Региональная сеть профилей должна затрагивать основные стратотипы, палеонтологические и археологические местонахождения и другие объекты, на которых возможна датировка террас и иных геоморфологических уровней. При детализации исследований региональная сеть профилей дополняется их локальными сетями. При этом выявляется иерархическая система эрозионно-аккумулятивных циклов, которая составляет основу местной стратиграфической схемы террасового ряда. Масштабная и возрастная иерархия указанных циклов определяет этапность рельефообразования и орогенеза рассматриваемого региона.

**Неотектоническое районирование.** Выявление активных разрывов при неотектоническом районировании традиционно опирается на площадное картирование разновозрастных элементов рельефа и на дешифрирование аэрокосмических фотоизображений и топографических материалов с последующей проверкой на местности. Корреляция геоморфологических уровней позволяет охарактеризовать морфологию неотектонических структур, в том числе и разрывных. Как правило, опасные для строительства приповерхностные разрывы получают отражение в рельефе, т.е. являются рельефообразующими. При вполне реальной сред-

ней скорости субвертикального крипа в 1 мм/год приразрывный уступ достигнет за одну тысячу лет — 1 м, за 100 тыс. лет (голоцен и большая часть позднего неоплейстоцена) — 100 м, а за 1 млн. лет (неоплейстоцен) — 1 км. Столь же интенсивные сдвиговые перемещения неизбежно отразятся в изгибах водотоков, тальвегов, бортов оврагов, речных долин, отрогов хребтов и т.п.

При укрупнении масштаба картирования не только увеличивается плотность активных разрывов (при обычном уменьшении активности вновь выявленных локальных разрывов), но и изменяется соотношение их разных кинематических типов (Несмеянов и др. 2011).

При крупномасштабном картировании необходимо учитывать, что разрывные зоны состоят из подзон двух-трех типов (подзоны сместителя, тектонических клиньев и краевых подзон аномальной трещиноватости). Разрывные смещения обычно локализуются в пределах подзон сместителя (в сложных разрывных зонах — преимущественно в подзоне главного сместителя). Смещения могут локализоваться по трещинообразным поверхностям в пределах подзоны сместителя с образованием уступа, а могут быть более или менее равномерно распределены в пределах всей подзоны сместителя с формированием наклона в основании сооружения. Для наиболее сложно построенных разрывных зон всех основных типов разрывных структур получены материалы, подтверждающие реальное существование внутриразрывных движений (Сидоров, Кузьмин, 1989). Они наиболее характерны для платформ и краевых прогибов и могут достигать величин, опасных для инженерных сооружений или вредных для их нормального функционирования. Зафиксированы смещения с амплитудой порядка 20–30 мм (скорости до 40–60 мм/год) в зонах шириной от 0,1 до 6–8 км с обычной продолжительностью от нескольких месяцев до первых лет.

Строение разрывных зон целесообразно уточнять с помощью комплекса геофизических исследований, включающего наиболее действенные для решения поставленных задач варианты электроразведки и сейсморазведки. Электроразведочные работы обычно выполняются методом ВЭЗ МДС (вертикальные электрические зондирования по методу двух составляющих). Сейсморазведка проводится методом преломленных волн (МПВ) с получением системы взаимно увязанных встречных и нагоняющих годографов. На основании таких геофизических материалов удается определить не только контуры и строение, но и наклон разрывных зон (Несмеянов и др., 1992).

**Количественная характеристика криповой активности разрывов.** Деформации геоморфологических уровней (речных, озерных и морских

террас и поверхностей выравнивания), выделенных на профилях, принадлежащих региональной или локальным сетям, позволяют определить амплитуды разновозрастных смещений по разрывам. С учетом абсолютной датировки этих уровней становится возможной оценка суммарных (от времени формирования данного уровня до современности) и поэтапных скоростей разрывных смещений. Сравнение данных скоростей позволяет определить тенденцию их изменения. Современные смещения оцениваются с помощью различных геодезических методов.

Измеренные тем или иным путем скорости тектонических движений являются средними суммарными. Средними они являются потому, что осредняют движения за определенный интервал времени, в пределах которого они могли существенно меняться, а суммарными — потому, что встречные перемещения взаимно компенсируются.

**Оценка опасности разрывных смещений.** Согласно ряду нормативных документов (СП 11–104–97; СНиП 2.01.09–91; СНиП 2.02.01–83), предельно допустимые (за весь срок службы сооружения) деформации в основании объектов массового строительства не должны превышать: относительное горизонтальное сжатие или растяжение — 1 мм/м, радиус кривизны — менее 20 км, наклон — 3 мм/м, уступ — 1 см, относительная неравномерность осадок — 0,006, крен фундамента — 0,005. Смещения, превышающие перечисленные величины, считаются опасными для сооружений.

Для ответственных и уникальных сооружений величина опасных криповых смещений может существенно отличаться от значений, принятых для массового и промышленного строительства. Так из практики строительства магистральных трубопроводов известно, что для многих из них не опасны даже перемещения в несколько сантиметров, а иногда дециметров на базах порядка 100 м (обычная ширина геофизически установленных поперечников разрывных зон локальных разрывов). Институтом ВНИМИ (С-Петербург) рассчитаны предельно допустимые величины деформаций земной поверхности для подземных стальных трубопроводов в местах образования разрывных уступов (Система..., 2001). В зависимости от ряда параметров (марка стали, наружный диаметр трубы, характер грунта, в который она вложена) величина такой деформации колеблется в интервале от 1 до 7 см. Для трубопроводов в большинстве случаев основную опасность представляют практически мгновенные разрывные сейсмотектонические дислокации, связанные с разрывными выходами крупнейших сейсмических очагов на земную поверхность.

**Прогноз опасности активных разрывов для разных типов инженерных сооружений.** В зависимости от степени ответственности инженерных

объектов целесообразны два варианта расчетов, учитывающих прогрессирующую тектоническую активность (Несмеянов, 2004).

а) Для **ответственных сооружений** можно повышать на порядок величин (в 10 раз) скорости движений, оцененные совместно для плиоцена и четвертичного периода. Это позволит повысить надежность принимаемых адекватных инженерных мероприятий. Указанные пересчитанные скорости можно условно назвать «**приведенными**», поскольку они в определенной степени приведены в соответствие с общей тенденцией ускорения тектонических движений в плейстоцене или во второй его половине и голоцене.

б) Для **особо ответственных сооружений** (реакторных зданий АЭС, нефтепроводов и т.п.), аварии на которых могут привести к гибели людей, значительному материальному ущербу и нежелательным экологическим последствиям, целе-

сообразен более детальный расчет с применением коэффициента Гзовского (увеличение расчетной скорости движений при сокращении времени осреднения на порядок величин). Соответственно, с учетом средней продолжительности срока службы сооружений в 100 лет ( $10^2$  лет) применяются следующие коэффициенты увеличения **расчетных скоростей** движений: 2 – для скорости при осреднении в  $n \times 1\,000$  лет ( $10^3$  лет); 4 – для скорости при осреднении в  $n \times 10\,000$  лет ( $10^4$  лет); 8 – для скорости при осреднении в  $n \times 100\,000$  лет ( $10^5$  лет); 16 – для скорости при осреднении в  $n \times 1\,000\,000$  лет ( $10^6$  лет). Принятые оценки «приведенных» и «расчетных» амплитуд целесообразно использовать в качестве **вероятных максимальных** и учитывать при проектировании защитных мероприятий преимущественно для ответственных и наиболее ответственных сооружений, проекты которых нуждаются в повышенной надежности.

#### Список литературы

1. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука. 2004. 780 с.
2. Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А. Детализация схемы активных разрывов для инженерных изысканий в горной области (на примере бассейна р. Мзымты на Кавказе) // Геозкология, 2011. № 5. С. 450–454.
3. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология, 1992. № 2. С. 17–31.
4. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов М., 1989. 184 с.
5. Система обеспечения геодинамической и геозкологической безопасности при проектировании и эксплуатации объектов ТЭК. СПб.: ВНИМИ, 2001. 86 с.



С.А. Несмеянов<sup>1</sup>, Н.Б. Леонова<sup>2</sup>, О.А. Воейкова<sup>1</sup>, Е.А. Виноградова<sup>2</sup>, А.А. Мурый<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геоэкологии РАН им. Е.М. Сергеева (ИГЭ РАН), Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский Государственный Университет (МГУ), Москва, Россия  
voa49@mail.ru

S.A. Nesmeyanov<sup>1</sup>, N.B. Leonova<sup>2</sup>, O.A. Voejkova<sup>1</sup>, E.A. Vinogradova<sup>2</sup>, A.A. Mury<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS (IEG RAS), Moscow, Russia

<sup>2</sup>Moscow State University (MSU), Moscow, Russia

В палеоэкологии (Леонова и др., 1993) в настоящее время можно выделить три основных уровня палеореконовструкций (геолого-геоморфологический, литолого-археологический и микрофациальный).

Методика предлагаемых построений рассматривается на примере материалов по стоянке Каменная Балка II в Северном Приазовье. Детальное описание геолого-геоморфологических, археологических и палеоэкологических материалов по этой стоянке опубликовано монографически (Леонова и др., 2006). Ниже рассматриваются методики палеореконовструкций, опирающиеся как на эти данные, так и на вновь полученные материалы.

**Геолого-геоморфологический уровень** предусматривает:

- реконструкции территории дальних маршрутов, которые отражают ландшафтное районирование на моменты функционирования стоянки;
- реконструкции территории, непосредственно примыкающей к стоянке и показывающей историю формирования обрамляющих ее ландшафтов.

Этапность геологического развития территории определяется основными региональными факторами: тектоническим, климатическим, а на близких к морям территориях, к которым относится и рассматриваемый район палеолитических стоянок Каменная Балка, еще и эвстатическим, отражающим изменение высоты уровня моря, в данном случае Черного.

Проведенный анализ региональной палеоэкологической обстановки и геоморфологии рассматриваемой территории позволяет наметить следующие наиболее крупные этапы – мегаэтапы смены ведущих факторов рельефообразования.

**Начальный мегаэтап (неогеновый)**, характеризуется ведущей ролью тектонического фактора, обусловившего за счет вертикальных движений земной коры геоморфологическую ярусность рельефа правобережья современных низовий Дона. На данном мегаэтапе происходило последовательное увеличение общей высоты и глубины эрозионного расчленения рельефа.

**Второй мегаэтап**, характеризовавшийся ведущей ролью климатогенного эвстатического фактора, продолжался практически в течение всего неоплейстоцена, когда рельефообразование здесь определялось именно высотой морских трансгрессий. У малых балок, типа балки Каменной, в регрессивные фазы эвстатического цикла при понижении уровня моря и связанного с ним углубления долины палео-Дона могли формироваться крутые приустьевые перегибы русел и даже водопады, если палео-Дон активно подмывал их приустьевую часть. В трансгрессивные фазы за счет подъема своего уровня море ингрессировало, заливая низовья палео-Дона. А в моменты наиболее высокого стояния своего уровня – оно могло ингрессировать и в долины боковых притоков. Именно следом подобной ингрессии являются карангатские морские отложения в приустьевой части балки Каменной.

В отдельные трансгрессивные эпохи при заполнении Дона долины аллювием, этапность развития небольших балок могла определяться локальными факторами, не связанными непосредственно ни с тектоническими импульсами, ни с климатическими изменениями, ни с эвстатическими колебаниями уровня моря. Таким фактором могли быть мигрирующие излучины русла Дона, периодически подмывавшие устье балок. При этом активизировалась балочная эрозия. Отдаление русла реки провоцировало образование приустьевого балочного конуса выноса и накопление локального балочного аллювия.

**Литолого-археологический уровень** касается территории места жительства и предполагает микростратиграфический анализ территории самой стоянки; здесь можно выделить два подуровня:

- анализ строения культуросодержащей толщи; он позволяет выявлять скрытые размывы и несогласия и детали микростратиграфии;
- анализ строения культурного слоя с разделением прослоев (или линз) повышенной концентрации культурных остатков и «стерильных» от них; для этого показательны объемные ре-

конструкции, которые делаются с применением компьютерных технологий.

Литолого-археологический уровень исследований предполагает создание детальных палеорекоkonструкций на «моменты» наиболее активного обживания верхнепалеолитической стоянки Каменная Балка II. Основной задачей этих исследований является уточнение внутреннего строения культуросодержащей толщи, в нашем случае речь идет о «палеовой» ( $Q_3^{4a}$ ) верхнеплейстоценовой пачке покровных отложений. Сложность ее внутреннего строения подтверждается изменением положения основного культурного слоя (КС 2) относительно подошвы и кровли пачки. Долговременные исследования стоянки показали, что КС 2 прослеживается постоянно в раскопах на всей площади, однако занимает различное положение в разрезе «палеовой» пачки.

Для решения поставленной задачи был создан банк данных по высотному положению верхней и нижней границы «палеовой» пачки. Данные были получены путём снятия отметок (с шагом 10 см) со стратиграфических профилей, проведенных по стенкам раскопов. Всего было обработано 48 линии профилей, а площадь исследованного участка стоянки составила около 1000 м<sup>2</sup>.

Наблюдения за характером залегания находок в основном культурном слое позволило выявить его неоднородность с локальностью проявления «стерильных» прослоев, которые свидетельствуют о неоднократном обживании стоянки.

Выделено два типа накопления культурных остатков – континуальный и дискретный. Континуальность подразумевает длительное непрерывное поступление культурного материала во вмещающую породу, что характерно для мест, обитаемых в течение длительного времени. Дискретность (фиксированное расположение культурных остатков по горизонтали и вертикали) – может быть, в определенной степени, характерна и для поселенческого слоя, существование которого ограничено достаточно коротким промежутком времени бытования, например сезонного использования определенной площади (Binford, 2001). Формирование «стерильной» литологической прослойки между прослоями/горизонтами культурных остатков отражает ситуацию, когда временной разрыв между периодами (эпизодами) обитания достаточно велик.

Микростратиграфический анализ достаточно точно позволяет решить вопрос об однократном или многократном использовании того или иного места (Леонова, Виноградова, 2004).

**Микрофациальный уровень** выявления участков и зон различной хозяйственной деятельности на стоянке предполагает комплексное изучение как самих культурных остатков и их расположения, так

и всех сопутствующих данных. Микрофациальный и планиграфический анализы, а также анализ микродебитажа позволяют выделять участки, различающиеся по своим хозяйственно-бытовым характеристикам: жилые и производственные зоны, индивидуальные рабочие места, зоны работы со специфическими материалами (работа с костью, выделка шкур и пр.), что позволяет судить о планировке памятника (Леонова и др., 2006).

Локализация большого разнообразия кремневого или костяного материала позволили оконтурить производственные центры (участки, площадью свыше 10 м<sup>2</sup>, производственные комплексы (2–10 м<sup>2</sup>) и индивидуальные рабочие места (до 1 м<sup>2</sup>). Для скоплений, связанных с костеобрабатывающей деятельностью характерно значительное число костных остатков, высокое процентное содержание резцов, стамесок, зубчато-выемчатых орудий, резцовых отщепков; крупные фрагменты кости. Среди скоплений Каменной Балки II практически нет таких, где производственная деятельность была бы отражена в чистом виде. В большинстве случаев состав находок диагностирует сочетание нескольких форм деятельности, представляющих собой ряд последовательных операций (от раскалывания нуклеуса и получения заготовок до изготовления орудий для обработки кости и костяных рукояток для вкладышевых орудий).

Скопления находок с большим разнообразием орудий, их заготовок, мелкого инвентаря, широкой представленностью микропластинок с притупленным краем, транке и комбинированных орудий – определяют жилую площадку. Скопления одной категории орудий в определенных местах площадки свидетельствует о многократном использовании этих мест для однотипной деятельности или об одновременной работе нескольких обитателей.

Ремонт расщепленного кремня позволяет выявить много вариантов связей: как внутренних, в пределах одной жилой площадки, так и между разными жилыми площадками (выявлены признаки единовременного существования 4–5 жилых площадок, где могло проживать около 50 человек). Считать существование нескольких жилых площадок одновременными позволяет и сходное направление осей расположения их очагов – с северо-запада на юго-восток. Это может свидетельствовать об основном направлении ветров в период формирования и бытования этих объектов.

Характерно использование естественных углублений для устройства жилых объектов. Так, в западине рельефа в восточной части стоянки обнаружен массив находок, включающий в себя четыре очага, пятна гумусированности, зольные пятна, ямки с вкопанными костями, отдельные вертикально стоящие кости и 3 фрагмента черепных костей. На

чертежах здесь отчетливо читается полукруг из костных и кремневых находок. Другим примером может служить предположительно искусственно выровненное дно русла небольшой ложбины в западной части стоянки на участке площадью около 12 м<sup>2</sup>. Кроме того здесь присутствуют искусственный бортик, скопления, 3 очага и ямки с вкопанными костями. Приочажные скопления – места, где возрастает количество мелких вкладышевых орудий и поверхность обычно имеет сильную окрашенность золой в сероватый цвет. По интенсивности распространения золистого суглинка устанавливаются

и основные направления перемещений в районе очагов, большинство из которых использовались продолжительное время, сначала непосредственно для разведения и поддержания огня, а впоследствии – как зона эвакуации отходов.

Таким образом, выявление характера залегания находок и особенностей текстуры культурных отложений является базой для создания реконструкций систем жизнеобеспечения и природопользования в древности.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ – 10-06-00479-а

### Список литературы

1. *Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Виноградова Е.А., Воейкова О.А., Гвоздовер М.Д., Миньков Е.В., Спиридонова Е.А., Сычева С.А.* Палеоэкология равнинного палеолита. М. Научный мир, 2006. 342 с.
2. *Леонова Н.Б., Виноградова Е.А.* Микростратиграфия культурного слоя. Возможности интерпретации // Проблемы каменного века Русской равнины. М., 2004. С. 157–174.
3. *Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Гугалинская Л.А., Виноградова Е.А., Воейкова О.А., Каздым А.А., Спиридонова Е.А.* Микрофациальный анализ – новый комплексный метод анализа культурного слоя. Археологический альманах. № 19. Донецк, 2008. С. 87–94.
4. *Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Матюшкин И.Е.* Региональная и локальная палеоэкология каменного века. // Проблемы палеоэкологии древних обществ. М.: Изд-во Российского открытого университета, 1993. С. 5–18.
5. *Binford L.R.* Constructing Frames of Reference. An analytical Method for Archeological Theory Building Using Ethnographical and Environmental Data Sets. University of Californian Press, 2001.

**ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ  
ЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЙ РАННИХ  
ЭТАПОВ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ  
В ПОДМОСКОВЬЕ**

**LANDSCAPE  
PALAEORECONSTRUCTION FOR EARLY  
STAGES OF NATURE MANAGEMENT IN  
THE MOSCOW REGION**

**В.А. Низовцев**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия  
nizov2118@yandex.ru*

**V.A. Nizovtsev**

*Moscow State University of M.V. Lomonosov, Moscow, Russia*

Исследования ландшафтных условий ранних этапов природопользования в Подмоскowie проводились на основе сопряженных ландшафтно-археологических исследований на ряде ключевых участков. Для основных временных отрезков голоцена были выполнены реконструкции ландшафтной структуры местности и составлены ландшафтные карты. Эти работы основывались на комплексном анализе топографических карт разного масштаба и аэрофото- и космоснимков, фондовых материалов геолого-гидрологических съемок и разведок торфяных месторождений, археологических сведений по древним поселениям, палинологических и остеологических анализов и, наконец, собственных полевых исследований, включая глубокую шурфовку и бурение. Для бассейна Средней Дубны (левый приток Волги) выполнена реконструкция древних озерных систем. Корректировка границ «восстановленных» палеозер проводилась по мощности и территориальной приуроченности сапропелей и путем анализа местоположения археологических стоянок, обнаруженным на данной территории. Ландшафтно-археологический метод полевых исследований позволил непосредственно в поле определить границы древних поселений и хозяйственных угодий и их приуроченность к конкретным ландшафтным условиям. Ландшафтно-археологическая разведка дала возможность получить наиболее достоверные сведения о ландшафтных комплексах, существовавших в конкретные хронологические срезы.

Самые ранние археологические памятники (раннемезолитические) исследуемого региона относятся к позднему дриасу. В это время (11000–10300 лет назад – конец плейстоцена) практически все пойменные комплексы исследуемой территории занимало нерасчлененное палеозеро. Климат был еще очень холодным и сухим с высоким стоянием воды. На междуречьях господствовали тундрово-степные и лесотундровые ландшафты. В конце этого периода со спадом воды начинается заболачивание этих ландшафтов.

В предбореальный период голоцена (10300–9000 л. н.) происходит резкий природно-климатический перелом. Под влиянием всеобщего потепления и смягчения континентальности климата коренным образом перестраиваются ландшафты Русской равнины от смешанного, гиперзонального типа к зональному; окончательно исчезает мерзлота (Величко, 1973). В это же время происходит переход от палеолита к мезолиту, ознаменовавшийся значительными изменениями в структуре хозяйства первобытных племен. С началом периода половецкого потепления связывается понижение уровня палеозера и превращение его в систему проточных озер, соединенных пра-Дубной. Площади распространения этих водоемов хорошо маркируются границами «сапропелевых пятен». На берега большого «сапропелевого озера» экспонируются раннемезолитические стоянки. На исследуемой территории начинают преобладать лесные ландшафты с разреженными, березовыми и сосново-березовыми лесами. Открытые пространства занимают болотами и луговой растительностью. В первой половине этого периода площади болот и лугов несколько сокращаются (9800–9500 л.н.). В оптимум предбореала (от 9500 до 9300 л.н.) хвойные, преимущественно сосновые, леса абсолютно доминируют в ландшафтах района. Важным событием рассматриваемого этапа является существенное понижение уровня озерных водоемов и сокращение площади болот и лугов. В конце предбореального периода вновь начинается похолодание (9200–9000 л.н.), и повышение уровня воды в озерах, однако позднеледниковое озеро не восстанавливается. Вероятно, площадь максимального распространения серых известковистых сапропелей соответствует границам озер именно этого времени. К береговым линиям этих озер приурочены раннемезолитические стоянки. Широко распространяются среднетаежные леса, в которых господствует сосна и береза.

Бореальный период (9000–8000 л. н.) – время среднего мезолита. Н.А. Хотинский (1977) считает, что березовые леса господствовали на моренных



возвышенностях, а сосновые на песчаных равнинах. В первой половине бореального периода (около 9000–8600 лет назад) прослеживается постепенное потепление и регрессия озерной системы на месте Дубненского торфяника. Деградируют «сапропелевые» водоемы. Поселения этого времени располагаются на небольших островках, погребенных позднейшими отложениями. Во второй половине бореала происходит очередная регрессия озерной системы – она фиксируется нижним культурным слоем ряда стоянок, которые приурочены к отсеченным старицам, имеющей «затонный» режим с очень слабо проточной водой, о чем свидетельствуют отложения гиттии и ракушек (катушки, прудовики, беззубка).

Термический максимум голоцена с существенным потеплением и постепенным увеличением влажности пришелся на атлантический период (8000–5000 л.н.) (Нейштадт, 1957; Болиховская, 1988, и др.). Начинается так называемый климатический оптимум голоцена, продолжавшийся около 3 тысяч лет и вызвавший усложнение структуры природных ландшафтов всей лесной зоны. Климатические условия атлантического периода (особенно второй половины) способствовали развитию разнообразных лесных ландшафтов. На Русской равнине происходит переход к неолиту. Климат в раннем неолите отличался от современного меньшей континентальностью, повышенной увлажненностью и значительно большей длительностью безморозного периода. Продолжается циклическое изменение водности местных водоемов. В исследуемом регионе выделяются два наиболее теплых и влажных относительно коротких периода: от 7000 до 6200 и с 5800 по 5100 л. н. (Жилин и др., 1998). Максимальный подъем уровня водоемов приходился на интервал 6500–7100 л.н.

Характерна большая мощность озерных отложений и, даже, погребение этими отложениями торфяников, что свидетельствует о затоплении болот озерами. Хвойно-широколиственные леса и связанные с ними фаунистические комплексы получили максимальное распространение. Леса становятся богаче и разнообразнее; доля широколиственных пород (вяз, липа, дуб) в спорово-пыльцевых диаграммах составляет 22 %. Для атлантического периода характерна циклическая этапность максимального увеличения широколиственных пород, сопутствующих иссушению климата. Почвенный покров к периоду термического максимума атлантического периода приобретает облик, сходный с современным. Во время климатического атлантического оптимума и на песках, и на суглинках были сформированы зрелые дерново-подзолистые почвы. Интервал времени 7100–7500 л. н. связывается с очередным понижением уровня озерных водое-

мов. Возможно, это обусловлено общей тенденцией аридизации климата. С этого времени началась быстрая деградация таежного комплекса не только в пределах плакорных местообитаний, но и заболоченных пространств. В это время существенно сокращается площадь крупных озер, а более мелкие, видимо, заболачиваются. Происходит интенсивное заложение русла Дубны. Поселения располагались на островках, приуроченных к старицам или руслу Дубны, на это указывают культурные слои, залегающие в аллювиальных отложениях.

Около 7000 лет назад начинается эпоха неолита. Многочисленные стоянки располагаются, главным образом, по берегам древнего русла Дубны и ее стариц, культурные слои также залегают в аллювиальных отложениях. Выделяются как низко расположенные стоянки, функционировавшие в межень, так и занимающие более высокие отметки, заселявшиеся во время паводка или половодья. Перепад высот нередко более 3 м при близком размещении памятников. Во второй половине атлантического периода климат изменился в сторону большей сухости болота снова высыхали, озера заторфовывались. В древостое преобладает сосна с участием ольхи, ели и широколиственных пород.

Пик аридизации голоцена на данной территории приходится на конец атлантического – начало суббореального периода, что хорошо коррелирует с интервалом в 4600–5500 л.н. по данным Н.А. Хотинского (1989) и исследованиям К.Н. Дьяконова и Т.А. Абрамовой (1998) в Центральной Мещере. Площади озер сокращаются максимально. Сохраняются лишь старичные озера и остаточные на месте предыдущих обширных озерных массивов. Рисунок ландшафтной структуры междуречных равнин и долинных комплексов, за исключением пойм, становится максимально сходным с современным. В это время активизировались эоловые процессы. Образуются бугристые повышения и котловины выдувания.

В суббореальный период (5000–3000 л.н.) климат отличался значительными флюктуациями. Температуры воздуха в этот период приблизились к современным, причем стали неустойчивыми. Суббореальный период в климатическом отношении и в характере распространения растительности отличался крайней неоднородностью; происходят существенные колебания уровня вод. В первую фазу этого периода под влиянием похолодания (4200–4600 л. н.) резко сокращаются широколиственные леса. Господствовали еловые, сосновые, березовые леса с примесью широколиственных пород. На участках избыточного увлажнения наибольшее распространение получила ольха. В среднем суббореале преобладает ольха с участием широколиственных пород, сосны, ели

и березы, характеризуя его наиболее теплые климатические условия. Это было время, когда широкое развитие получили гидрофильные сообщества черной ольхи. В более мезофильных условиях в растительном покрове преобладали широколиственные породы, главным образом дуб, зато сокращаются еловые таежные формации. Первая половина суббореального периода – это время позднего неолита, представленного волосовской культурой (Сидоров, 1996). Позднесуббореальная фаза отличается массовым распространением еловых таежных лесов, свидетельствующих о похолодании и увеличении влажности климата. Верхняя граница суббореального периода проводится на уровне подъема кривых пыльцы липы и березы, а также снижения кривой пыльцы ели. Радиоуглеродный возраст этой границы оценивается примерно в 2500–2700 л. н. С этого времени начинается этап повышенной увлажненности климата: количество осадков до конца голоцена, как правило, превышало их современные значения. С засушливостью климата происходит регрессия и заболачивание системы Дубнинских палеоозер. Поэтому значительные площади в данный период занимают заболоченные поймы с ольшаниками нередко на низинных и переходных торфах. Это препятствует освоению данной территории в эпоху перехода от неолита к бронзе, что подтверждается снижением количества обнаруженных стоянок.

В конце суббореального периода и на протяжении большей части субатлантического отмечается

ярко выраженная длительная трансгрессия, в результате которой восстановилось единое палеозеро на месте Дубнинского торфяника в границах, близких к позднеледниковому палеозеру. Эта трансгрессия отмечена мощным слоем озерной сизо-серой глины, скрывающим древний рельеф на большей части торфомассива. К этому времени относятся бедные культурные слои эпохи бронзы на поселениях. На территории исследуемого района глубокая регрессия, начавшаяся во второй половине субатлантического периода, приводит к заболачиванию и исчезновению палеозера, от которого сохранились до наших дней лишь остаточное озеро и мелкие озера в пойме Дубны – Пашинское, Варма и др. Закладывается современное (до спрямления) русло р. Дубны. В целом направленность развития Дубнинской озерно-речной системы довольно тесно коррелирует с развитием озерных и речных систем западной части бассейна Волги (Тарасов, 1997), в частности Тростенского озера (Гунова и др., 2001) и р. Протвы (Панин, Каревская, 2000).

Таким образом, спонтанный ход развития ландшафтной структуры исследуемой территории, несмотря на циклический характер, выражался в поступательном ее усложнении. Более сложный характер носило развитие озерно-речной сети и пойменных комплексов, длительное время служивших основными очагами расселения первобытного населения региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ – проект № 11-05-01068.

**ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ  
ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ  
В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА**

**PROBLEMS AND PERSPECTIVES  
OF SEISMIC DEFORMATIONS'  
INVESTIGATIONS IN THE QUATERNARY  
DEPOSITS OF EUROPEAN NORTH**

**С.Б. Николаева**

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия  
nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

**S.B. Nikolaeva**

*Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia*

Территории Европейского севера неоднократно покрывались четвертичными оледенениями, поэтому многие формы рельефа, связанные с разрывообразованием были уничтожены или сnivelированы воздействием ледника, тем самым затрудняя выделение активных разломов и сейсмогенерирующих зон, особенно в платформенных областях. В этом случае особое внимание заслуживает изучение сейсμοдеформаций в рыхлых отложениях (сейсмитах) как индикаторов для выявления участков потенциального усиления сейсмических эффектов (например, зон разломов и узлов их пересечения и пр.). Подобные деформации в последнее время отмечены в четвертичных отложениях Канады, Фенноскандии, СЗ России (Doig, 1991; Верзилин, Севастьянов, 2001; Никонов и др., 2001; Mõgner, 2004; Николаева, 2006; Бискэ и др., 2009 и др.). Несмотря на возросший в последнее десятилетие интерес к их изучению, это направление еще недостаточно хорошо разработано. Особой проблемой в ледниковых и приледниковых обстановках является выявление критериев отличия сейсмогенных деформаций от гляцигенных, широко развитых в таких областях.

В представленном сообщении обсуждаются вопросы изучения сейсμοдеформаций в четвертичных отложениях Европейского севера на примере Кольского региона, рассматриваются особенности проявления, критерии отличия их от структур, образованных несейсмическими процессами, данные радиоуглеродных анализов, корреляция с зонами активных разломов, оценивается магнитуда и интенсивность палеоземлетрясений.

При изучении четвертичных отложений, которое проводилось как в карьерах, так и в естественных обнажениях по берегам рек, выделены следующие типы деформационных структур: конволютные, пламене- и флагообразные, диапироподобные инъекции, текстуры удаления воды, инъекционные и негтунические дайки, структуры «разломно-градационной слоистости», лежачие складки. Они развиты в водонасыщенных разномелкозернистых (пре-

имущественно в тонко-мелкозернистых) песках, алевролитах, илах, гиттии, реже глинах. Толщина слоев, затронутых деформациями, варьирует от 8–15 см до 1,3 м, а величина одной структуры по вертикали составляет от 5 до 35 см (редко до 0,9–1 м). То есть, размер и состав осадков является подходящим для развития процессов разжижения и флюидизации – главных составляющих при сейсмогенном характере образования. Все деформации развиты во флювиогляциальных, ледниковоморских, озерных, озерно-ледниковых отложениях, горизонты которых часто достаточно выдержаны по простиранию и изучены в пределах нескольких участков Кольского региона (рис. 1).

В пользу сейсмогенного генезиса выделенных структур свидетельствуют следующие признаки: (1) исключение возможности образования деформаций вследствие гляцигенных, гравитационных, седиментационных процессов; (2) залегание деформированного слоя (толщи) между ненарушенных отложений; (3) цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе, что указывает на повторяемость событий и возможность рассматривать ее как периоды сейсмической активности, чередующиеся с периодами сейсмического спокойствия (затишья); (4) сходство структур, образованных экспериментально со структурами образованными сейсмическими сотрясениями или со структурами, образованными в результате известных землетрясений; (5) независимость возникновения деформаций от строения осадка и типа слоистости и спонтанный характер возникновения; (6) проявление вертикально направленных к земной поверхности гидравлических сил. Во многих рассматриваемых случаях наблюдается сочетание различных типов структур, часто свидетельствующих о формировании их в обстановке как горизонтального так и вертикального движения материала, что характерно для сейсмических импульсов. Еще одним очень важным признаком сейсмического происхождения ряда структур является развитие их в различных генетических типах осадков в один и тот же временной интервал.

То есть, в большинстве случаев выделенные структуры удовлетворяют критериям, используемым для идентификации сейсмиков по нескольким признакам (Корженков и др., 1999; Obermeier et al., 2005; Montenat C. et al., 2007).

Разрезы с деформационными структурами тяготеют к зонам активных разломов и/или сейсмогенных зон (узлов), участкам развития палеосейсμοдеформаций в кристаллических породах фундамента, а также к разноранговым разрывам со смещениями, указывающими на реактивацию или возникновение их в позднем плейстоцене-голоцене (рис. 1).

Методом радиоуглеродного датирования в сочетании с другими методами (региональной стратиграфией, палеогеографией, микропалеонтологическими методами)

определен возраст образования сейсмогенных форм, приходящийся в большинстве случаев на позднеледниковье и начало голоцена, в период между ~8,9–9 и 10,5 тыс. л.н. Еще одним свидетельством о возможности сейсмогенного генезиса исследуемых деформационных структур является одновременность их происхождения на большой территории. Сейсмичность такого же возраста (10000–10430 л.н.) были обнаружены в нескольких районах Скандинавии (Mörner, 2004). Такое региональное проявление нарушений в рыхлых отложениях должно свидетельствовать о сильном сейсмическом событии (событиях), охватившем всю Фенноскандию в этот период времени. Наличие в разрезах нескольких уровней с сейсмитами

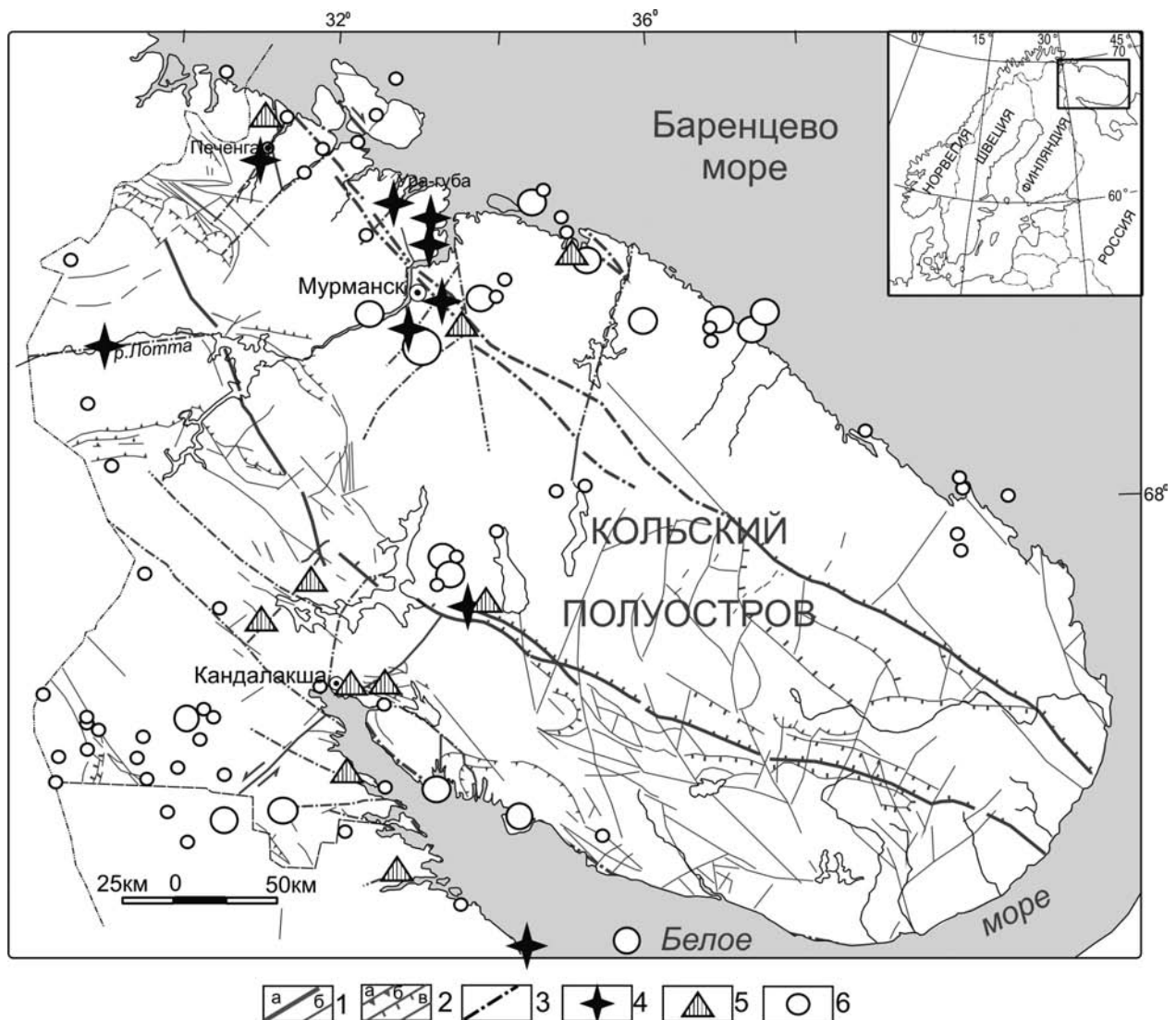


Рис. 1. Схема расположения палеосейсμοдеформаций, эпицентров землетрясений и тектонических нарушений Кольского региона

- 1 – разломы главные (а), второстепенные (б), 2 – надвиги (а), взбросы и сбросы (б), прочие (в),  
 3 – активизированные разломы, 4 – местоположение изученных разрезов с деформационными структурами в рыхлых отложениях, 5 – участки развития палеосейсμοдеформаций в кристаллических породах,  
 6 – эпицентры землетрясений



ми отражает неоднократные сеймотектонические движения в позднеледниковье и голоцене.

Оценка параметров палеосейсмических событий свидетельствует о том, что магнитуда их составляла не менее 6,3–6,5 по шкале Рихтера, а интенсивность превышала 7–8 баллов по шкале MSK–64, а эпицентр одно из них располагался в районе Колы.

Представленные данные о позднеледниковых голоценовых землетрясениях, запечатленные в разрезах четвертичных отложений, носят пока начальную форму изучения подобных структур на Европейском севере. Однако тот факт, что период дегляциации и несколько тысяч лет после нее является периодом расширенной сеймотектонической деятельности, имеющиеся сведения о катастрофических событиях исторического

времени, широкое развитие бассейновых отложений позднеледникового возраста в регионе позволяет допускать наличие здесь сейсмиков, образованных сильными землетрясениями. В связи с этим наиболее перспективным является поиск и изучение деформационных структур сейсмогенного генезиса в разрезах рыхлых отложений (в том числе и осадках озерных котловин), расположенных близ береговых линий Баренцева и Белого морей, а также в районах развития палеосейсмодеформаций в кристаллических породах. Учитывая, что Кольский регион является территорией размещения объектов атомной энергетики, нефтегазовых комплексов, высокотехнологичных предприятий, палеосейсмогеологические исследования здесь приобретают особую значимость и актуальность.

#### Список литературы

1. Doig, R. Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval. *Témiscaming, Quebec // Canadian Journal of Earth Sciences*, 1991. V. 28. № 9. P. 1349–1352.
2. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // *Tectonophysics*, 2004. V. 380. P. 139–157.
3. Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // *ДАН, сер. География*, 2001. Т. 381. № 2. С. 255–258.
4. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П. Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты*. Т. 2. Мат. XXXIV-го Тектонического совещания (30 января–3 февраля 2001 года). Москва. ГЕОС, 2001. С. 83–86.
5. Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеледниковых голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // *Геология и геофизика*, 2009. Т. 50. № 7. С. 830–839.
6. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // *Вестн. СПбГУ. Сер.7*. 2009. Вып. 1. С. 3–25.
7. Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // *Известия русского географического общества*. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 48–55.
8. Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // *Engineering Geology*. 2005. V. 76. P. 209–234.
9. Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // *Sedimentary Geology*, 2007. V. 196. P. 5–30.

МУМИЯ АНЮЙСКОГО БИЗОНА: ОБСТОЯТЕЛЬСТВА НАХОДКИ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ | ANYUYSK BISON MUMMY: THE CIRCUMSTANCES OF FINDING AND PRELIMINARY RESULTS OF STUDYING

П.А. Никольский, Ф.К. Шидловский

Музей «Ледниковый период», Москва, Россия  
wberingia@gmail.com

P.A. Nikolskiy, F.K. Shidlovskiy

Ice age museum, Moscow, Russia

Музей «Ледниковый период» приступил к реализации научного проекта ANBIS, имеющего целью комплексное изучение уникальной находки – мерзлой мумии плейстоценового бизона *Bison priscus* Vojanus, одного из доминантов мамонтовой фауны, вымершего в Евразии в конце плейстоцена. Мумия получила название «Аньюйский бизон» (по месту обнаружения). В настоящем сообщении приводятся некоторые сведения об этой важной находке.

**Обстоятельства находки.** 25 сентября 2009 г. в низовьях р. Малый Анюй (левый берег реки в 9,7 км выше поселка Анюйск, Билибинский район, Чукотский АО, 68°16'31.96" СШ; 161°42'35.69" ВД) под обнажением четвертичных отложений была найдена мумифицированная в вечной мерзлоте целая туша плейстоценового бизона. Нашедший мумию А.А. Ватагин с помощью местных жителей немедленно перезахоронил бизона в леднике вблизи обнажения. Летом 2011 г. мумия была перевезена в промышленный ледник в п. Анюйск, где и хранилась до весны 2012 г., пока не была отправлена в Москву, в музей «Ледниковый период». Найденную осенью (при отрицательных температурах) мумию удавалось все это время сохранять в мерзлом состоянии.

**Сохранность.** Сохранность тела редчайшая даже для мумифицированных в мерзлоте животных, особенно бизонов – тело сохранилось почти полностью, имеются лишь небольшие повреждения правого бока и уходящие вглубь погрызы анальной области. Сохранились роговые чехлы и роговые покровы копыт. Основание правого рога слегка надломлено (видимо при падении туши по склону). Шерсть в основном сошла (собрана отдельно), в некоторых местах (на морде, в паху, на ногах) сохранилась в виде разреженного покрова. Кожа имеет синевато-серый цвет, местами покрыта мелкими кристаллами вивианита.

Поза мумии – лежа, с поджатыми ногами, голова слегка опущена и повернута вправо, за-

дня часть корпуса повернута против часовой стрелке относительно передней, хвост задран вверх. Видимых следов насильственной смерти не наблюдается.

**Стратиграфическое положение находки, геологический возраст.** Мумия найдена на бечевнике под обнажением мерзлых аллювиальных и озерных отложений мощностью до 27 м над урезом реки в межень. Разрез в месте находки подразделяется на две основные толщи – пойменных тонкослоистых тонкозернистых песков и алевроитов мощностью до 18 м (толща 1), в которые вложены мощные псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, выполненные тонкозернистыми песками и алевроитами, в свою очередь, перекрытыми тонкослоистыми озерными осадками с линзами торфа (толща 2) (рис. 1). В верхней части толщи 1 обнаружен прослой серо-белой тонкозернистой (дистальной) тефры мощностью до 18 см. Возраст толщи 1 пока не установлен. Верхняя толща (толща 2), из нижней части которой происходит мумия бизона, датируется серией радиоуглеродных дат по растительной органике: 31 300 ± 500; 36 040 ± 650; 36 300 ± 700; 37 800 ± 750; 38 100 ± 500 радиоуглеродных лет назад. По коллагену из мягких тканей самой мумии получены радиоуглеродные даты > 48 000 и > 41 000 лет назад. Учитывая имеющиеся даты и небольшую мощность осадков, подстилающих уровень залегания бизона, можно предположить, что возраст бизона – около 50 000 лет. Нахождение мумии бизона в толще заполнения большой псевдоморфозы по ПЖЛ, а также отсутствие явных следов насильственного умерщвления и значительных постмортальных повреждений тела животного по-видимому свидетельствует о том, что бизон по какой-то причине утонул в небольшом полигональном болотце. Благодаря моментальному захоронению в грунтово-водной, почти бескислородной, среде и быстрому промерзанию мумия сохранилась в почти неизменном виде до наших дней.

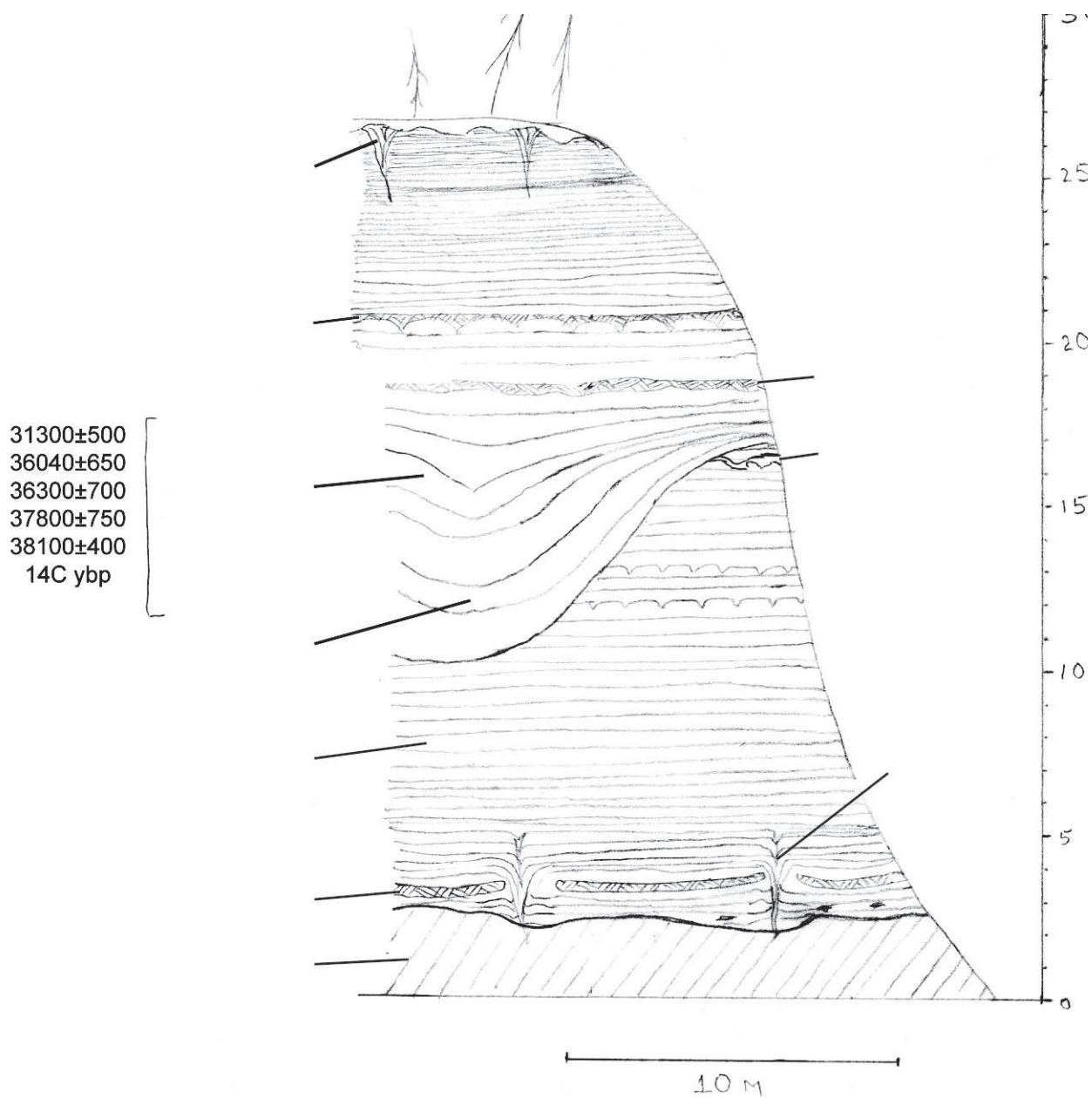


Рис. 1. Разрез четвертичных отложений в низовьях р. Малый Анжуй в месте находки мумии плейстоценового бизона

# ФОРМИРОВАНИЕ ДОЛИН И КОТЛОВИН В ГОРАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБАРКТИКИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

# VALLEYS AND BASINS FORMATION IN THE MOUNTAINS OF THE EUROPEAN SUBARCTIC IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

**Н.Г. Новикова**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
novikovnadia@rambler.ru*

**N.G. Novikova**

*Moscow state Lomonosov university, Geography Faculty, Moscow, Russia*

История развития рельефа Европейской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене – один из главных сюжетов геоморфологических исследований на протяжении долгого времени существования геоморфологии. Несмотря на огромный объём собранных материалов и обилие гипотез и реконструкций, появившихся ещё в XIX веке, интерес к восстановлению путей развития этого района по-прежнему высок.

Одним из ключевых вопросов остаётся история формирования и позднейшей динамики рельефа долин и связанных с ними межгорных котловин, т.к. именно здесь сконцентрированы объекты, содержащие массивы палеогеографических и палеогеоморфологических данных. Это и мощные толщ ледниковых, водно-ледниковых и озёрно-ледниковых отложений, торфяники и т.д. Поэтому решение практически всех вопросов развития рельефа, особенно в горах, не может обойтись без изучения речных долин и межгорных котловин.

Особое внимание, судя по публикациям, уделялось изучению ледникового рельефа и рыхлых отложений, оставленных на обширной территории Субарктики последним оледенением. Остается много спорных вопросов, касающихся поздневалдайской истории района: вопросы соотношения горного и покровного оледенений в долинах различной экспозиции, формирования грядового рельефа, огромных мощностей четвертичных отложений в некоторых долинах, роль сейсмических явлений и др.

Район исследований включает низкогорные массивы (тундры) и прилегающие возвышенные равнины Кольского полуострова (Хибинские и Ловозерские горы, Монче-, Чуна-, Туадаш и Сальные тундры).

В основных чертах эрозионная сеть в горах была сформирована задолго до наступления ледниковой эпохи, однако современный рельеф горных долин и верхние звенья эрозионной сети были сформированы во время деградации покровного оледенения и после него.

Для центральной части Кольского полуострова установлено, что последнее оледенение разделяется на две стадии. В первую стадию покров имел максимальные мощность (предположительно, более тысячи метров) и распространение, и, вероятно, перекрывал вершины низкогорных массивов. Во вторую стадию поверхность льда достигала средней части склонов. Одновременно с покровным оледенением, а также после него, в крупных долинах существовало горно-долинное оледенение (Арманд, 1969).

Во время наступания ледников в центральной части полуострова потоки льда поздневалдайского оледенения обтекали массив Хибинских тундр с севера и юга. В Ловозерах ледяной покров перемещался с запада на восток вдоль южного склона массива и с юга на север по котловинам озер Умбозеро и Ловозеро. Котловина Сейдозера в восточной части массива заполнялась льдом примерно до середины (Евзеров, Николаева 2010).

Наиболее благоприятными для проникновения языков покрова являлись юго-западные склоны массивов, где покровный лед распространялся до отметок абс. высот 500–600 м. А в долинах юго-западного склона Ловозер местные ледниковые языки вообще не развивались или развивались в течение некоторого времени до наступления скандинавского покрова, который уничтожил все следы их существования. В долинах восточного склона массива горно-долинные ледники могли развиваться свободно, оставляя гряды осцилляционных морен, на остальных склонах они в той или иной степени блокировались скандинавским покровным льдом. Наименьшее по площади развитие получили ледники долин южной части гор, где они часто не спустились ниже средних частей долин, а в некоторых долинах занимали только кары. На северных склонах массивов горно-долинные ледники выходили на предгорья. Таким образом, в низкогорных массивах устанавливается следующая закономерность: чем севернее расположены долины, тем больше в них было развитие горных ледников и тем меньше по ним проникали покровные ледники.



Во время отступления покровного оледенения в разных частях массивов существовали разные палеогеографические условия формирования рельефа и ледниковых отложений.

На западных и южных склонах гор абляция происходила интенсивнее, вследствие чего здесь существовали благоприятные условия для формирования приледниковых озер и накопления водно-ледниковых отложений. Следы подпружных озер в современном рельефе являются горизонтальные озерные уровни (древние береговые линии), прослеживающиеся на бортах на всем протяжении долин. Наилучшим образом такие уровни прослеживаются в долине р. Малая Белая, руч. Голубичный и др. В юго-западных долинах Ловозерского массива покровные ледники распространялись практически до верховий долин, оставляя ряд боковых и конечных морен. Однако таяние покрова в низовьях долин и на выходе на подгорную равнину, вероятно, происходило в форме «мертвого льда», в результате чего был сформирован холмисто-западинный рельеф с множеством небольших озер. В пределах восточных Хибин покровные ледники распространялись вглубь массива практически до верховьев долин, но в результате активизации горно-долинного оледенения после отступления покрова, следы этого были практически уничтожены. Во время отступления покрова во впадину Умбозера в днищах крупных

долин сформировалась моренно-водноледниковая равнина, включающая несколько древних озерных котловин разного уровня, а на пологих склонах массивов отложился покров морены, в некоторых местах достигающий значительных мощностей.

Горное оледенение раннего голоцена завершает историю оледенений Хибин. К.М. Рябцева (1970) выделяет четыре стадии горного оледенения. По ее данным, конечные морены наиболее древней стадии замыкали цирки и кары в устьевых частях, иногда выдвигались в основную долину. Они достигали высоты 50 м и располагаются обычно на абсолютных отметках 400–450 м.

Формирование голоценовых осадков на востоке Хибинского горного массива началось в пребореальном периоде, уже к 9,5 т.л.н. ледников здесь не было. Возраст болотных и озерных отложения восточных Хибин не превышает 7300 лет (чаще встречаются датировки не более 4500 лет), возраст сапропеля не более 9500 лет (Романенко и др., 2004).

Таким образом, рельеф низгорий Кольского полуострова прошёл в позднем плейстоцене и голоцене гораздо более сложный путь, чем это казалось раньше. Многочисленные детали строения рельефа и рыхлых отложений южной и центральной частей Хибинских гор указывают на существенно меньший объём последнего ледникового щита, с одной стороны, и на гораздо более сложную картину дегляциации, с другой.

#### Список литературы

1. Арманд А.Д. Конечноморенные образования Хибинского горного массива // Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. М.: Изд-во АН СССР, 1969. С. 15–20.
2. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология, 2000. № 1. 61–72.
3. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Покровные и горные оледенения позднего плейстоцена и голоцена в районе Хибинских гор // Геоморфология, 2010. № 1.
4. Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шеремяцкая Е.Д. и др. Формирование рельефа и рыхлых отложений восточных Хибин в конце позднего плейстоцена и в голоцене // Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России. М: Институт географии РАН, 2004. С. 82–163
5. Рябцева К.М. Динамика оледенения Хибин в голоцене в связи с ритмами увлажненности северного полушария. // Вопросы географии. М: Мысль, 1970. Вып. 79. С. 105–120.

УСЛОВИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ  
ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ  
ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН), БЕНТОСНЫЕ  
ФОРАМИНИФЕРЫ

THE CONDITIONS  
OF QUATERNARY SEDIMENTATION  
IN THE MENDELEEV RISE REGION  
(ARCTIC OCEAN),  
BENTHIC FORAMINIFERA

Е.С. Новихина<sup>1</sup>, Е.А. Гусев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана  
им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия  
khelizaveta@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
gus-evgeny@yandex.ru

E.S. Novikhina<sup>1</sup>, E.A. Gusev<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

В настоящее время проведен целый ряд работ по комплексному изучению донных осадков поднятия Менделеева с целью реконструкции скорости и условий осадконакопления, а также палеогеографической характеристики района. Существуют две возрастные модели стратиграфической привязки комплексов донных осадков, поднятых грунтовыми трубками в Северном Ледовитом океане: «древняя» (Clark et al., 1980; Андреева и др., 2007; Басов, Куприянова, 2010) и «молодая» (Jakobsson et al., 2000; Adler et al., 2009; Крылов и др., 2011). Первая основана на интерпретации вектора намагниченности осадков и нахождении определенных групп микрофауны, имеющих стратиграфическое значение (индекс-виды и комплексы). Вторая модель обоснована радиоуглеродными и аминокислотными датировками раковинок планктонных фораминифер, датировками оптико-стимулированной люминесценции зерен кварца и полевых шпатов, климато-стратиграфическими интерпретациями кривых изотопии кислорода (МИС-стадии), содержания в осадках материала ледового разноса, а также минералов Fe и Mn. При этом древние фораминиферы и диатомовые считаются переотложенными, а интервалы обратной намагниченности осадков соотносятся не с эпохой Матуяма, а с эпизодами эпохи Брюнес. Результаты детальных исследований кернов колонок по всей Арктике, проведенных в последние годы, привели большинство исследователей к признанию «молодой» модели.

Задачей настоящей работы являлось получение новых данных о возрасте и условиях седиментации донных отложений Поднятия Менделеева и сопоставление их с имеющимися результатами изучения других колонок этого района. Материалом для исследования послужила колонка осадков AF-0731, поднятая в южной части Поднятия Менделеева, в ходе 26 рейса НЭС «Академик Федоров» в 2007

г, в которой был проведен фаунистический анализ бентосных и планктонных фораминифер.

Колонка представлена переслаиванием слоев алевропелитов и пелитов серого и оливково-желтовато-коричневого цветов. В интервале 2,34–2,38 м залегает характерный светло-розовый прослой алевролита, содержащий крошку доломита. Коричневые слои принято связывать с периодами потепления, серые с периодами похолодания. Фораминиферы, бентосные и планктонные, реагируют на смены климатических эпох изменением видового разнообразия и количества раковин.

Так в колонке выделяется пять максимумов содержания бентосных фораминифер, соответствующих первым пяти интервалам, коричневого цвета. Эти же интервалы характеризуются и максимальным содержанием планктонных фораминифер. Первый пик содержания раковин приходится на верхние 10 сантиметров керна, последний расположен на 2 метрах. Наибольшую долю в сообществе на протяжении всего разреза составляют типичные глубоководные виды – *Oridorsalis tener* (40–100 %), *Cibicides wuellerstorfi* (до 50 %), *Eponides tumidulus* (до 30 %), сопутствующими видами являются представители сем. Miliolidae. Изменение содержания этих видов по колонке дает в основном палеогеографическую характеристику района. Для детального стратиграфического расчленения колонок и их взаимной корреляции применяются так называемые индекс-виды, чье распространение ограничено узкими стратиграфическими интервалами. Так для Арктического бассейна среди бентосных фораминифер показателем МИС 5.1 считается *Bulimina aculeate*, *Epistominella exigua* – показателем МИС 5.5, *Pullenia bulloides* – показателем МИС 7 (Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004). Принято, что указанные маркирующие виды бентосных фораминифер могут быть широко использованы для корреляции

разрезов по арктическому бассейну (между поднятием Менделеева, хребтом Ломоносова, хребтом Нордвинд) (Polyak et al., 2004). Однако в рассмотренной колонке наличие указанных индекс-видов выявлено не было, что создает сложности для стратиграфической привязки пиков обилия фораминифер. При этом общая картина количественного распределения планктонных раковин фораминифер очень сходна с таковой из близко расположенной колонки HLY0503–8JPC (Adler et al., 2009), к сожалению, бентосные фораминиферы в этой колонке

не изучались. Данные уран-ториевого метода, которыми мы располагаем, показывают, что возраст первых двух пиков обилия фауны колонки AF07–31(0–15 см и 37–53 см) соответствует стадиям МИС 1 и 5, соответственно (Гусев и др., 2012), что укладывается в «древнюю» возрастную модель.

Отсутствие в изученной колонке характерных индекс-видов фораминифер позволяет предположить, что корреляция разрезов имеет пространственные ограничения по своей применимости в Арктике.

### Список литературы

1. Андреева И.А., Басов В.А., Курпьянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (СЛО) // Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Северо-Атлантического хребта. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 211. СПб, 2007. С. 131–152.
2. Басов В.А., Курпьянова Н.В. Стратиграфия и фации осадков по фораминиферам из грунтовых трубок экспедиции «Арктика-2007» (хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 7. Тр. ВНИИОкеангеология, 2010. Том 210. С. 71–81.
3. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С., Кузнецов В.Ю., Левченко С.Б., Жеребцов И.Е., Баранова Н.Г. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый Океан) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География, 2012. Вып. 4. С. 102–115.
4. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011. № 2(88). С. 7–22.
5. Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J.-E.T., Xuan Ch., Grottoli A.G., Sellén E., Crawford K.A. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503–8JPC, Mendeleev Ridge // Global and Planetary Change, 2009. Vol. 68. P. 18–29
6. Backman, J., Jakobsson, M., Lovlie, R., Polyak, L., Febo, L.A.. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23, 1435–1454.
7. Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1980. 181. 57 pp.
8. Jakobsson M., Lovlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean constrain Pleistocene chronology // Geology, 2000. Vol. 28. Is. I. P. 23–26.
9. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004. Vol. 203. P. 73–93.

**МОНИТОРИНГ СМЕЩЕНИЙ  
ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВБЛИЗИ  
НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ  
ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН  
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ERS-1**

**MONITORING  
OF LAND SURFACE DISPLACEMENTS  
NEAR SETTLEMENTS AT THE TERRITORY  
OF SOUTH-EASTERN TATARSTAN  
USING OF DATA OF ERS-1**

**И.И. Нугманов, О.С. Чернова, А.Н. Даутов, И.Ю. Чернова**  
*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*  
*nusmumrik@gmail.com*

**I.I. Nugmanov, O.S. Chernova, A.N. Dautov, I.Yu. Chernova**  
*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia*

Целью исследований являлось изучение информативности метода радарной дифференциальной интерферометрии (DInSAR) для оценки современных движений земной коры в пределах нефтедобывающих районов Республики Татарстан (РТ). Впервые для территории РТ построены карты смещений дневной поверхности за различные периоды наблюдений по данным, полученным со спутника ERS-1. Показана возможность использования данных радарной съемки для мониторинга урбанизированных территорий. В заключении результаты интерферометрической обработки радарных съемок были сопоставлены с данными геодезических наблюдений.

Интенсивная добыча нефти на юго-востоке Татарстана привела к возникновению техногенной сейсмичности. В связи с этим в 80-е годы прошлого столетия была развернута долгосрочная программа мероприятий, направленных на рациональное освоение и использование углеводородных ресурсов недр, и обеспечение экологической и промышленной безопасности региона (Гатиятуллин и др., 2007). В 1991 году были проведены первые исследования современных деформационных процессов в пределах северо-западной части Ромашкинского и Ново-Елховского месторождений (район повышенной сейсмической активности) методом повторного высокоточного нивелирования. В последующие годы геодинамическими исследованиями был охвачен весь нефтяной район юго-востока Татарстана. Метод повторного нивелирования дает весьма ценную информацию, но требует значительных финансовых и трудовых затрат. Кроме того, такой подход позволяет получать величины смещений лишь в точках установки реперов, что недостаточно для получения целостной картины. В последние годы все большее признание получает альтернативный метод определения оценок смещения дневной поверхности, известный как DInSAR- дифференциальная интерферометрия изображений, полученных радиолокаторами с синтезированной апертурой антенны. Эффективность нового метода обусловлена способ-

ностью получать площадные распределения оценок вертикальных и плановых смещений дневной поверхности, а также независимостью получения SAR- снимков от погодных условий. Несмотря на быстрое развитие и усовершенствование технологии DInSAR, для территории России подобные исследования все еще являются крайне редкими, и в большинстве случаев носят экспериментальный характер (Баранов и др., 2008; Филатов, 2006). Поэтому основной целью нашего исследования являлось изучение информативности метода радарной дифференциальной интерферометрии (DInSAR) для оценки современных движений земной коры в районах интенсивной добычи нефти Республики Татарстан (РТ).

Изображения, используемые в данном проекте, являются результатом съемки с нисходящего витка (трека) 49 спутника ERS-1. Для обработки была использована цепочка из 19 снимков, полученная в период с 1992 по 1995 гг. Вследствие временной и пространственной декорреляции радиолокационных кадров даже при незначительном интервале между повторными съемками для всей площади кадра не удалось получить устойчивые интерферограммы. Несмотря на внушительную коллекцию входных данных, было получено всего 6 интерферограмм. На урбанизированных территориях мы наблюдаем наивысшую плотность пикселей с высокими значениями когерентности. И, следовательно, именно для этих территорий мы можем построить наиболее достоверные карты смещений. Также высокими значениями когерентности характеризуются некоторые типы сельскохозяйственных полей. Наименьшие значения когерентности соответствуют лесным массивам. Таким образом, из-за высокого уровня шума исследуемые интерферограммы не могут быть использованы для мониторинга обширных территорий. Но могут быть использованы локально, в пределах урбанизированных и непокрытых растительностью площадей.

На основе схем когерентности было выбрано 4 пары снимков, пригодных для расче-



та карт смещений: пары 05.05.1992–14.07.1992, 05.05.1992–25.05.1993, 09.06.1992–03.08.1993, 05.05.1992–13.04.1995. Полная цепочка интерферометрической обработки, а также многие другие дополнительные функции реализованы в использованном авторами программном комплексе SARscape.

Более подробно была изучена территория вокруг города Альметьевск. Схемы вертикальных смещений показывают, что территория г. Альметьевска в период наблюдений с мая 1992 г. по май 1993 г. испытывала преимущественно восходящие движения, причем наиболее интенсивный подъем наблюдается вдоль линейной зоны шириной  $\approx 1.5$  км, пересекающей городскую территорию с северо-запада на юго-восток. Схема смещений для пары 09.06.1992–03.08.1993 показывает опускание северной части города по отношению к южной, а восходящие движения линейной зоны нивелируются. Далее мы наблюдаем опускание и северной, и южной частей города, за исключением уже упомянутой линейной зоны. Таким образом, наблюдаемые смещения дневной поверхности в пределах городской территории не являются линейными. Возможно, движения имеют периодическую природу. К сожалению, недостаток данных не позволяет оценить период колебаний и дать обоснованную интерпретацию этому явлению. Если ориентироваться на интерферометрическую пару 05.05.1992–25.05.1993, то средняя скорость вертикальных движений составляет  $\approx 5$  мм/год.

Для верификации полученных результатов мы использовали результаты наблюдений методом повторного нивелирования, которые проводились на территории Альметьевского геодинамического полигона в 1992–1995 гг. Не имея таблиц фактических наблюдений, мы были вынуждены воспользоваться обобщенными результатами геодезических наблюдений за циклы наблюдений 1992–1993 гг. и 1993–1995 гг., представленные в виде карт вертикальных смещений.

Для сравнения величин смещений, полученных по данным DInSAR и данным повторного нивелирования, были построены графики величин вертикальных смещений вдоль 2-х профилей. Сравнение графиков показало неплохую согласованность результатов измерений смещений, полученных раз-

ными методами. Очевидно, что разрешающая способность метода DInSAR несравнимо больше, чем разрешающая способность традиционного метода наблюдения за смещениями земной поверхности. Расхождения в абсолютных значениях могут быть объяснены как погрешностями обоих методов, так и неточностью плановой привязки нивелировочных профилей по отношению к снимкам.

Наш первый опыт показал, что применение метода DInSAR с использованием архивных данных ERS-1 для территории РТ не гарантирует получение непрерывного площадного представления о смещениях земной поверхности при существенных затратах на покупку снимков, и любые исследования с использованием радарных данных остаются экспериментальными. Причиной такого положения является слишком хорошо известная среди обработчиков радарных данных пространственная и временная декорреляция, и тот факт, что не существует универсальных способов ее снижения. Тем не менее, в нашем проекте положительные результаты были достигнуты: серия карт смещений, полученная для территории г. Альметьевск, показывает перспективность мониторинга населенных пунктов по данным радиолокационного зондирования, причем архивные данные ERS-1, а также ERS-2, ENVISAT и других радарных систем среднего разрешения можно использовать в рекогносцировочных целях, а для более точных наблюдений использовать радарные данные более высокого разрешения (TerraSAR-X, CosmoSkyMed). Также временная декорреляция может быть снижена за счет использования радиолокаторов с большей длиной волны. Учитывая тот факт, что данные радиолокационной съемки становятся все более доступными, их характеристики улучшаются, а методы интерферометрической обработки непрерывно совершенствуются, можно полагать, что мониторинг смещений земной поверхности по данным космических радарных съемок, в ближайшее время станет одной из основных технологий прогнозирования и предотвращения техногенно-природных ЧП.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы, ГК № 14. А18.21.0687, ГК № 14.А18.21.0610.

#### Список литературы

1. Баранов Ю.Б., Кантемиров Ю.Б., Киселевский Е.В., Болсуновский М.А. Мониторинг смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях углеводородов с помощью комплекса космических и геодезических методов // Геоматика, 2008. № 1. С. 51–56.
2. Гатиятуллин Р.Н., Залялов И.М., Кошуркин П.И., Кузьмин Ю.О., Рахматуллин М.Х. Изучение современных деформационных и сейсмических процессов на Ромашкинском геодинамическом полигоне // В кн. «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов» (Мат. междунар. конф., г. Казань, 13–16 ноября 2007 г.). – Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 222–226.
3. Филатов А. В. Обнаружение подвижек земной поверхности в зоне интенсивной нефтедобычи методами радарной интерферометрии // Вестник Югорского государственного университета, 2006. № 4. С. 103–109.

ПРИСУТСТВИЕ СЛОНОВ  
РОДА *LOXODONTA* ANONYMOUS, 1827  
В ОТЛОЖЕНИЯХ С ФАУНОЙ  
ТИРАСПОЛЬСКОГО  
ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА  
РЕСПУБЛИКИ МОЛДОВА

THE OCCURRENCE OF ELEPHANTS GENUS  
*LOXODONTA* ANONYMOUS, 1827 IN  
DEPOSITS WITH TIRASPLIAN  
FAUNAL COMPLEX  
FROM REPUBLIC  
OF MOLDOVA

Т.Ф. Обадэ

Институт зоологии АН Молдовы, Кишинев, Молдова  
theodorobada@gmail.com

T.F. Obadă

Institute of Zoology, Academy of Sciences of Moldova

**Ведение.** Исследования остатков слонов из отложений с фауной тираспольского фаунистического комплекса, биозона MNQ 20 (Чепалыга, 2005; Markova, 2007) из местонахождений Республики Молдова были осуществлены различными исследователями (Sinzow, 1900; Pavlow, 1910; Дуброво 1971; Обадэ, Давид, 2005; и др.). Мнения о их систематической принадлежности различны и могут быть условно сведены к *Mammuthus trogontherii* Pohlig, 1885 (так называемый степной мамонт) и *Elephas antiquus* Falconer & Cautley, 1847 (так называемый древний или лесной слон). Частичная ревизия моляров из коллекций Музея ископаемых фаунистических комплексов Молдовы (МИФКМ) Института зоологии Академии наук Молдовы, и Геолого-минералогического музея (ГММ) Приднестровского государственного университета, позволило автору обнаружить моляры с характерными признаками принадлежащие третьему роду слонов: *Loxodonta* sp.

**Материал и методика.** Коллекции и местонахождения: 1. М3(?) sin. (МИФКМ, nr. 2/230), Суклейский карьер (Просыная балка, 46°50'01" с.ш., 29°42'06" в.д., абс. выс. 52 м), Слободзейский р-н; 2. М3 sin. (МИФКМ, nr. 1/238), Колкотова балка (г. Тирасполь, 46°52'17" с.ш., 29°39'03" в.д., абс. выс. 36 м); 3. За. m3 dext. (ГММ, Nr. 8/1a), 3b m3 sin. (колл. ГММ, Nr. 8/1b), Суклейский карьер (Просыная балка). Промеры моляров были сделаны по методикам предложенными В.Е. Гаруттом и И.В. Фороновой (1976) и И.В. Фороновой (2001).

**Elephantidae Gray, 1821**

***Loxodonta* Anonymus, 1827**

***Loxodonta* sp.**

**Краткое описание материала:** 1. М3(?) sin., колл. МИФКМ, nr. 2/230. Верхний моляр относительно узкий и высокий, отсутствуют задние пластины. На передней стенке первой пластины выделяется площадь напора. Первая пластина соединяется в срединно-задней зоне со второй посредством эмалевого «моста». Типичные срединные синусы лок-

содонтного типа присутствуют на срединно-задних стенках третьей и пятой пластин. Третья пластина имеет тенденцию к соединению в срединной зоне со следующей пластиной – черта характерная для эволюционно более продвинутых представителей рода *Loxodonta* с африканского материка (Beden, 1987).

2. М3 sin., колл. МИФКМ, nr. 1/238. Верхний моляр относительно узкий и высокий. На передней стенке первой пластины хорошо выражен след напора, отсутствуют задние пластины. На оклюзальной поверхности пластины 1–3 соединяются между собой, в срединных зонах, посредством косых эмалевых «мостов» – чертой характерной для рода *Loxodonta*. На задней стенке срединной зоны четвертой пластины присутствует косой срединный синус – типично локсодонтный (Обадэ/Obada, 2010). Четвертая пластина имеет тенденцию срединного соединения посредством своей задней стенки, со следующей пластиной, посредством передней стенки последней. Между второй и третьей пластинами присутствуют две дополнительные эмалевые дигиталии, на задней стенке второй пластины также присутствуют две дополнительные дигиталии (эти признаки считаем архаичными).

3. За. m3 sin. (колл. ГММ, Nr. 8/1b). Типичные локсодонтные синусы присутствуют на третьей-пятой пластинах. На третьей пластине: на передне-фациальной стенке фациального островка эмали. На четвертой пластине: на передне-лингвальной стенке раннее фациального островка; в задней стенке срединной зоны раннее (до её соединения в сплошной ободок) центрального островка; в передне-лингвальной закругленно-угловой стенке эмалевого островка. На пятой пластине: на задне-фациальной стенке фациального островка эмали и на задне-фациальной стенке центрального островка эмали.

3b. m3 dext. (колл. ГММ, Nr. 8/1a): широкий и в то же время высокий. Утеряны задние пластины. Типичные локсодонтные синусы присутствуют на жевательных поверхностях четвертой-восьмой

пластин. На четвёртой пластине: косой синус на передне-фациальной стенке; два синуса на передней стенке срединной зоны центрального островка эмали и в срединной зоне лингвального островка. На пятой пластине локсодонтный синус присутствует на задней стенке центрального островка эмали, направлен фациально. На шестой пластине локсодонтный синус присутствует на задней стенке центрального островка эмали, направлен фациально, на заднее-центральном островке фациального островка. На седьмой пластине, на задне-лингвальной стенке и на на задне-фациальной стенке центрального островка эмали. На восьмой пластине: три эмалевых бугорка центрального островка расположены косо на задне-центральном лингвальном островке.

**Выводы.** 1. Предыдущие исследования ископаемых слонов из отложений с фауной тираспольского фаунистического комплекса, биозона MNQ 20, происходящие из местонахождений Республики Молдова сводились к определениям двух родовых

ветвей: *Mammuthus trogontherii* и *Elephas antiquus*. По мнению А.И. Давида и др. (2009) присутствие моляров последнего представителя – лесного слона, отрицается. Однако, находки *E. antiquus* в местонахождениях, соответствующих возрасту тираспольского фаунистического комплекса известны на территории Украины (Беляевка, Рудки; Обадэ, Давид, 2005) и России (Таганрог; Baigusheva, Titov, 2008).

2. Гладкие, косые синусы и соединения пластин в срединных зонах жевательных поверхностей посредством косых эмалевых «мостов» являются характерными родовыми признаками для поздних представителей слонов рода *Loxodonta* (Beden, 1987). Такие признаки обнаружены и на некоторых молярах ископаемых слонов из отложений с фауной тираспольского фаунистического комплекса.

3. Присутствие трёх родов слонов (*Mammuthus trogontherii*, *Elephas antiquus* и *Loxodonta* sp.) в фауне тираспольского фаунистического комплекса указывает на различные экологические условия (« мозаичность» ландшафта) их существования.

Таблица 1

**Характеристика моляров слонов рода *Loxodonta* sp., тираспольский фаунистический комплекс, Республика Молдова**

Характеристика моляров	M3 (?) sin., колл. МИФКМ, nr. 2/230	M3 sin., колл. МИФКМ, nr. 1/238	m3 dext., колл. ГММ, nr. 8/1a	m3 sin., колл ГММ, nr. 8/1b
1. Коэфф. стёртости	2	2	4	4
2. Число пластин	8<	9<	14<	23
3. Длина	116,4	>136<	>234	398
4. Ширина	99 (6)	101 (9)	101 (5)	101,4 (6)
5. Высота	189,3	207,25	192,25 (11)	191 (12)
6. Длина одной пластины	18,58	16,25	18,45	21,08
7. Частота пластин	6,25	5,9	4,8	4,7
8. Толщина эмали	2,47	3,16	3,09	3,04
9. Фигуры стирания. пластин	смешанная: (-•-, 4, мерид.; ••-, 5-7, антикв.)	смешанная: (-•-, 3-5, мерид.; ••-, 6, антикв.)	смешанная: (-•-, 3, 5-6, мерид.; ••-, 6-9, антикв.)	смешанная: (-•-, 5-6, мерид.; ••-, 7-10, антикв.)
10. Индекс гипсодонт. (5:4)	1,91	2,05	1,90	1,88

#### Список литературы

1. Гарутт В.Е., Форонова И.В. Исследование зубов вымерших слонов. Методические рекомендации, 1976. 36 С.
2. Давид А.И., Паскару В.Н., Руссу В.Н. О систематическом составе тираспольского териокомплекса среднего плейстоцена Нижнего Приднестровья // Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья. Материалы III Международной научно-практической конференции, 2009. С. 50–52.
3. Дуброво И.А. Отряд Proboscidea. Хоботные // Плейстоцен Тирасполя, 1971. С. 92–108.
4. Обадэ Т.Ф. Заметки о систематической принадлежности древнейших Elephantinae Gray, 1821 (Mammalia, Proboscidea) Европы / Obada T. The remarks on the systematic attribution of the most ancient Elephantinae Gray, 1821 (Mammalia, Proboscidea) of Europe // Материалы IV Международной мамонтовой конференции = Proceeding of the IV International Mammoth Conference, 2010. С. 80–106.
5. Обадэ Т.Ф., Давид А.И. Слоны тираспольского фаунистического комплекса // Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья, Материалы II Международной научно-практической конференции, 2005. С. 141–143.
6. Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина), филогения, биостратиграфия, палеоэкология, 2001. 244 С.
7. Чепалыга А.Л. Тираспольский фаунистический комплекс в пространстве и во времени // Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья, Материалы II Международной научно-практической конференции, 2005. С. 168–169.

8. Baygusheva V.S., Titov V.V. *Palaeoloxodon* elephant from the Sea of Azov Region // 6<sup>th</sup> Meeting of the European Association of Vertebrate paleontologists, 2008. P. 12–14.
9. Beden M. Les faunes Plio-Pléistocène de la basse vallée de l'Omo (Ethiopie) // Cahier de Paléontologie (Trav. Paléontol. Est-Afr.), Eds. CNRS, 1987. P. 9–162
10. Markova A. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe. Pleistocene chronostratigraphic subdivisions and stratigraphic boundaries in the mammal record // Quaternary International, 2007. V. 160. Is. 1. P. 100–111.
11. Pavlov M. Les éléphants fossile de la Russie // Nouv. Mem. Soc. Imper. Natur. de Moscou, 1910. Vol. XVII, N 2. 60 P., Pl. III.
12. Sinzow I. Geologische und Paläontologische Beobachtungen in Südrussland // Записки Одесского Университета, 1900. T. 79. C. 347–412.



Рис. 1. Жевательные поверхности слонов *Loxodonta* sp. из гравийных отложений с фауной тираспольского фаунистического комплекса:

1. М3(?) sin., колл. МИФКМ, nr. 2/230. Суклейский карьер (Просяная балка), Слободзейский р-н, Республика Молдова.
2. М3 sin., колл. МИФКМ, nr. 1/238, Колкотовая балка, г. Тирасполь, Республика Молдова;
- 3a. m3 dext. (колл. Г-ММ, Nr. 8/1a), 3b m3 sin. (колл. Г-ММ, Nr. 8/1b), Суклейский карьер (Просяная балка), Слободзейский р-н, Республика Молдова



РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН | DEVELOPMENT OF THE RIVER VALLEYS  
МОНДИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЮГО- | IN THE MONDINSKAY BASIN (SOUTH  
ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) | WESTERN BAIKAL REGION)

**М.Ю. Опекунова**

*Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия*  
*opek@mail.ru*

**M.Yu. Opekunova**

*V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

Самая западная из котловин Тункинской ветви (Юго-Западное Прибайкалье) – Мондинская, на протяжении довольно продолжительного времени, начиная с конца 19 века и по наши дни, остается объектом внимания многих исследователей. Наиболее дискуссионной темой является влияние плейстоценовых оледенений на развитие рельефа котловины. Сторонники оледенения (Чекановский, 1874; Комаров, 1905; Преображенский, 1927; Олюнин, 1965; Кропоткин, 1998) определяют наиболее спорные по генезису формы, так называемые «мондинские террасы» на северном склоне котловины, как береговые морены Иркутского ледника, тогда как И.М. Забелин (1950) определяет их как эрозионные террасы. Наиболее детальное изучение территории проведены В. Н. Олюниным, им на левом склоне долины Иркутки западнее п. Монды, выделено 3 береговые морены, осложненных в свою очередь, второстепенными моренными валами и аккумулятивными террасами (рис.1). По данным М.Е. Медведева и Я.Я. Кляйна (1967), основанных на поперечном структурном профилировании склона, которое выявило смещения в плиоценовых конгломератах и базальтах, и залегающих на них аллювиальных и ледниковых отложений, «мондинские террасы» определяются как мелкие сбросовые ступени, возникшие в послеледниковое время.

Рельеф рассматриваемой территории осложнен также и проявлением вулканизма (Д.-Д.Б. Базаров, Г.С. Багдасарьян, 1986). Вулкан в долине реки Хулугайма датируется средне-познемиоценовым временем, аналогичное время приводится и для базальтов Мондинской котловины ( $16,5 \pm 0,8$  млн лет).

Мондинская котловина занимает субширотное положение, ее ширина составляет 3–5, а длина 25 км, основной дренирующей рекой является Иркут, отличительной чертой для котловины является грядово-западинный рельеф.

В реку Иркут в пределах Мондинской котловины впадает десять крупных притоков с левого и семь с правого. Бассейн реки на данном отрезке асимметричен: левобережные притоки длиннее,

высотные отметки левой части выше и составляют максимальные – 3014 м (г. Вершина Хулугаймы), тогда как максимальные отметки правобережной части – 2450 м.. Продольный профиль главной реки, в пределах котловины, не выработанный, средний уклон – 9,6 м/км. Долина магистральной реки в пределах Мондинской котловины имеет корытообразную форму, склоны осложнены комплексом аккумулятивных аллювиальных террас (2, 12 и 25 м высотой), и упомянутыми выше ступенями неопределенного генезиса – «мондинскими террасами» в западной части котловины. Русло Иркутки при входе в котловину и до устья р. Аерхан, на протяжении участка длиной 7 км, раздроблено на многочисленные протки и относится к адаптированному разветвленному типу. После впадения Саган-Шулуты и Аерхана водность и транспортирующая способность главной реки увеличивается, вследствие чего количество второстепенных проток уменьшается, до п. Монды следует участок 8,5 км разветвленного извилистого русла, а далее до западной оконечности котловины река обладает неразветвленным извилистым типом русла. Все притоки Иркутки на данном участке характеризуются как реки переходного типа от горного, к среднегорному и затем котловинному поясам, что отражается на гидрологическом режиме и на морфологии долин.

Объектом для детальных исследований послужил левый приток Иркутки, р. Хулугайма в ее среднем и нижнем течении. Река впадает в Иркут в 422 км от его истока, беря начало в Тункинских Гольцах на высоте 2 450 м, а высота устья составляет 1251 м, протяженность водотока 10 км. По гидрологической классификации (Зонов, Шульгин, 1965), р. Хулугайма относится к рекам с преобладанием дождевого и наледно-снегового питания, среднегодовое значение осадков 300 мм в пределах котловины и свыше 400 мм в горном обрамлении.

Река обладает довольно хорошо развитым террасовым комплексом в среднем и нижнем течении, причем выделяются цикловые террасы, которые прослеживаются почти на всем протяжении доли-

ны, и локальные, которые отмечаются в пределах 1370–1340 м, ниже пересечения рекой вулканических отложений (рис. 1).

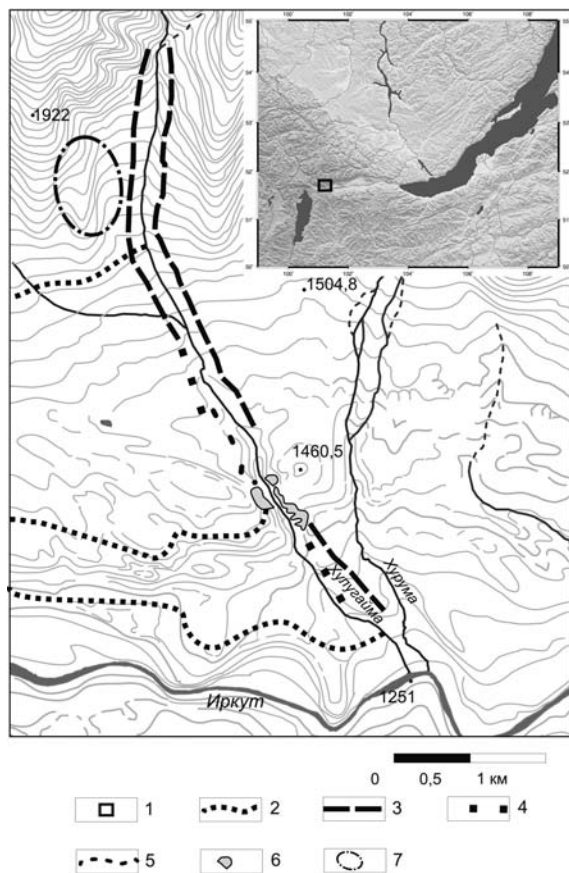


Рис. 1. Схема расположения морфометрических уровней в долине реки Хулугаймы

Условные обозначения: 1 – район исследования, 2 – границы береговых морен (по В.Н. Олюнину, 1965), 3- терраса 8–10 м, 4- терраса 5–6 м, 5 – терраса 3–4 м, 6 – ущелье в вулканических отложениях, 7 – следы прохождения селя

В результате наших исследований выделены речные террасы со следующими высотами: 8–10, 5–6, 3–4 и 2 м. Терраса высотой 8–10 м аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного типов, прослеживается по обоим бортам долины практически на всем ее протяжении. По левому берегу она имеет следующее строение: валунно-галечниковый материалом с песчаным заполнителем (аккумулятивный вариант), эрозионно-аккумулятивного виде имеет следующее строение: на цоколе высотой 4–5 м, выполненном коренными породами (граниты), залегает пачка аллювия, сложенная довольно хорошо окатанным валунно-галечниковым материалом (2–3 балла по Хабакову) с песчано-супесчаным заполнителем. Угол наклона уступа террасы 40–45°.

По правому борту морфология и строение той же 8–10 метровой террасовидной поверхности со-

вершенно другие. Начиная с высотной отметки 1780 м по правому борту, наблюдается террасовидная поверхность, высота которой повышается сначала с 5–6 м до 8–9 м, а затем на высоте 1480 м вновь понижается до 6 м. Сложена терраса серыми валунами, глыбами, с заполнителем из плохо окатанных галечников и песка, площадка террасы неровная. Описание одного из фрагментов этой террасы приведено ниже. По правому борту долины на высоте 1700 м, на расстоянии 60–40 м от русла расположена терраса с уступом крутизной почти 90°, сложенная грубообломочным неокатанным материалом (в основном глыбы), в заполнителе щебень, песок. На поверхности террасы, заросшей лесом, встречаются глыбы диаметром до 3 м. На высоте 1720 м в 100 м на восток от бровки террасы расположена гряда, сложенная неокатанными глыбами, размеры которых достигают двух метров, высота гряды достигает 2 м, ширина 30, а протяженность 300 м. Глыбы покрыты мхом, зарастают древесной растительностью. Данные отложения характеризуются как селевые.

Следующий террасовый уровень высотой 6 м фиксируется по левому борту ниже выхода реки из вулканического ущелья, в котором врез реки составляет около 70 м. Образование этого уровня обусловлено аккумуляцией размытого материала. Данная терраса аккумулятивная, сложенная довольно хорошо окатанным валунно-галечным материалом в песчано-супесчаном заполнителе. Терраса высотой 3–4 м фиксируется фрагментарно, 2-метровая аккумулятивная терраса фиксируется по обоим бортам долины почти на всем ее протяжении. Эти террасы аккумулятивные и полностью сложены аллювием, их происхождение не вызывает сомнений.

Таким образом, в долине реки Хулугаймы помимо уровней речных террас, зафиксированы также следы селевого выброса, оставившего следы на правом борте долины реки в виде гряд, эрозионных рытвин (русел временных водотоков). Отмеченные следы селевой деятельности еще раз подтверждают слова Л.Н. Ивановского, который в своих трудах указывал на значении селей в формировании рельефа Прибайкалья и на внимательную идентификацию этих отложений, так как с долей вероятности они могут быть приняты за ледниковые (Ивановский, 1985).

Выводы, которые можно сделать исходя из анализа фактического материала следующие. Отличительными чертами современного рельефа Мондинской котловины являются его унаследованность от морфоструктуры, влияние неотектонических движений, миоценового вулканизма, плейстоценовых оледенений и современных флювиальных и склоновых (усиленных сейсмичностью) процессов. При реконструкции оледенений необходимо

учитывать характер и интенсивность как флювиогляциальных (Выркин, 1998; Щетников, Уфимцев, 2004), так и современных и древних флювиальных процессов, так как ледниковый рельеф мог в значительной степени быть изменен именно этими процессами. Особое внимание следует по нашему

мнению, уделить изучению речных долин и водораздельных поверхностей притоков магистральной реки, так как эти исследования (в частности исследования речных террас) несут дополнительную информацию и помогают полнее восстановить общую картину развития рельефа котловины.

### Список литературы

1. Базаров Д.-ДБ., Багдасарьян Б.Г. Основные этапы проявления кайнозойского вулканизма Забайкалья и Прибайкалья // Геология, палеовулканология и рельеф Забайкалья. Сб. ст. – Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1986. – С. 91–101.
2. Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
3. Забелин И.М. О характере последнего оледенения в верховьях рек Иркутка и Китоя // Вест. МГУ. Сер. физ.-мат. и естест. наук. 1950. № 12. Вып. 8. С. 155–166.
4. Зонов Б.В., Шульгин М.Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища. – М.: Наука, 1966. – 168 с.
5. Ивановский Л.Н. Значение селей в формировании отложений плейстоцена южного побережья Байкала // География и природные ресурсы, 1985. № 3. С. 35–42.
6. Комаров В. Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 году // Изв. РГО. – 1905. – т. 41, вып. 1. – С. 23–154.
7. Кропоткин П.А. О следах ледникового периода в Сибири (1876) // Петр Алексеевич Кропоткин. Естественнонаучные работы. – М.: Наука, 1998. – С. 85–99.
8. Медведев М. Е., Клейн Я. Я. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967. Вып. 2 (4). С. 258–260.
9. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. – М.: Наука, 1965. – 127 с.
10. Преображенский П.И. Следы древнего оледенения в верховьях рек Иркутка и Оки // Изв. Геол. Комитета за 1926 г. – Л., 1927. – Т. 45, № 8. – С. 839–850.
11. Чекановский А. Л. Геологическое исследование в Иркутской губернии // Зап. Сиб. Отд. РГО. – 1874. – Т. 11. – 398 с.
12. Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). – М.: Научный мир, 2004. – 160 с.

**ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИАНГАРЬЯ  
И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА** | **LATE NEOPLEISTOCENE SEDIMENTS  
OF THE NORTHERN ANGARA REGION  
AND THEIR PALEO GEOGRAPHIC  
CHARACTERISTIC**

**О.Л. Опокина<sup>1,2</sup>, Е.Б. Ощепкова<sup>3</sup>, Е.А. Липнина<sup>3,4</sup>, С.А. Когай<sup>3</sup>, Е.Л. Никулина<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия*

<sup>2</sup>*Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия*

<sup>3</sup>*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

<sup>4</sup>*Иркутская лаборатория археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН, Иркутск, Россия*  
opokina@ikz.ru

**O.L. Opokina<sup>1,2</sup>, E.B. Oschepkova<sup>3</sup>, E.A. Lipnina<sup>3,4</sup>, S.A. Kogai<sup>3</sup>, E.L. Nikulina<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia*

<sup>2</sup>*Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen, Russia*

<sup>3</sup>*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

<sup>4</sup>*Irkutsk Laboratory of Archaeology and Paleoecology, Irkutsk, Russia*

Четвертичные отложения юга Средней Сибири изучались инженер-геологами, геокриологами, почвоведом, большой вклад в исследования внесен археологами (Лобачев и др., 1964; Геокриология СССР, 1989; Воробьева, 1991; Дроздов, Чеха, 2002; Слагода, Медведев, 2004; Новосельцева, 2007; Опокина и др., 2007). В последние годы, в результате проведения масштабных георхеологических работ в зоне затопления ложа водохранилища Богучанской ГЭС получены новые материалы по четвертичной геологии региона.

В 2011–2012 гг. изучены позднеплейстоценовые и голоценовые отложения на археологических памятниках Ёдарма-II и Усть-Ёдарма-II, расположенных в устье р. Ёдарма. Район исследований расположен на юго-западе Средне-Сибирского плоскогорья, в пределах Приангарского плато. Территория характеризуется сложным геоморфологическим и геологическим строением, обусловленным новейшими и более ранними тектоническими процессами (Денисенко, Ощепкова, 2012). Низовья Ёдармы приурочены к зоне верхнепалеозойского разлома Като-Ёдарминского тектонического узла. В береговом обнажении в устье реки обнажаются туфы и туфо-песчаники корвучанской свиты триаса, сверху они перекрыты корой выветривания юрского-мел-палеогенового (?) возраста и маломощным чехлом четвертичных отложений (Геологическая карта, 1967; Роговской и др., 2012). Резко континентальный климат региона с сильными морозами способствует глубокому промерзанию пород и формированию линз многолетнемерзлых пород (Геокриология СССР, 1989). В районе проведения работ отдельные островки мерзлых пород были вскрыты на Ангарском склоне северо-восточной экспозиции на глубине 2–3,5 м.

Изученные георхеологические объекты расположены в пределах разных геоморфологических элементов: Ёдарма II – на локальной цокольной террасе р. Ёдарма, ограниченной уступом коренных пород, Усть-Ёдарма II – на пологой и волнисто-ступенчатой склоновой поверхности Ангарского левобережья (Роговской и др., 2012).

Голоценовые отложения, представленные современными почвами и элювиально-делювиальными суглинками и супесями, фиксируются повсеместно в пределах всей Ёдарминской площади. Они имеют мощность 0,5–1,2 м, на склонах и террасах подстилаются неоплейстоценовыми делювиальными отложениями, на высокой водораздельной поверхности залегают непосредственно на юрской-мел-палеогеновой коре выветривания.

Позднеплейстоценовые отложения местонахождения Ёдарма II имеют делювиальный генезис и характеризуются не выдержанностью слоев по простирацию. В разрезе террасовой площадки преобладают слоистые глины и суглинки, к бровке террасы они постепенно выклиниваются и/или сменяются слоистыми супесями и песками с прослоями крупнозернистых песков и суглинков. Мощность отложений составляет 2,5 м, у бровки увеличивается до 3,8 м. Слоистая толща залегают на элювиальных образованиях дочетвертичного возраста, представленных дресвяно-щелбино-глыбовыми отложениями.

На археологическом объекте Усть-Ёдарма II под голоценовыми отложениями вскрывается слоистая толща представленная суглинками и тонкозернистыми песками. Она с размывом залегают на красно-бурых суглинках, отнесенных предположительно к почвам каргинского времени. Суглинки подстилаются слоистыми песчано-глинистыми отложениями, в кровле слоя они



водонасыщенны, с глубины 3,5 м находятся в мерзлом состоянии.

В отложениях археологических памятников выявлены следующие геологические образования: псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, первично-грунтовые жилы, разрывные деформации в виде трещин смещения и инволюции.

В разрезе Ёдарма-II выделено два разновозрастных яруса крупных псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Нижний ярус полигонально-жильных структур вскрыт на глубине 0,5–1,6 м, расстояние между жилами 4–5 м. Они имеют клиновидную форму и наклонное залегание, верхняя часть их размыта, местами нарушена внедрениями структур более позднего яруса. Ширина жил в верхней части составляет 2 м, вертикальные размеры до 3 м. Слоистость вмещающих отложений на контактах с псевдоморфозами слабо изогнута вниз в нижней части разреза, задирается вверх и приобретает вертикальное залегание в верхней. Блоки пород между псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам разбиты грунтовыми жилками небольших размеров. Они прослеживаются от кровли слоя, залегают наклонно и выклиниваются через 0,7 м. И крупные и мелкие жильные структуры выполнены отложениями перекрывающего слоя, представленного темно-коричневыми суглинками с прослоями гумуса. Суглинки перемешаны, перемята, их мощность в пределах террасы составляет 0,6–0,8 м, слой постепенно выклинивается и в прибровочной части террасы фиксируется только как заполнитель псевдоморфоз. Суглинки вмещают археологический материал, возраст которого соответствует каргинскому времени (Роговской и др., 2012).

Более поздний ярус псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам представлен небольшими по размеру субвертикальными клиновидными структурами. Они внедряются в слоистую толщу с псевдоморфозами нижнего яруса и фиксируются в разрезе на расстоянии 1,7–2 м друг от друга. Ширина жил составляет 0,9–1 м, вертикальные размеры – 1,7 м. В верхней части жильные структуры выполнены вышележащими голоценовыми

супесями, в нижней – вмещающими слоистыми отложениями. Слоистость вмещающих отложений на контакте с жилами изгибается вверх и приобретает вертикальное залегание. Этот ярус псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам был выделен и в слоистых отложениях разреза Усть-Ёдарма II.

Слоистость отложений, вмещающих полигонально-жильные структуры, на обоих археологических памятниках нарушена многочисленными разрывными смещениями. В приконтактной зоне с псевдоморфозами разрывные вертикальные смещения пород по трещинам составляют 2–6 см. По происхождению они криогенные, образовались при неравномерном протаивании льда жил и сильнольдистых пород. Более протяженные трещины (до 1 м) возникли в результате проявления гравитационных или тектонических процессов. Величина смещения пород по трещинам составляет 0,1 м.

Полученные данные указывают, что полигонально-жильные льды нижнего яруса формировались при сингенетическом промерзании пород в зырянское время. Крупные размеры структур и небольшие расстояния между ними указывают на суровые условия в период формирования и роста полигонально-жильных льдов (Романовский, 1977). Вытаивание льда жил и образование псевдоморфоз происходило в каргинское время. При этом археологический материал, находившийся в деятельном слое, был вовлечен вместе с отложениями слоя в образовавшиеся полости. Последующее похолодание в сартанский период вызвало эпигенетическое промерзание пород, сопровождавшееся формированием и ростом полигонально-жильных льдов.

То в результате исследований установлено, что в позднем неоплейстоцене природные условия Северного Приангарья неоднократно менялись от экстремально холодных до относительно теплых. Формирование субэаральных отложений происходило при одновременном влиянии криогенных и неотектонических процессов.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 12-05-31443, гранта Президента РФ НШ-5582.2012.5.

#### Список литературы

1. Воробьева Г.А. Древние и современные криогенные явления в субэаральных отложениях и почвах юга Средней Сибири. / Криология почв. Пушино, 1991. С. 20–26.
2. Геокриология СССР. Средняя Сибирь. / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1989. 414 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Ангаро-Ленская. Л. О-48-ХIII. Объяснительная записка / Г.С. Инешин, С.Г. Каницкая, Р.А. Соловьев. М.: Недра, 1967. 56 с.
4. Денисенко Е.П., Ощепкова Е.Б. Тектоника и геологическая летопись структурного развития районов Байкальской Сибири // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология», 2012. № 1. С. 22–32.

5. Дроздов Н.И., Чеха В.П. Палеокриогенез, палеогеохимия и вопросы реконструкции климатов четвертичного периода (бассейны Енисея и Ангары) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. С. 163–177.
6. Лобачев Н.А., Ломоносова Н.А., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 194 с.
7. Новосельцева В.М. Опыт работы на геoarхеологическом объекте Игетейский лог III // Северная Евразия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология. Мат-лы Междунар. конф., Т. 2, Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2007. С. 66–73.
8. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Ощепкова Е.Б. Трансформация палеокриогенных образований под воздействием экзогенных геологических процессов на палеолитических местонахождениях Прибайкалья. // Северная Евразия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология. Мат-лы Междунар. конф., Т. 2, Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2007. С. 73–78
9. Роговской Е.О., Козай С.А., Новосельцева В.М., Ощепкова Е.Б., Попов А.А., Таракановский С.П. Геoarхеологические исследования на палеолитических объектах Северного Приангарья // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геoarхеология. Этнология. Антропология», 2012. № 1. С. 203–219.
10. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
11. Слагода Е.А., Медведев Г.И. Палеокриогенные образования, стратиграфия, геoarхеология четвертичных отложений Байкальской Сибири // Криосфера Земли, 2004. Т. VIII. № 1. С. 18–28.

**ПАЛЕОУСЛОВИЯ РАННЕГО  
ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОЙ  
АТЛАНТИКИ И СОПОСТАВЛЕНИЕ  
С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СЕВЕРОМ** | **THE PALEOCONDITIONS OF THE EARLY  
EOPLEISTOCENE OF SOUTH ATLANTIC  
AND CORRELATION  
WITH THE CONTINENTAL NORD**

**Н.С. Оськина, О.Б. Дмитренко**  
Институт океанологии РАН, Москва, Россия  
nsoskina@mail.ru

**N.S. Oskina, O.B. Dmitrenko**  
P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia

Изменение голоценовых и позднеплейстоценовых палеоокеанологических условий в Южной Атлантике изучено довольно хорошо. В отечественных рейсах научно-исследовательских судов были получены десятки колонок донных осадков этого возраста. Микропалеонтологическое и изотопнокислородное исследование этих отложений с применением метода радиоуглеродного датирования возраста позволило реконструировать изменения среднегодовых палеотемператур воды и получить интересные данные. Выяснилось, что во время последнего холодного этапа плейстоцена, которое по датировкам совпадает со временем валдайского оледенения на Русской равнине, вюрмским оледенением в Европе и висконсинским оледенением в Северной Америке, приафриканские апвеллинги были мощнее, чем в настоящее время (Бараш и др., 1980; Оськина, 1987).

Для того чтобы получить возможность изучить палеоокеанологические условия более ранних этапов четвертичного периода, необходим материал из скважин глубоководного бурения. Нами были исследованы комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона из кернов скважина 362, пробуренная в 40-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» на плато Абутмент хребта Фрио (отроги Китового хребта при переходе к континентальному склону Южной Африки). Координаты станции – 19°45.45' ю.ш., 10°31.95' з.д., глубина 1325 м. По комплексам

планктонных фораминифер реконструировалась среднегодовая палеотемпература поверхностной воды и построена палеотемпературная кривая, на которой выделяется ряд холодных и теплых пиков. По комплексам наннопланктона было произведено стратиграфическое расчленение отложений, выделены горизонты, соответствующие определенным стратиграфическим зонам с уже известными возрастными диапазонами и таким образом получена возрастная привязка реконструированных по планктонным фораминиферам холодных и теплых пиков (рис. 1).

Самый холодный пик был отмечен на глубине примерно 50 м в зоне *Calcidiscus macintyreii*. Возраст зоны 1.51–1.65 млн лет (Gartner, 1977). По датировкам, принятым в 175 рейсе ODP – 1.67–1.95 млн лет, а средний эффективный возраст, смоделированный с учетом разных данных – 1.63–2.05 млн лет (Berger et al., 2001). Таким образом, отложения этого холодного этапа относятся к нижнему эоплейстоцену, и их можно сопоставить по возрасту с дунайским оледенением в Европе, домашкинским горизонтом на Русской равнине и трофимовским в Сибири. В Северной Америке самые ранние ледниковые отложения, относящиеся к небрасскому оледенению, моложе и сопоставляются с гюнцскими отложениями Европы. Интересным оказалось сравнение палеотемпературных условий разных районов, приведенное в таблице.

Таблица 1

**Палеотемпературы позднего плейстоцена и раннего эоплейстоцена  
в районе скважины 362 и в центральной части Южной Атлантики по планктонным фораминиферам**

Время	Температура в центре океана, С	Температура в районе станции, °С	Разница температур, °С
Современное	22–24	16–17	6–7
Поздний плейстоцен – максимум последнего оледенения 18 тыс. лет назад	20–22	4–6	15–17
Нижний эоплейстоцен 1.5–1.6 млн лет назад	Температура в районе скважин 516 и 518 DSDP 20–23	2–5	18–20

Разница среднегодовых палеотемператур воды в районе станции и в центральной части Южной Атлантики свидетельствует о том, что в раннем эоплейстоцене температура в центре океана была несколько ниже современной, а в районе станции намного ниже современной и даже ниже позднелейстоценовой. Следовательно, прибрежный ап-

веллинг в раннем эоплейстоцене был более мощный, чем сейчас. Можно сделать вывод, что оледенениям в Северном полушарии соответствует в Южном полушарии холодные этапы, сопровождающиеся мощными апвеллингами. Большая разница температур может указывать на более интенсивную в эти этапы циркуляцию воды на поверхности и на глубине.

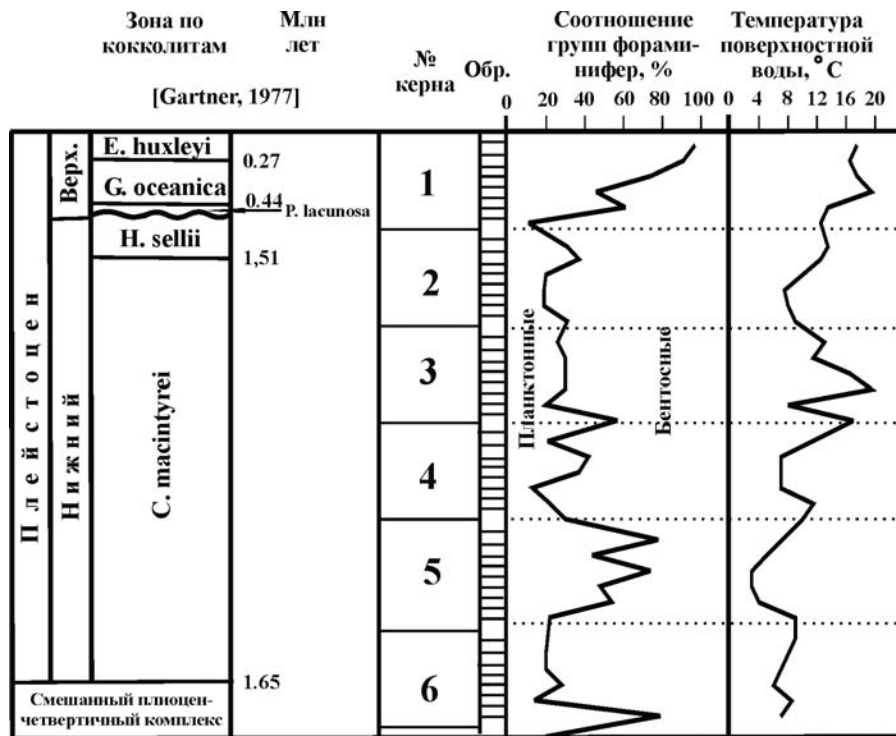


Рис. 1. Соотношение содержаний планктонных и бентосных фораминифер и восстановленные по планктонным фораминиферам температуры поверхностной воды в четвертичном разрезе скважины 362

#### Список литературы

1. Бараиш М.С., Оськина Н.С., Иванова Е.В. Приафриканские апвеллинги в позднем плейстоцене по данным изучения планктонных фораминифер // Океанология, 1980. Вып. 1. Т. 20. С. 97–105.
2. Оськина Н.С. Палеоокеанология Атлантического океана в неоген-четвертичное время // Дисс. на соискание степени канд. геол.-мин. наук. 1987, Москва.
3. Berger W.H., Lange C.B., Wefer G. Upwelling History of the Benguela-Namibia System: A synthesis of Leg 175 Results // Proceeding of the ODP, Sci. Results // Wefer G. et al. (Eds.). Washington (U.S. Govt. Printing Office), Scientific Results, 2001. V. 175. P. 1–103.
4. Gartner S. Nannofossils and biostratigraphy: an overview // Earth-Sci. Rev., 1977. V. 13. № 3. P. 227–250.



ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ САРТАНСКОГО КРИОХРОНА  
НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ И ЯНО-  
ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

SARTAN STADIAL LANDSCAPE-CLIMATIC  
CONDITIONS IN THE NEW SIBERIAN  
ISLANDS AND YANA-INDIGHIRKA  
LOWLAND

Е.Ю. Павлова<sup>1</sup>, В.В. Питулько<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

pavloval@rambler.ru, pitulkov@rambler.ru

E.Y. Pavlova<sup>1</sup>, V.V. Pitulko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Arctic & Antarctic Research Institute, St. Petersburg

<sup>2</sup>Institute for Material Culture History, RAS, St. Petersburg

К настоящему моменту на территории Новосибирских островов и Яно-Индигорской низменности известно весьма ограниченное число разрезов четвертичных отложений, позволяющих получить обоснованную информацию о ландшафтно-климатических условиях сартанского криохрона. Немногочисленные опубликованные материалы для хронологического диапазона 25–12,5 тыс. л.н. представлены датированными спорово-пыльцевыми диаграммами по разрезам о. Котельный (Макеев и др., 1989), о. Новая Сибирь (Павлова и др., 2010), о. Большой Ляховский (Wetterich et al., 2011), нижнего течения р. Яна (Томирдиаро, Черненький, 1987; Питулько и др., 2007). Их существенно дополнили результаты, полученные в ходе работ проекта «Жохов-2000» (2000–2012 гг.), в том числе новые палеоботанические данные, обеспеченные <sup>14</sup>C датировками, из разрезов на островах Котельный, Новая Сибирь, Жохова и в нижнем течении р. Яна в районе Янской палеолитической стоянки.

Самое северное местонахождение сартанских отложений изучено на о. Жохова (76°06' с.ш. 152°42' в.д.), где осадки ледового комплекса присклонового типа, представленные многолетнемерзлыми горизонтально-волнисто-слоистыми алевритами с развитыми в них сингенетичными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), показали <sup>14</sup>C возраст 22260 ± 80 л.н. (Beta-173077) и 19650 ± 70 л.н. (Beta-216800). Торфяники, сформировавшиеся в термокарстовых котловинах по ледовому комплексу, датированы 9500–7500 л.н.

На о. Новая Сибирь в обн. Вершина (75°20' с.ш. 148°18' в.д.) разрез многолетнемерзлых отложений видимой мощностью 24 м представлен снизу вверх сложно дислоцированными прибрежно-морскими осадками, пластовым льдом, мореной, перекрытой торфяником мощностью 0,9–1,5 м и покровным суглинком с тонкими прослоями торфа (Павлова и др., 2010). Подошва торфяника датирована как >28000

л.н. (ЛЕ-6184), средняя часть – 25300 ± 700 л.н. (ЛЕ-6185), кровля – 18900 ± 300 л.н. (ЛЕ-6186), прослой торфа из покровных суглинков – 11900 ± 450 л.н. (ЛЕ-6391).

На о. Котельном на правом берегу р. Балыктах (75°15' с.ш. 139°54' в.д.) разрез второй н/п террасы представлен отложениями ледового комплекса с сингенетичными ПЖЛ и перекрывающими их торфяно-болотными осадками. Разрез обеспечен <sup>14</sup>C датировками в интервале от 20840 ± 100 л.н. (Beta-190097) до 9090 ± 40 л.н. (ЛЕ-6368).

В западной части Яно-Индигорской низменности в непосредственной близости от месторасположения Янской палеолитической стоянки (70°43' с.ш. 135°25' в.д.) (Pitulko et al., 2004; Питулько, Павлова, 2010) для разреза отложений едомной свиты, слагающих вторую н/п террасу нижнего течения р. Яна, получена серия детально датированных спорово-пыльцевых диаграмм, позволившая дать ландшафтно-климатическую характеристику времени формирования осадков на протяжении 37,2–10,5 тыс.л.н., были получены средние показатели температур самого теплого месяца ( $t_{\text{с\text{т}м}}$ ), среднегодового количества осадков ( $P$ ) и их отклонения от современных значений  $\Delta t_{\text{с\text{т}м}}$  и  $\Delta P$  (Павлова и др., 2009; Питулько, Павлова, 2010). (Современные значения:  $t_{\text{июля}} = +11-11,5^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 240$  мм/год.) К сартанскому криохрону, датированному серией <sup>14</sup>C дат в интервале 25610 ± 210 (Beta-204861) – 12390 ± 60 (Beta-204856), относятся сегменты в трех непрерывных палинологических записях.

Климатические реконструкции позволяют заключить, что на западе Яно-Индигорской низменности близкие к современным условия, существовавшие 28–27 тыс.л.н., изменились в сторону похолодания и увеличения среднегодового количества осадков после 25 тыс. л.н. К 24 тыс. л.н. произошло существенное ухудшение климата, когда  $t_{\text{с\text{т}м}}$  стали выражено ниже современных,  $\Delta t_{\text{с\text{т}м}}$  понизились до  $-3,5^{\circ}\text{C}$ , а  $\Delta P$  увеличились до +180 мм;

на смену гемикриофитостепным ландшафтам второй половины каргинского интерстадиала, представленным разнотравно-злаково-осоковыми и разнотравно-попынно-злаковыми фитоценозами, пришли гемикриофитостепные и тундростепные опынно-злаково-осоковые и разнотравно-осоково-злаковые растительные сообщества, существовавшие до 20 тыс. л.н.

В районе Новосибирских островов начальный отрезок сартанского криохрона отражен в отдельных палиноспектрах о. Большой Ляховский, датированных в интервале 25,7–22,3 тыс.л.н., и характеризовался развитием тундростепной разнотравно-осоково-злаковой растительности (Wetterich et al., 2011).

На о. Новая Сибирь в это время существовали холодные условия повышенного периодически избыточного увлажнения, благоприятные для формирования маломощных торфяников (Павлова и др., 2010). Растительность 26–23 тыс.л.н. была представлена переувлажненными злаково-гипновыми, осоково-злаково-гипновыми и гипновыми тундровыми фитоценозами эвтрофного типа и осоково-злаковыми сообществами с редкой кустарниковой ивой. После 23 тыс. л.н. на о.Новая Сибирь произошла смена низинных травяно-гипновых фитоценозов переходными пушицеиево-осоково-гипновыми сообществами, отражающими переход низинных торфяников в фазу атмосферного питания. По периферии полигонов на валиках, на дренируемых повышенных участках рельефа произрастали тундростепные травяные осоково-злаковые и злаковые сообщества.

На о. Жохова 22,3–21,5 тыс. л.н. существовали умеренно увлажненные разреженные разнотравно-осоково-злаковые, опынно-осоково-злаковые и осоково-злаково-гипновые тундровые сообщества. После 21,5 тыс. л.н. палиноспектры отражают заметное изменение условий в сторону большего похолодания и увеличения сухости климата, растительность была представлена тундростепными осоково-злаково-гипновыми, злаково-осоково-гипновыми и опынно-осоково-злаковыми фитоценозами.

Общая тенденция изменения условий увлажнения в сторону ксерофитизации отчетливо намечается по материалам о. Котельный около 20,5 тыс. л.н., когда разнотравные осоково-злаковые и травяно-моховые сообщества с редкой кустарниковой ивой сменились опынно-осоково-злаковыми и злаково-попынными фитоценозами.

На западе Яно-Индибирской низменности переход климата из криогигротической в криоксеротическую стадию произошел на рубеже 19–18,5 тыс. л.н., когда  $\Delta t_{\text{стм}}$  составили -2--4°C, а  $\Delta P$  были близки к современным значениям. Растительность была пред-

ставлена гемикриофитостепными-тундростепными гвоздично-попынно-осоково-злаковыми и опынно-злаково-гвоздично-осоковыми сообществами с плаунком скальным. Максимум похолодания и аридизации приходится на 17 тыс. л.н. В это время  $\Delta t_{\text{стм}}$  достигли отрицательного экстремума и составили -4,5...7°C, а  $\Delta P$  понизились до -50...100 мм. Ландшафты характеризовались разреженным растительным покровом и развитием тундростепных разнотравно-попынно-злаково-осоковых фитоценозов с постоянным присутствием плаунка скального.

Радикальная смена экологических условий, вызванная резким похолоданием и уменьшением влажности, произошла после 19 тыс.л.н. на Новосибирских островах, что привело к прекращению процесса торфонакопления на о. Новая Сибирь, обеднению и сокращению проективного покрытия растительности, представленной отдельными куртинками осок, злаков, опынней. На о.Жохова были развиты истощенные малопродуктивные разреженные осоково-злаково-гипновые и гипново-злаковые тундростепные сообщества. На о. Котельном экстремально холодные и сухие условия отмечались после 17,5 тыс. л.н., когда получили широкое развитие тундростепные разнотравные злаково-осоково-попынные, опынно-осоково-злаковые и разнотравно-злаково-попынные растительные группировки.

Относительное потепление и увлажнение климата на западе Яно-Индибирской низменности отмечается к 14 тыс.л.н., когда  $t_{\text{стм}}$  повысились,  $\Delta t_{\text{стм}}$  возросли от -4...4,5°C до 0...1°C, увеличились  $\Delta P$  до +80 мм. Тундростепной характер ландшафтов сохранялся при переходе от гвоздично-попынно-осоково-злаковых сообществ к разнотравно-злаково-осоковым с неизменным присутствием плаунка скального. На о.Котельный некоторое смягчение условий, связанное с уменьшением сухости, произошло после 14,5 тыс. л.н. Ландшафты были представлены разнотравно-попынно-злаково-осоковыми и опынно-осоково-злаковыми тундростепными фитоценозами.

Климатические изменения рубежа позднеледниковья-голоцена протекали весьма динамично. Заметное потепление 12,6–12,1 тыс. л.н., соответствующее потеплению бёллинг в Европе, фиксируется в разрезах нижнего течения р. Яна (Павлова и др., 2009) и на о. Котельный (Makeyev et al., 2003). К 12 тыс.л.н. потепление выразилось в увеличении  $t_{\text{стм}}$  и  $P$  при  $\Delta t_{\text{стм}}$  от +1 до +3°C и  $\Delta P=+10...80$  мм (возможно до +180 мм). Похолодание среднего дриаса 12,1–11,9 тыс.р.л.н. было коротким, однако оно получило отражение в палиноспектрах разреза второй н/п террасы р. Яна. Потепление 11,9–11 тыс. л.н., соответствующее европейскому аллерёду,

проявилось как в западной части Яно-Индигорской низменности, так и на Новосибирских островах (Павлова и др., 2009, 2010). Похолодание позднего дриаса (11–10,5 тыс. л.н.) не выражено достаточно отчетливо. Время 10,6 тыс.л.н. явилось рубежом, после которого увеличение температуры и влаж-

ности привело к окончательному формированию тундровых ландшафтов, интенсивному развитию термокарстовых процессов, активизации процессов торфонакопления на Яно-Индигорской низменности и Новосибирских островах, что подтверждается имеющимися материалами.

#### Список литературы

1. *Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Д.П., Тertyчная Т.В.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1989. № 58. С. 58–69.
2. *Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Питулько В.В.* Природно-климатические обстановки второй половины позднего неоплейстоцена на Яно-Индигорской низменности и Новосибирских островах (опыт корреляции палеоботанических данных) / Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы VI Всерос. сов. по изуч. четверт. периода. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2009. С. 460–464.
3. *Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В.* Следы древнего оледенения на о.Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене // Лед и Снег. 2010. № 2 (110). С. 85–92.
4. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю.* Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. СПб: Наука, 2010. 264 с.
5. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Тумской В.Е., Анисимов М.А.* Природно-климатические изменения на Яно-Индигорской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // ДАН, 2007. Т. 417. № 1. С. 103–108.
6. *Томирдиаро С. В., Черненький Б. И.* Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 200 с.
7. *Makeyev, V.M., Ponomareva, D.P., Pitulko, V.V., Chernova, G.M., Solovyeva, D.V.* Vegetation and climate of the New Siberian Islands for the past 15,000 years // Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2003. V. 35 (1). P. 56–66.
8. *Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Giryа E.Yu., Basiyan A.E., Tumskoy V.E., Koulakov S.A., Astakhov S.N., Pavlova E.Yu., Anisimov M.A.* The Yana RHS Site: Humans in the Arctic Before the Last Glacial Maximum // Science, 2004. V. 303. No. 5654. P. 52–56
9. *Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A. A., Opel T., Schirrmeyer L., Meyer H.* Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // Quaternary Science Reviews, 2011. V. 30 (21–22). P. 3139–3151.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ  
ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА НА  
ТЕРРИТОРИИ АЛЯСКИ

THE PALEOECOLOGICAL STUDIES  
USING DIATOM ANALYSIS METHOD  
IN THE ALASKA REGION

О.В. Палагушкина<sup>1</sup>, Л.Б. Назарова<sup>1,2</sup>, Л. Ширрмайстер<sup>2</sup>, С. Веттерих<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

<sup>2</sup>Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия  
opalagushkina@mail.ru

O. V. Palagushkina<sup>1</sup>, L. B. Nazarova<sup>1,2</sup>, L. Schirrmaister<sup>2</sup>, S. Wetterich<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

<sup>2</sup>Institute of Polar and Marine Research, Alfred Wegener Institute, Potsdam, Germany

Исследования изменений в окружающей среде Берингии представляют большой интерес для палеоклиматологии, палеокеанографии, археологии, палеоэкологии. Источником информации о происходивших изменениях чаще всего служат мерзлотные отложения, сосредоточенные, в том числе, и в таких образованиях, как вспучивания или «пинго». «Пинго» – достаточно распространенная форма рельефа полигональной тундры на северном побережье полуострова Сьюард, Аляска, США, восточная Берингия. На склоне эродированного «пинго» был взят керн Kit-1 (66, 34° N; 164,18° W), в том числе, и для исследования диатомовых водорослей. Техническая обработка образцов, определение и дальнейший анализ диатомовых проводились по стандартным методикам (Battarbee, 1986; Забелина, 1951; Krammer, 1986; Krammer, 1988; Krammer, 1991 a; Krammer, 1991 б; Баринаева и др., 2006). Также была проведена реконструкция pH с использованием Европейской базы данных по диатомовым водорослям (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasetdesc.jsp?DatasetId=pH>). Возраст колонки мерзлотных отложений по данным углеродного анализа датировался от 42,5 тыс. л.н. (ранний-средний Висконсин) до 8,1 тыс. л.н. (ранний Голоцен). В 27 пробах керна было определено 153 таксона диатомовых рангом ниже рода. Выявленная диатомовая флора была представлена в основном, бентосными, алкалофильными космополитными, индифферентными к солености и течению воды видами, предпочитающим умеренные температурные условия. Распределение диатомей по горизонтам различных геологических периодов было неравномерным. Так, в пробах раннего-среднего Висконсина (42,5–42,3 тыс. л.н.) число видов и створок было очень низким. Среди встреченных видов отмечались *Denticula kuetzlingii*, *Ellerbeckia arenaria*, *Fragilaria capucina*, *Pinnularia brevicostata*. Присутствие и уровень развития перечисленных видов свидетельствуют о мелководности

и олиготрофности формируемого водоема, а также о низких температурах воды. Реконструированное значение pH составляло 8,2. Начало периода среднего-позднего Висконсина (42,3–31,4 тыс. л.н.) сопровождалось ростом числа видов и створок. Часто встречающимися видами были *Cymbella arctica*, *C. cesatii*, *C. cymbiformis*, *Navicula radiosa*. Восстановленное значение pH колебалось от 6,19 до 7,97. Рост числа видов из рода *Cymbella* отражает повышение температуры воздуха, приведшего к увеличению периода открытой воды и вегетационного периода. Удлинение вегетационного периода способствовало формированию литоральной зоны и развитию мхов, также увеличивающих разнообразие видов рода *Cymbella*. В пробах керна, относящихся примерно к середине этого геологического периода, отмечалось полное отсутствие диатомовых вследствие попадания в водоем вулканического пепла. Дальнейшее развитие диатомей отмечалось только к концу среднего-позднего Висконсина. Видовое богатство возросло до 48 видов с достоверным для статистики количеством створок, среди доминантов отмечались *Aulacoseira subarctica*, *Cyclotella rossii*, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa*. Восстановленное значение pH колебалось от 6,2 до 6,3 Доминирование планктонных видов косвенно свидетельствует о потеплении в регионе и формировании постоянного достаточно глубокого водоема. В период позднего Висконсина (19 тыс. л.н.) на фоне похолодания происходили понижение уровня воды, повышение ее минерализации, уменьшение видового богатства (до 28 видов), смена доминантов и субдоминантов (преобладали *Amphora libyca*, *Cymbella incerta*, *Navicula tuscula*). Реконструированное значение pH менялось от 7,6 до 7,9. В период раннего Голоцена (8,4–8,1 тыс. л.н.) вследствие потепления отмечалось восстановление озерных условий на исследуемой территории, сопровождавшееся ростом числа видов и створок. Среди доминантов и субдоминантов отмечались



*Fragilaria capucina*, *F. pinnata*, *F. brevistriata*, которые своим развитием подтверждают наступление периода с более высокими температурами воздуха. Восстановленное значение рН менялось от 6,7 до 7,2. Представленные результаты не противоречат данным, полученным по другим палеоиндикаторам (пыльца, остракоды, моллюски, харовые водоросли и др.), а использованием для анализа динамики изменений в окружающей среде и ландшафте

диатомовых водорослей позволяет более детально отразить экологические условия в различных геологических периодах и уточнить этапы в развитии водной экосистемы.

Исследования проводились при поддержке фонда ДААД, Германия (грант А1104289) и Министерства образования и науки РФ, проект 12-05 «Изменение климата Берингии и эволюция перигляциальных экосистем», Россия.

### Список литературы

1. *Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В.* Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив, 2006. 498 с.
2. *Забелина М.М.* Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли. Москва, Советская наука, 1951. 619 с.
3. *Battarbee R.W.* Diatom Analysis; in: Berglund, B.E. (ed.) Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. 1986. P. 527–570
4. *Krammer K.* Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 1, Teil: Naviculaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1986. 200 p.
5. *Krammer K.* Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 2, Teil: Bacillariaceae, Epitemiaceae, Surirellaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1988. 250 p.
6. *Krammer K.* Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 3, Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1991 a. 180 p.
7. *Krammer K.* Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 4, Teil: Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. Geamtliteraturverzeichnis. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag, 1991 б. 180 p.
8. <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasetdesc.jsp?DatasetId=pH>

ЗЕМЛЕРОЙКИ (EULIPOTYPHILA: SORICIDAE) ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ | QUATERNARY SHREWS (EULIPOTYPHILA: SORICIDAE) OF EASTERN ASIA

В.Е. Панасенко

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
valry@inbox.ru

V.E. Panasenko

Institute of Biology & Soil Sciences, Far Eastern Branch RAS, Vladivostok, Russia

Для семейства Soricidae в ископаемом состоянии описано свыше 250 видов и более 70 родов (Wolsan, Hutterer, 1998), тем не менее, палеонтологическая изученность землероек существенно слабее по сравнению с другими группами мелких млекопитающих, например, грызунов. На это есть несколько причин. Во-первых, остатки землероек в местонахождениях обычно присутствуют в незначительном количестве по сравнению с теми же грызунами. Во-вторых, таксономическая идентификация землероек возможна только при удовлетворительной сохранности черепа или, что бывает чаще, нижней челюсти, в то время как грызунов возможно с успехом идентифицировать даже по изолированным зубам. Еще один аспект – в целом небольшое количество специалистов, которые берутся за определение палеонтологического материала. Из-за суммы этих причин даже то небольшое количество остатков землероек, которое извлекают при раскопках часто остается без определения. В результате данные по ископаемым землеройкам фрагментарны и разрозненны, что затрудняет комплексный фаунистический и систематический анализ этой группы. Данные по палеонтологическим находкам землероек всего мира были обобщены в монографии «Evolution of Shrews» (1998), однако с тех пор появилось много новых находок. Целью настоящей работы является обобщение опубликованных данных по четвертичным местонахождениям Восточной Азии, содержащих остатки землероек (вне зависимости от того, были они определены или нет).

Для раннего плейстоцена в Восточной Азии известно 11 местонаждений, содержащих ископаемые остатки землероек: на территории Китая – Хаймао, пров. Ляонин; Вушань, пров. Сычуань; Дзядзяшань, пров. Хэбэй; Сяочханлян, 150 км от Пекина; пещера Рензидон, пров. Аньхой; пещера Саньхи, пров. Чхонжоу; Лонгупо, пров. Чонквин; Лонгудон, пров. Хэбэй; на территории России, Западное Забайкалье – разрез на левом берегу р. Селенги, Тологой II.2, Тологой II.5. Всего обнаружено 16 видов (восемь вымерших), относящихся к семи родам: *Beremendia pohansis* (†), *B.*

*jiangnanensis* (†), *Crocidura wongi* (†), *C. cf. horsfieldii*, *Sorex minutus*, *S. palaeosibiricus* (†), *S. preacaecutiens* (†), *Anurosorex quadratidens* (†), *A. triangulatidens* (†), *Blarinella quadraticauda*, *B. cf. quadraticauda*, *B. fissidens* (†), *Chimarogale himalayica*, *C. cf. himalayica*, *Soriculus leucops*, *S. parca*, *S. cf. parva* (Межжерин, 1972; Jin, Kawamura, 1996; Storch et al., 1998; Rzebik-Kowalska, 2007, 2008; Jin et al., 2009; Jin et al., 2008; Zhang et al., 2008).

Для среднего плейстоцена в Восточной Азии известно 11 местонаждений, содержащих остатки землероек: на территории Китая – Джоукоудянь I, округ Бэйдин; Цхунгин, Воньсень, пров. Сычуань; Хэсиэнь, пров. Аньхой; на территории России, Западное Забайкалье – Итанца, Додогол II; на Японских островах, о. Хонсю – Сирийя, Икумо, Андо, Окада, Йосизава Секкай; несколько местонаждений на о. Хоккайдо без указания их названий и количества. Всего обнаружено 14 видов (шесть вымерших) из семи родов: *Crocidura wongi* (†), *Beremendia sinensis* (†), *Soriculus bohlini* (†), *Anurosorex kui* (†), *A. squamipes*, *A. japonicus* (†), *Shikamainosorex densicingulata* (†), *Blarinella quadraticauda*, *Sorex hosonoi*, *S. ex gr. hosonoi-gracillimus*, *S. shinto*, *S. caecutiens*, *S. isodon*, *S. unguiculatus* (Storch et al., 1998; Dokuchaev et al., 2010).

Не менее чем для пяти местонаждений (Вьетнам – пещера Ма У’Ои; Япония – Убе Козан 3, о. Хонсю; несколько местонаждений на островах Хонсю, Кюсю и Сикоку) возраст был определен как средний-поздний плейстоцен. Из них определено три вида, относящиеся к трем родам, все современные: *Crocidura dsinezumi*, *Sorex shinto*, *Chimarogale platycephala* (Базаров и др., 1976; Storch et al., 1998; Алексеева, 2005; Bacon et al., 2006).

Максимальное количество (более 24) местонаждений, содержащих остатки землероек, известно для позднего плейстоцена: на территории Китая – Чхэнгон, пров. Юннань; Дзйинюшань, Мяохоушань, пров. Ляонин; Джоукоудянь 3, округ Бэйдин; Тонзи, Пудин, Вэйнин, пещера Паньсянь Дадон, пров. Гуиджоу; пещера *Homo sapiens*, пров. Чхонжоу; пещера Вуйюн, пров. Гуангкси; на тер-

ритории России – пещера Большая Байдинская, республика Бурятия; пещера Козловка, пещера Раздольнинская 7, Рыково II, Куртун I, Мальта, Тологой III, Иркутская обл.; пещера Медвежий Клык, пещера Близнец, Дальний Восток; на Корейском п-ове – пещера Юнгул, пещерный комплекс Турупон; на Японских островах, о Хонсю – пещера Каннодо, Тадаки, Убе Козан 3, несколько местонахождений без точного указания; местонахождение на о. Кюсю. Всего было определено 34 вида (девять вымерших), принадлежащих семи родам: *Crocidura horsfieldii*, *C. wongi* (†), *C. "russila"*\*, *C. cf. russila*, *C. lasiura*, *C. shantungensis*, *Anourosorex kui* (†), *A. quianensis* (†), *A. squamipes*, *A. edwardsi* (†), *A. japonicus* (†), *Blarinella quadraticauda*, *Chimarogale himalayica*, *C. platycephala*, *Soriculus leucops*, *S. bohlini* (†), *Sorex cylindricauda*, *S. «araneus»\*\**, *S. minutus*, *S. daphaenodon*, *S. cf. daphaenodon*, *S. erbajevae* (†), *S. isodon*, *S. cf. isodon*, *S. palaeosibiriensis* (†), *S. baikalensis* (†), *S. mirabilis*, *S. unguiculatus*, *S. gracillimus*, *S. caecutiens*, *S. roboratus*, *S. tundrensis*, *S. minutissimus*, *Neomys fodiens*, *Beremendia sinensis* (†), *Chodsigoa youngi* (Park, 1988; Storch et al., 1998; Нестеренко и др., 2002; Jin et al., 2004, 2009; Rzebik-Kowalska, 2007, 2008; Панасенко, Тиунов, 2010).

Голоценовые находки землероек известны только с юга российского Дальнего Востока из шести пещерных местонахождений: материковая часть – пещера Медвежий Клык, пещера Близнец, пещера Малая, пещера им. Географического Общества,

пещера Спящая Красавица; о. Сахалин – пещера Ласточкина. Всего было обнаружено 12 современных видов землероек, обитающих на прилегающих территориях в настоящее время: *Sorex mirabilis*, *S. unguiculatus*, *S. gracillimus*, *S. caecutiens*, *S. isodon*, *S. roboratus*, *S. tundrensis*, *S. daphaenodon*, *S. minutissimus*, *Neomys fodiens*, *Crocidura lasiura*, *C. shantungensis* (Тиунов, 1976; Оводов, 1977; Алексеева и др., 2004; Нестеренко и др., 2002; Панасенко, Тиунов, 2010).

Таким образом, на территории Восточной Азии (как материковой части, так и островов) известно более 57 четвертичных местонахождений, содержащих остатки землероек. Из этих местонахождений в сумме было определено 54 вида землероек, относящихся к десяти родам. Среди обнаруженных землероек 18 вымерших видов и один род (*Beremendia* Kormos, 1930). Вымершие виды встречаются на протяжении всего плейстоцена от раннего до позднего. Некоторые современные виды также начинают встречаться в палеонтологической летописи с раннего плейстоцена. Стоит заметить, что на протяжении истории исследования ископаемых землероек Восточной Азии и описания новых видов, менялись некоторые систематические аспекты данной группы. Это в ряде случаев вносит путаницу и противоречия в приводимые в литературе данные, в связи с чем требуется ревизия упомянутых видов. Несмотря на относительную немногочисленность находок, они охватывают весь четвертичный период от раннего плейстоцена до голоцена. Приведенное обобщение данных является основой для дальнейших исследований ископаемых землероек и изучения истории современных видов на территории Восточной Азии.

\* Находки этого западного палеарктического вида вызывают сомнение (Storch et al., 1998; стр. 103).

\*\* Видовая идентификация остается под вопросом (Storch et al., 1998; стр. 103).

### Список литературы

1. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС, 2005. 141 с.
2. Алексеева Э.В., Раков В.А., Горбунов С.В. Каталог археологических памятников Сахалина с раковинными кучами и остатками фауны. Южно-Сахалинск, 2004. 47 с.
3. Базаров Д.Б., Ербаева М.А., Резанов Н.И. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 148 с.
4. Межжерин В.А. Землеройки-бурозубки (*Sorex*, Insectivora, Mammalia) из плейстоценовых отложений СССР // Териология. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1972. С. 117–130.
5. Нестеренко В.А., Шереметьев И.С., Алексеева Э.В. Динамика структуры таксоценозов землероек (Insectivora, Soricidae) на юге Дальнего Востока в позднечетвертичное время // Палеонтологический журнал, 2002. № 5. С. 93–99.
6. Оводов Н.Д. Позднеантропогеновая фауна млекопитающих (Mammalia) юга Уссурийского края // Фауна и систематика позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 157–177.
7. Панасенко В.Е., Тиунов М.П. Население мелких млекопитающих (Mammalia: Eulipotyphla, Rodentia, Lagomorpha) на южном Сихотэ-Алине в позднем плейстоцене и голоцене // Вестник ДВО РАН, 2010. № 6. С. 60–67.
8. Тиунов М.П. Изменение относительной численности некоторых видов насекомоядных (Mammalia, Insectivora) Южного Приморья в голоцене // Охрана природы на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 1976. С. 203–206.
9. Bacon A.-M., Demeter F., Rousse S. et al. New paleontological assemblage, sedimentological and chronological data from the Pleistocene Ma U' Oi cave (northern Vietnam) // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 2006. № 230. P. 280–298.

10. Dokuchaev N.E., Kohno N., Ohdachi S.D. Reexamination of fossil shrews (*Sorex* spp.) from the Middle Pleistocene of Honshu Island, Japan // *Mammal Study*, 2010. No. 35. P. 157–168.
11. Evolution of Shrews, Ed. Wojcik J. M. and Wolsan M. Bialowieza: Mammal Research Institute Polish Academy of Sciences, Poland, 1998. 458 p.
12. Jin C.-Z., Kawamura Y. The first reliable record of *Beremendia* (Insectivora, Mammalia) in East Asia and a revision of *Peisorex* Kowalski and Li, 1963 // *Trans. Proc. Soc. Japan, N.S.*, 1996. No. 182, pp. 432–447.
13. Jin C.-Z., Dong W., Gao X. *et al.* Preliminary report on the 2002 excavation of Jinpendong site at Wuhu, Anhui Province // *Acta Antropologica Sinica*, 2004. Vol. 23, No. 4. P. 281–291.
14. Jin C.-Z., Qin D.G., Pan W.S. *et al.* A newly discovered *Gigantopithecus* fauna from Sanhe Cave, Chongzuo, Guangxi, South China // *Chinese Science Bulletin*, 2008. Vol. 54. No. 0. P. 1–10.
15. Jin C.-Z., Pan W.S., Zhang Y.Q. *et al.* The *Homo sapiens* Cave hominin site of Mulan Mountain, Jiangzhou District, Chongzuo, Guangxi with emphasis on its age // *Chinese Science Bulletin*, 2009. No. 54. P. 3848–3856.
16. Park S.J. The palaeoenvironment changes and macromammal evolution during the Pleistocene in East Asia // *The Korean Journal of Quaternary Research*. 1988. Vol.2, No.1. P. 51–86.
17. Rzebik-Kowalska B. New data on Soricomorpha (Lipotyphla, Mammalia) from the Pleistocene of Transbaikalia and Irkutsk Region (Russia) // *Acta zoologica cracovensia*. 2007. Vol. 50a (1–2). P. 15–48.
18. Rzebik-Kowalska B. Insectivores (Soricomorpha, Mammalia) from the Pliocene and Pleistocene of Transbaikalia and Irkutsk region (Russia) // *Quaternary International*. 2008. No. 179. P. 96–100.
19. Storch G., Qiu Zh., Zazhigin V.S. Fossil history of shrews in Asia // *Evolution of shrews*. Bialowieza: Publ. Mammal Research Inst., 1998. P. 93–120.
20. Zhang Y., Kawamura Y., Cai B. Small mammal fauna of Early Pleistocene age from the Xiaochangliang site in the Nihewan Basin, Hebei, northern China // *The Quaternary Research*, 2008. Vol. 47. No. 2. P. 81–92.
21. Zhang Y., Kawamura Y. Early Pleistocene Soricomorpha and Lagomorpha from the Xiaochangliang site in the Nihewan Basin, Hebei, Northern China // *The Quaternary Research*. 2008. Vol. 47, No. 3. P. 159–172.
22. Wolsan M., Hutterer R. A list of the living species of shrews // *Evolution of shrews*. Bialowieza: Publ. Mammal Research Inst., 1998. P. 425–448.



РАЗВИТИЕ  
ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЦЕНТРА  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ  
ОТ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА  
ДО СОВРЕМЕННОЙ ЭПОХИ

DEVELOPMENT  
OF THE SOIL COVER  
OF THE CENTER OF THE EAST EUROPEAN  
PLAIN FROM THE MIDDLE PLEISTOCENE  
TILL THE MODERN ERA

П.Г. Панин

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
paleosoil@mail.ru*

P.G. Panin

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

Развитие почвенного покрова во времени – одна из наиболее важных проблем эволюционной географии. Палеогеографические исследования показывают, что решение таких актуальных проблем, как прогноз ландшафтно-климатических изменений, не может быть корректно осуществлено без всестороннего анализа закономерностей формирования основных природных компонентов прошлого, в том числе и почвообразования. Территория центра Восточно-Европейской равнины является одним из ключевых районов, где имело место неоднократное чередование межледниковых и перигляциальных обстановок со сложным сочетанием процессов почвообразования, лёссонакопления и криоморфогенеза, которые наиболее чётко отражают особенности природно-климатических изменений в среднем и позднем плейстоцене (Величко и др., 2005, 2007).

Исследуемые разрезы расположены на Среднерусской возвышенности в центральной части Восточно-Европейской равнины между 54–56° с.ш. и 36–40° в.д. Здесь были рассмотрены разрезы: Гололобово, Ожерелье, Михнево, Суворотино 1–2000, в которых были вскрыты поздне- (мезинский ПК) и среднеплейстоценовые (каменный ПК и инжавинский ПК) почвенные комплексы (ПК) и современные серые лесные почвы (Морозова, Панин, 2005, 2006; Панин, 2007). Под почвенными комплексами мы понимаем совокупность интерстадиальной и межледниковой палеопочв, в ряде случаев разделенных лёссовым горизонтом, который во время почвообразования мог войти в состав профилей этих палеопочв.

Целью работы является установление основных особенностей почвообразования в среднем и позднем плейстоцене, реконструкция генезиса интерстадиальных и межледниковых палеопочв центра Восточно-Европейской равнины на примере Волжско-Окского междуречья (район северного распространения лёссово-почвенных серий).

Современная серая лесная почва представлена в разрезах Михнево 1–04 и Суворотино 1–2000. Профиль современной серой лесной почвы состоит из А-ЕВt-Вt-Вс горизонтов.

Для мезинского ПК в разрезах Ожерелье 1–04, Суворотино 1–2000 и Гололобово 1–05 характерны маломощность профилей интерстадиальных и межледниковых палеопочв. В основном мезинский ПК залегает близко к дневной поверхности, иногда непосредственно под современной почвой, что в ряде случаев не исключает влияния на его свойства современного почвообразования и процессов криогенеза валдайской ледниковой эпохи, поэтому *интерстадиальные палеопочвы* данного комплекса часто нарушены и встречаются в виде педоседиментов, как в разрезе Суворотино 1–2000, или слабо выраженных маломощных гумусовых горизонтов, как в разрезе Ожерелье 1–04. Для профилей *межледниковых палеопочв* характерно наличие элювиальных и иллювиальных горизонтов, в основном преобладают темно- и светло-бурые тона в иллювиальной части профиля, а в элювиальной – сизые, светло-палевые.

Каменный ПК также состоит из двух палеопочв, которые имеют сходные морфологические признаки в разрезах Ожерелье 2–04, Гололобово 1–05, Михнево 1–04. Так, *интерстадиальные палеопочвы* состоят преимущественно из гумусового горизонта А, который представлен в основном коричневым с сизоватым оттенком тяжёлым суглинком, мелкокомковатой структуры, мощностью 0,22–0,35 м. В разрезе Михнево 1–04 интерстадиальная палеопочва сильно деформирована криогенными. Для *межледниковых палеопочв* характерно наличие переходных горизонтов АЕ или АВt и отсутствие чётко выраженного элювиального горизонта Е, их мощность не превышает 0,35 м, окраска в основном светло- и темно-бурых тонов. Горизонт Вt коричневатый, иногда сероватый, мелкокомковатой структуры.

Инжавинский ПК в разрезах Ожерелье 1–04, Гололобово 1–05, 4–96, Михнево 2–04 также имеет сходные черты. Профиль этого комплекса сильно эродирован. Он залегает в основании лёссово-почвенно-криогенных серий. Подстилающей породой для него служит окская морена. Для *интерста-*

**диальных палеопочв** характерен темно-коричневый, сизый гумусовый горизонт. В зависимости от сохранности палеопочвы его мощность составляет от 0,10 м (разрез Михнево 2–04) до 1,25 м (разрез Гололобово 1–05). Для **межледниковых палеопочв** характерен тип профиля E-Bt.

**Интерстадиальные палеопочвы** сильно гумусированы 0,30–0,43 %, здесь так же отмечено наибольшее количества фракции ила (20–50 %), мелкой (8–17 %) и средней (6–15 %) пыли. Содержание полуторных оксидов варьирует: аморфное железо от 0,01 до 0,18 %, окристаллизованное от 0,20 до 2,32 %, коэффициент Швертмана изменяется в пределах от 0,04 до 0,25. Емкость катионного обмена в этих палеопочвах максимален от 19 до 35 мг-экв/100 г почв, рН равен от 6 до 8. Микроморфологическое строение интерстадиальных палеопочв однообразно и в основном характеризуется гумусово-глинистой плазмой с преобладанием в ней пылеватых частиц. Кутаны встречаются редко, преобладают гумусовые и гумусово-глинистые.

Интерстадиальные палеопочвы характеризуются высоким содержанием (59,4 %) набухающей фазы, представленной слюда-сметитами с высоким содержанием смектитовых пакетов. Обращает на себя внимание высокая степень совершенства структуры всех слоистых силикатов, в первую очередь набухающей фазы, что свидетельствует о слабом влиянии экзогенных процессов. Отмечается наличие индивидуальных смектитов (Чижикова, Панин, 2007, 2008; Чижикова и др., 2007).

**Межледниковые палеопочвы** слабо гумусированы (0,07 %), здесь количество ила минимально (10–40 %) по сравнению с интерстадиальными палеопочвами, но содержание фракций мелкого и среднего песка наибольшие (0,7–19 %) – результат влияния подстилающей окской морены. Количество аморфного железа варьирует от 0,10 до 0,27 %, окристаллизованное от 0,34 до 2,28 %, коэффициент Швертмана от 0,04 до 0,26. рН межледниковых палеопочв равен 6–8. В отличие от интерстадиальных палеопочв по микроморфологическому строению, в межледниковых преобладает глинистая плазма с большим обилием кутан (по убыванию) – глинистых, железисто-глинистых, гумусово-глинистых, пылевато-глинистых. Здесь также часто встречаются железистые новообразования, такие как орштейны и нодулы. Кутаны расположены в основном в трещинах размерам от 0,3–0,7 мм.

В межледниковых палеопочвах отмечается существенная дифференциация профилей по содержанию фракций менее 1 мкм и распределению смектитовой фазы в ней. Глинистые минералы фракций несовершенны по структуре, их рефлексы низкие, ассиметричные. Эти показатели свидетельствуют о мощных экзогенных факторах, которые

способствуют преобразованию структур минералов лёссовых отложений. К сожалению, между палеопочвами микулинского, каменского и инжавинского межледниковий нельзя провести сравнения по степени переработанности минеральной фракции. Межледниковые палеопочвы в отличие от интерстадиальных палеопочв формировались под влиянием разных почвообразовательных процессов, которые заключались в преобладании одного процесса над другим, в разных природных условиях (Чижикова, Панин, 2007, 2008; Чижикова и др., 2007).

Темноцветные интерстадиальные палеопочвы среднего и позднего плейстоцена могут иметь черты сходства с современными лугово-чернозёмными аккумулятивно-гумусовыми, либо с чернозёмными глинисто-иллювиальными почвами.

Почвы микулинского межледниковья в центральной части Восточно-Европейской равнины, можно отнести к текстурно-дифференцированным с преобладанием процессов лессиважа и, возможно, оподзоливания. По микроморфологическим показателям (преобладание глинистых, гумусово-глинистых кутан и железистых новообразований) и по минералогическому составу (горизонты обеднены смешанослойными образованиями, появляется кварц) характер почвообразования микулинских палеопочв можно сравнить с почвообразованием серых лесных почв.

Почвы каменского межледниковья, развивались по метаморфическому типу почвообразования с участием процессов лессиважа. Это подтверждается наличием в них большого количества кутан глинистого состава и оптической ориентировкой тонкодисперсного вещества – вокруг-скелетного, чешуйчато-волокнутого строения. По минералогическим данным в илистом веществе преобладают сложные смешанослойные слюда-сметитовые компоненты с высоким и низким содержанием смектитовых пакетов, в меньшем количестве содержится гидрослюдистая фаза. Для этих палеопочв современными аналогами могут считаться бурые лесные лессивированные почвы.

Почвы инжавинского межледниковья имели текстурно-дифференцированный профиль и, по микроморфологическим показателям, наличию кутан иллювиирования глинистого состава, развивались с участием процессов лессиважа. Наличие же в илистом веществе тонкодисперсного кварца и увеличение содержания каолинита и гидрослюды являются хорошим индикатором активности процессов выветривания и педоморфизма, а также диагностическими показателями развития этих почв по элювиально-иллювиальному типу с существенным участием процессов оподзоливания или поверхностного оглеения. Аналогами этих почв в настоящее время могут считаться – поверхностно элювиально-глеевые почвы.

### Список литературы

1. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и позднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 84–102.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // Изв. РАН, сер. географ., 2007. № 2. С. 44–54.
3. Морозова Т.Д., Панин П.Г. Особенности строения погребённых лесных палеопочв позднего и среднего плейстоцена по морфологическим и микроморфологическим данным // Экологические функции лесных почв в естественных и антропогенно нарушенных ландшафтах. М-лы междунар. науч. конф. Петрозаводск, 2005. С. 61–62.
4. Морозова Т.Д., Панин П.Г. Межледниковые палеопочвы позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Идеи В.В. Докучаева и современные проблемы развития природы и общества. Смоленск. Универсум, 2006. С. 75–80.
5. Панин П.Г. Особенности строения межледниковых и интерстадиальных почвенных комплексов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение, 2007. № 2. С. 145–159.
6. Панин П.Г. Особенности строения почв центра Восточно-Европейской равнины в среднем и позднем плейстоцене и в современную эпоху (голоцен) // Автореф. диссер. на соиск. уч. степ. к.г.н. 2007. с. 24.
7. Чижикова Н.П., Панин П.Г. Информативность тонкодисперсной части палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Бюл. Почвенного Института им. В.В. Докучаева, 2007. Вып. 59. С. 28–41.
8. Чижикова Н.П., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Минералогический состав тонкодисперсной части и микроморфология палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение, 2007. № 12. С. 1500–1512.
9. Чижикова Н.П., Панин П.Г. Тонкопылеватая фракция палеопочв и лёссов – память о былых процессах // Бюл. Почвенного Института им. В.В. Докучаева, 2008. Вып. 61. С. 21–34.

## ТИПЫ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

## TYPES AND ROLE OF TECTONIC MOVEMENTS IN THE RELIEF FORMATION ON THE NORTHERN COAST OF OKHOTSK SEA

**А.Ю. Пахомов**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский  
институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия  
pakhomov@neisri.ru*

**A.Y. Pakhomov**

*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a N.A. Shilo FEB RAS, Magadan, Russia*

Северное побережье Охотского моря представляет собой сочетание выступов суши – полуостровов (Тайгонос, Пьягина, Кони, Старицкого, и др.), мысов и их антиподов – заливов (крупнейший Шелихова), губ (Пенжинская, Гижигинская, Тауйская), бухт (например, бухта Нагаева – самая большая на побережье и удобная стоянка для флота), а также в разной степени изогнутых или почти прямолинейных участков (например, северо-западный берег залива Шелихова или берег моря к западу от п-ва Лисянского). В целом побережье гористое, лишь местами к морю открываются равнинные участки тектонических впадин (Охото-Кухтуйской, Кава-Тауйской, Гижигинской и др.) или спускаются уступы морских террас. Наибольшей протяженностью на северном побережье Охотского моря имеют абразионные берега, часто с хорошо выраженными клифами и останцами-кекурами; весьма распространенным типом берега является риасовый. Клифы преимущественно выработаны в коренных вулканогенных породах, но иногда уступы сложены рыхлыми осадками (Гижигинская, Магаданская впадины). Преобладание аккумулятивных прибрежно-морских форм наблюдается на границах Охото-Кухтуйской, Кава-Тауйской и Ямской впадин, где низкие марши и лагуны отделены от берега моря косами и барами и на некоторых других участках берега.

По совокупности признаков можно с равной степенью достоверности сделать два допущения: 1. Большая часть северного берега Охотского моря в настоящее время, в основном, опускается и 2. Уровень моря поднимается. Для однозначного вывода требуются инструментальные наблюдения. Однако по формам рельефа прибрежной зоны, характеру залегания, составу и химизму рыхлых осадков можно судить о более сложной истории тектонических движений в плейстоцене, их типах и роли в рельефообразовании на границе суши и моря.

Так, например, **субгоризонтальное** тектоническое перемещение в направлении с юга на север горного блока п-ва Старицкого установлено в районе г. Магадан (Пахомов, Лямин, 2003). Оно привело к дислокации осадков и инверсии рельефа бывшей впадины (Магаданской). Поэтому городские строения располагаются на холмах и в западинах. Самый крупный холм имеет высоту 116,8 м (абс.), он обособлен понижениями: с востока – долиной р. Магаданки, с севера и юга – широкими и неглубокими седловинами, которые переходят в крутые склоны невысоких (300–700 м) горных массивов; с запада холм обрывается эрозионным уступом к Нагаевской бухте. Холм является частью перешейка, нацело сложенного кайнозойскими (по одним данным палеогеновыми, по другим – неогеновыми, по третьим – раннечетвертичными), частично угленосными континентальными осадками нагаевской толщи (Баранова, Бискэ, 1964). Слагающие впадину осадки вскрыты скважинами (до глубины 230 м), но не исследованы, и истинная их мощность не установлена. Толща частично изучена в двух обнажениях абразионного клифа, который протянулся вдоль берега бухты Нагаева на 2,5 км. В южном углу бухты толща размыта и отделена от коренного склона г. Старицкого ( $H_{абс} = 705,8$  м) долиной впадающего в бухту руч. Марчекан. На севере ее поверхность плавно, но круто переходит в подверженный оползневому процессам закурумленный склон подножья г. Портовая. Местами заросшие, подверженные оползневому процессам, расчлененные оврагами береговые обрывы изменяют свою высоту от первых метров до 75 м, высота обнажений достигает 60 м. Наиболее высокий обрыв совпадает с осевой частью магаданского холма.

По данным Ю.П. Барановой, отложения, слагающие толщу в «южном» разрезе, дислоцированы в пологие складки, оси которых вытянуты субшироотно, а крылья имеют азимуты падения ЮВ 120–130 и СЗ 300–320 и падают под углами от 2–5°



до 15–18°. В.Ф. Белый в этом месте выделяет пологую синклиналиную складку, в которой обнажаются три пачки (сверху – вниз): 1) слабобцементированные хорошо окатанные крупнообломочные конгломераты с мощными (5–15 м) линзами (?) крупноглыбовых (размерами до первых метров по одной или двум осям) отложений, которые он считает фангломератами – отложениями, принесенными селями с расположенной южнее г. Старицкого; 2) песчано-алевритовые и алеврит-алевропелитовые отложения с пластами, прослоями и линзами лигнитов и бурых углей; 3) сцементированные мелко- и среднегалечные конгломераты с прослоями гравелитов и песков. По нашим данным в разрезе отчетливо просматриваются элементы трех сочленяющихся пологих складок (с севера на юг): крыло синклиналиной (южнее замковая часть скрыта под оползнями), антиклиналиной и синклиналиной, южное крыло которой частично размыто руч. Марчекан. Суммарная видимая мощность отложений в южном разрезе оценивается в 100 м. В северной части (длиной около 500 м) нагаевского клифа, в обрыве вогнутого склона у подножья г. Портовой на поверхность выходят залегающие моноклинально и несогласно с поверхностью песчано-алевролитовые слоистые отложения с пластами и линзами древесного угля. Судя по положению в разрезе, это наиболее древние осадки. Видимая мощность их около 20 м. Пласты падают на ЮЮВ 140–160 под углами 25–30°. Наибольшая высота, на которой наблюдались осадки нагаевской толщи под южным склоном г. Портовой – 90–95 м.

Компьютерное моделирование возможных вариантов развития ситуации показало, что в плейстоцене тектонический режим (разнонаправленные радиальные движения блоков) в этой части побережья изменился: со стороны моря (с юга на север) возникли односторонние тангенциальные силы сжатия, приведшие к перемещению блока п-ва Старицкого в субгоризонтальном направлении, дислокации осадков впадины и их частичному надвику на подножье г. Портовой (Пахомов, Лямин, 2003). Амплитуда перемещения блока по горизонту оценивается нами в 200 м. Возможно, в это же время и благодаря тем же силам произошло резкое поднятие материковой части системы, в результате чего образовалась крутосклонная г. Портовая и водопад в долине одного из стекающих с нее в противоположную от бухты Нагаева сторону ручьев. Возраст водопада как экспертно, так и косвенно по осадкам истока ручья – озера на уплощенной вершине горы, оценивается не древнее, чем позднеплейстоценовый. Благодаря тем же движениям «фангломераты», а на самом деле, скорее всего, курумы северного склона г. Старицкого были надвинуты на верхнюю часть нагаевской толщи.

Если учесть, что сейчас общепризнано самое высокое стояние Мирового океана в плейстоцене примерно +10 м к современному уровню, то следует признать определенную роль в создании рельефа северного побережья Охотского моря **вертикальных** тектонических движений, зафиксированных в обращенных фронтом к морю разновысотных морских террасах (от низких до 100-метровых). Террасы установлены на западном берегу п-ва Тайгонос, в Ланжинских горах, в районе Тахтаямской равнины, Мареканской впадины, в устьях рр. Иня, Ульбея, и др. [Ананьев и др., 1988]. Так, например, морской склон Ланжинских гор окаймляют цокольные террасы высотой 3–6, 12–18, 28–46, 52–68 и 80–110 метров (Ананьев, 1977). Морской генезис террас предполагается по ряду признаков; ведущим признается наличие в разрезах хорошо и очень хорошо окатанной (до яйцевидной) гальки. В тектонической паре Охото-Кухтуйская депрессия – Ланжинский горст, кроме террас на южном склоне последнего, косвенными признаками тектонических движений может считаться ступенчатость, выработанная в толщах рыхлых отложений, выполняющих долины ручьев и речек, берущих начало с западного склона Ланжинских гор и впадающих в рр. Гусинка и Кухтуй (ручьи Золотой, Американ, Кооперативный и др.). Прибрежно-морское происхождение осадков определено также в некоторых местах и на значительном удалении от моря. Например, группой геоморфологов географического факультета МГУ (Г.С. Ананьев и др., 1988) на слабонаклонных террасовидных поверхностях в бассейне р. Ульбея были изучены разрезы, включающие слои с хорошо окатанной галькой и фораминиферами бентосного типа. Возраст осадков в разных интервалах одного из разрезов определен от  $195 \pm 50$  до  $250 \pm 60$  тыс. лет (ТЛ), что соответствует второй эпохе потепления среднего плейстоцена, которое зафиксировано и в спорово-пыльцевых спектрах. Разрезы располагаются в 30 км от берега моря на высотах 150–195 м. Древние береговые линии на высоких отметках рельефа обнаруживаются по косвенным признакам не только в горных частях территории, но и в пределах впадин. Так, почти посередине Охото-Кухтуйской впадины, в толще верхнечетвертичных тонкозернистых песков, перекрывающих до отметок 95–100 м склоны сложенных коренными породами низких останцовых гор (Медвежьи горы), а также днища долин мелких водотоков, установлено хлоридно-натриевое засоление, что предполагает вероятность их накопления в прибрежно-морских условиях (Ананьев и др., 1988). Приведенные факты, на наш взгляд, свидетельствуют о нескольких эпизодах преобладания в последней трети плейстоцена вертикальных тектонических движений положительного знака на значительной части северного

побережья Охотского моря вне зависимости от его блокового строения.

Третий тип перемещений в пространстве разных по размеру и объему горных пород, фиксирующийся в формах рельефа побережья, о котором следует рассказать, можно считать **сейсмотектоническим** при условии доказательства причины возникновения. Условие доказательности, на наш взгляд, должно быть в каждом случае обязательным, поскольку природа оползневых и обвальных форм рельефа может быть не только сейсмо-, но и экзогенной (Смирнов и др., 2001). Вынося за скобки конвергентные формы рельефа спорного или не доказанного происхождения, остановимся на аномальном объекте, который реально может быть по генезису сейсмотектоническим (подробнее: Пахомов, 2005). Он обнаружен (дистанционно) в прибрежной зоне во внутренней части п-ва Пьягина на правом борту долины р. Устье. Объект представляет собой сочетание двух крупных форм рельефа: ниши (или воронки) глубиной до 0,2 км и размером 1,5×1,0 км в теле междуречья и расположенных сразу под нишей в днище долины реки двух холмистых гряд длиной 1,5 и 0,8 км и высотой от 60 до 170 м. Общая

ширина положительной формы около 1,2–1,3 км. При сопоставлении контуров ниши и гряд отмечено их зеркальное подобие, что позволяет объяснить их происхождение одноактным, но достаточно медленным отделением и сползанием по склону практически сохранившего первоначальное строение блока междуречья. Оползневая структура разделяет на две части прямолинейный 7-километровый уступ высотой 10–15 м, возможно, тектонического генезиса, образовавшийся на этом же борту долины реки и, предположительно, фиксирующий разрывное нарушение. Части уступа (и разрыва?) в плане смещены относительно друг друга на 0,7–0,75 км по горизонтали, что может трактоваться как тектонический сдвиг, который совершенно определенно контролирует тело оползня. Уступ (разлом?) и сдвиг не зафиксированы на геологической карте М. 1:200000, поэтому мы говорим о них в предположительной форме. Однако их симбиоз с оползневой структурой делает достаточно убедительным предположение о сильном сейсмическом событии, вызвавшем сдвиг части междуречья, отделение от него и перемещение в долину реки крупного блока коренных пород.

#### Список литературы

1. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 290 с.
2. Пахомов А.Ю., Лямин С.М. Модель тектонических движений в Магаданской впадине // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Сев. Пацифики. Матер. Всерос. совещ. (XII годичное собрание Сев.-Вост. отделения ВМО, посвящ. 90-летию Н.А. Шило). Магадан, 3–6. 06.2003. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. I. 284 с. (С. 253–255).
3. Ананьев Г.С. Рельеф древней береговой зоны Северного Приохотья // Тез. докл. к I съезду советских океанологов. М., 1977. С. 206–207.
4. Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г. и др. Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма (На примере Северного Приохотья) // Владивосток, 1988. 234 с.
5. Смирнов В.Н., Галанин А.А. и др. Псевдосейсмодислокации в горах Примагданья // Геоморфология, 2001. № 2. С. 81–92.
6. Пахомов А.Ю. Отражение локального тектонического события в рельефе п-ва Пьягина (Сев. Приохотье) // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукинские чтения – Труды (коллектив авторов). М., Географ. ф-т МГУ, 2005. – 675 с. (с. 311–313).

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ  
СТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ  
ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ  
ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА  
НА ОСНОВЕ ПОЧВЕННО-  
АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

**THE RECONSTRUCTION OF DYNAMICS OF  
STEPPE LANDSCAPES  
ON THE SOUTH OF THE RUSSIAN PLAIN  
DURING THE SECOND HALF  
OF THE HOLOCENE BY USING  
OF SOIL-ACHEOLOGICAL DATA**

**Л.С. Песочина**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
LSPesch@rambler.ru*

**L.S. Pesochina**

*Institute of Physico-chemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia*

Проблема реконструкции истории развития природной среды и ее отдельных компонентов занимает одно из ведущих мест в сфере интересов естественнонаучных дисциплин. Исследуются различные природные объекты: органогенные отложения, современные и ископаемые деревья, льды и донные отложения, уровни водоемов; почвы, погребенные под отложениями разного возраста и генезиса и другие объекты.

Реконструкция по палеопочвенным материалам получила развитие относительно недавно. Однако почвы, погребенные под разновозрастными археологическими памятниками, проявили себя как уникальные объекты для восстановления истории развития ландшафтов и природной обстановки прошлого.

Целью данной работы было изучение закономерностей изменчивости почв и природных условий в Нижнедонских степях во второй половине голоцена на базе палеопочвенных исследований.

Район исследований расположен в пределах южной окраины Русской равнины и по характеру рельефа представляет собой равнинное пространство с небольшими уклонами поверхности. Здесь выделяется несколько крупных орографических элементов, в том числе Приазовская и Нижне-Донская равнины, к которым были приурочены исследованные нами объекты.

Объектами изучения послужили палеопочвы разновозрастных археологических памятников, в том числе курганов эпох бронзы (вторая половина III–II тыс. до н.э.), раннего железа (IV в. до н.э. – I в. н.э.) и средневековья (VIII–XII вв. н.э.).

Основным методом исследования был почвенно-археологический. В образцах, взятых по генетическим горизонтам, проводились традиционные химические анализы почв (определение группового состава и содержания гумуса, поглощенных оснований, карбонатов, гипса, состава водной вытяжки, гранулометрического состава).

Морфолого-химические анализы погребенных и современных почв зафиксировали существенную

динамику процессов почвообразования. Наиболее динамичными были процессы, формирующие гумусовый, солевой, гипсовый, карбонатный профили, а также процессы осолонцевания-рассолонцевания. Подробная характеристика палеопочв дана нами ранее (Песочина и др., 2000; Песочина, 2006). Основной причиной стадийности педогенеза явились климатические флуктуации. Чередование аридных и гумидных стадий вызывало смену подтипов черноземов и цикличность изменчивости многих процессов.

Для установления временных интервалов ритмичности почвообразования были выявлены экстремумы. Поскольку лимитирующим фактором почвообразования в зоне степей является недостаток влаги, то были выделены оптимумы – периоды с максимальным количеством увлажненности и кризисы – наиболее сухие периоды. Определение экстремумов осуществлялось с учетом степени изменчивости индикационных климатических признаков. Оптимумы – хроносрезы с наиболее благоприятными условиями для процессов гумусообразования, зоогенной активизации, формированием водопроходной зернисто-комковатой структуры. Кризисы – периоды с максимальным проявлением признаков деградации запасов гумуса, структуры, развития процессов засоления и осолонцевания. Таким хроносрезом послужила скифская почва (середина I-го тысячелетия до нашей эры).

При разработке концептуальной модели разнопериодной динамики природных условий (рис. 1) были использованы как собственные данные, так и литературный материал (Золотун, 1974; Герасименко, 1997; Демкин и др., 1998).

Выявлены 2000 – и 1000 – летние временные интервалы в цикличности педогенеза на юге Русской равнины. Оптимум имеет ярко выраженный 2000 – летний ритм. Его рубежи фиксируются в середине 3-го тысячелетия до н.э., в середине 1-го тысячелетия до н.э., в XIV–XV вв. н.э. и свидетельствуют о наиболее благоприятных условиях для

гумусообразования за последние 5000 лет. Почвы этих хроносрезов характеризовались максимальным содержанием гумуса, высокой биогенностью, прекрасной агрегацией, отсутствием легкорастворимых солей и поглощенного натрия в почвенном поглощающем комплексе. По палеогеографическим данным эти периоды были высокообводненные, отмечалось резкое похолодание (имели место подвижки ледников, высокий уровень бессточных водоемов). Они соответствовали, как правило, периодам пониженной солнечной активности (Эдди, 1978) Греческий минимум – около 2,5 тыс. лет назад; минимум Шперера – 500 лет назад). В это время в аккумулятивных ландшафтах доминировали литогенные процессы (Александровский, 2004; Сычева, 2003). Зональным типом растительности были злаково-разнотравные степи (Кременецкий, 1997). Согласно данным Шнитникова (1957) увеличение количества атмосферных осадков, повлекшее за собой увеличение стока рек, повышение уровня озер и затопление торфяников, распространилось на всю Европу, а также Западную Сибирь, территорию современного Казахстана и имело глобальный характер.

Кризисные периоды фиксировались с периодичностью около 1000 лет. В эти хроносрезы общее количество гумуса сокращалось, формировались малогумусированные почвы с ореховато-призматической структурой, наличием легкорастворимых солей, гипса в профиле, развитием процессов осолонцевания. Преобладали ксерофитные злаковые степи (Кременецкий, 1997).

Согласно полученным данным во второй половине голоцена имели место два 2-х тысячелетних цикла и пять тысячелетних. Построенные на одной

плоскости графики разнопериодной изменчивости (рис. 1) позволили осуществить анализ их взаимовлияния и выявить тренды изменчивости природной системы в отдельные периоды голоцена. Отмечены периоды как усиления их совместного влияния (оптимумы, ксеротермы), так и ослабление (ариды).

В середине 3-го тысячелетия до н.э., в середине 1-го тысячелетия до н.э., в XIV–XV вв. н.э. периоды оптимумов обоих циклов совпадали, что усиливало их проявление.

Выявляются два варианта взаимодействия кризисных экстремумов 1000-летней цикличности с циклом в 2000 лет: а) тренды направленности обоих циклов совпадают; и б) тренды развития имеют разную направленность.

В итоге фиксируются пять аридных стадий, две из которых должны были быть более мягкими (рубеж третьего-четвертого тысячелетия до н.э., рубеж первого-второго тысячелетия до н.э., рубеж первого-второго тысячелетия н.э.). Максимумы ксеротермов имели место 4 тыс. лет назад, 2 тыс. лет назад и настоящее время.

Таким образом, полученные материалы позволили выявить следующую картину циклической изменчивости увлажненности климата и процессов почвообразования во второй половине голоцена на территории Нижнедонских степей. Середина третьего и первого тысячелетия до н.э., а также XIV–XV вв. н.э. характеризовались резонансным взаимовлиянием экстремумов увлажненности 2000 и 1000 цикличности. Относительно влажный и прохладный климат в эти хроноинтервалы способствовал интенсивному гумусообразованию, увеличению продуктивности растительных ценозов. Скифский

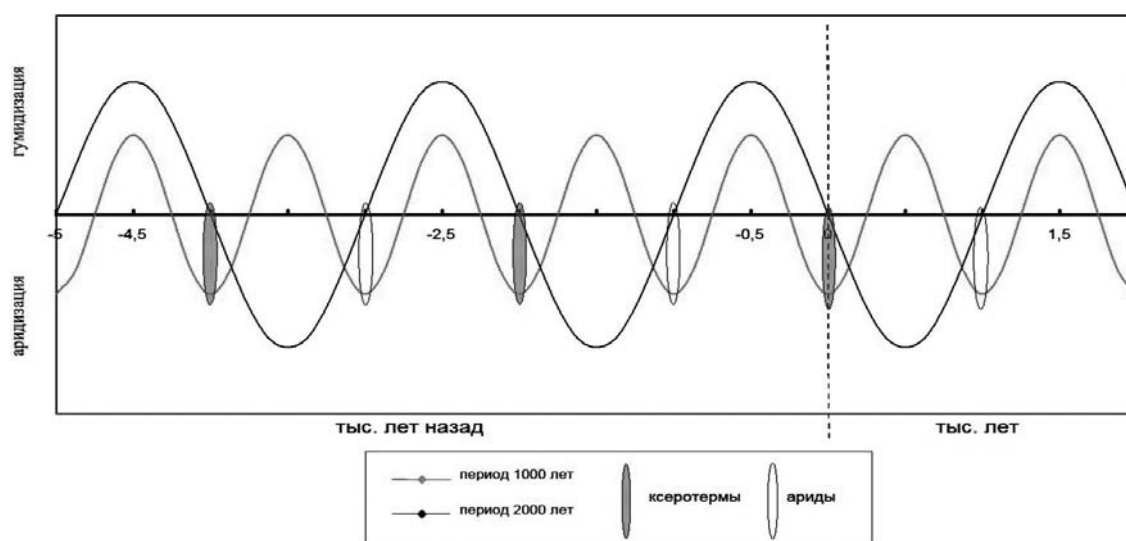


Рис. 1. Закономерности циклической изменчивости природных условий юга Русской равнины во второй половине голоцена



экстремум увлажненности сменился в III в. до н.э. – I в.н.э. резкой аридизацией, степень которой была сравнима с суббореальным ксеротермом, фиксируемым около 4000 лет назад. Среднесарматское время явилось переходным от аридных условий к более гумидным, при этом значительные изменения природной обстановки зафиксированы уже в конце I в.н.э. Сухой климат раннего средневековья сменил-

ся экстремальной увлажненностью его финальной части (XIV–XV вв.н.э.).

Аридизация климата активизировала развитие в почвах региона процессов засоления, осолонцевания, карбонатизации, а также минерализации и пептизации гумуса. Признаки аридного педогенеза зафиксированы в почвах 4000–3700, 2200–2000 лет назад и 1200–1000 лет назад.

### Список литературы

1. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение, 2004. № 11. С. 1285–1295.
2. Герасименко Н.П. Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников) // Археологический альманах. Донецк, 1997. № 6. С. 3–64
3. Демкин В.А., Дергачева М.И., Борисов А.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. Эволюция почв и изменение климата восточноевропейской полупустыни в позднем голоцене // Почвоведение, 1998. № 2. С. 148–157
4. Золотун В.Н. Развитие почв юга Украины за последние 50–45 веков. Автореф. дисс. д-ра с.-х. Наук. Киев, 1974. 74 с.
5. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Степь и Кавказ. Тр. ГИН. М., 1997. Вып. 97. С. 30–45
6. Песочина Л.С., Гольева А.А., Зайцев С.В. Закономерности изменчивости почв и природных условий северо-восточного Приазовья в среднесарматское время // Почвоведение, 2000. № 6. С. 683–691.
7. Песочина Л.С. Педогенез в степях Приазовья во второй половине голоцена // Проблемы древнего земледелия и эволюции почв в лесных и степных ландшафтах Европы. Белгород: БГУ, 2006. С. 114–122.
8. Сычева С.А. Причины и общие закономерности многовековой ритмичности голоценового почвообразования в трансаккумулятивных ландшафтах // Почвоведение, 2003. № 5. С. 528–542.
9. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 337 с.
10. Эдди Дж. История об исчезнувших солнечных пятнах // Успехи физических наук, 1978. Т. 125. Вып. 2. С. 315–329.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД АЗОВСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ В ГОЛОЦЕНЕ** | **CORRELATION OF FORAMINIFERS AND OSTRACODES COMPLEXES OF THE AZOV AND BLACK SEAS IN THE HOLOCENE**

**Т.Н. Пинчук, Л.В. Бурындына, А.С. Кодаш**  
*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия*  
*pinchukt@mail.ru*

**T.N. Pinchuk, L.V. Burindina, A.S. Kodach**  
*Kuban state university, Krasnodar, Russia*

Материалом исследования послужили находки микрофауны в донных пробах, полученных от НПП «ЮЖМОРГЕОЭКО» г. Геленджик. В результате исследования выявлено 53 вида бентосных фораминифер и 60 видов остракод.

При сопоставлении комплексов фораминифер и остракод, выявлены сходные и отличительные черты в видовом и количественном составе комплексов микрофауны в голоцене для Черноморского и Азовского бассейнов. В периоды активного водообмена бассейнов (бугазский, витязевский и джеметинский периоды), комплексы микрофауны Азовского и Черного морей очень близки в видовом отношении. Отличаются они количественным распространением видов, связанным в основном фаціальными условиями.

В Черноморском бассейне в начале голоцена происходила постепенная смена новоэвксинских комплексов микрофауны средиземноморскими. Новоэвксинская фауна – азовского типа по Л.А. Невесской (1965) имеет хвалынское происхождение. Не исключено что новоэвксинская фауна возникла из азовско-пресноводных аборигенов, переживших эпоху узунларско-карангатского осолонения в лиманах и устьях рек (Свиточ, 2003).

В начале голоцена морские и солоноватоводные представители микрофауны обитали совместно. В эпохи активных трансгрессий, бугазский и витязевские комплексы связаны с осолонением Черного моря и заселением его средиземноморскими организмами. Джеметинский комплекс отражается наибольшей трансгрессией и термическим максимумом голоцена. Массовый расцвет микрофауны связан не только с трансгрессией и миграцией средиземноморской фауны, но и расширением мелководий, с увеличением площади акваторий.

В периоды наибольшего подъема уровня моря в Черноморском бассейне происходило вливание поверхностных соленых вод в Азовский бассейн и привнос личиночных особей фораминифер и остракод нагонными течениями. В последующем личиночные особи опускались на дно и при хоро-

ших условиях развивались до взрослого состояния и захватывали в дальнейшем по всю территорию. В период регрессий, когда Азовское море превращалось в ряд лиманов и озер (сточных и бессточных, пресных и соленых), многие виды в первую очередь остракоды и затем и фораминиферы переживали падение уровня моря в разных условиях. Олигалинные и голэвригалинные виды обитали в опресненных лиманах, стриктеэвригалинные и полигалинные в соленых лиманах. Для Азова и Керченско-Таманского участка Черного моря характерно поступление большого стока пресных вод Дона и Кубани, которые также влияли на состав комплексов микрофауны. На восточном шельфе Черного моря сток пресных вод был незначителен и приурочен к сезонным изменениям (увеличивался весной и ранним летом, связанным с таянием снегов и дождей). В остальной период речной сток резко сокращался, что давало возможность распространению и развитию комплексов более эвригалинной микрофауны.

Смена комплексов микрофауны также выражается в количественном изменении тех или иных видов. При устойчивой экологической обстановки 2–3 вида начинают захватывать большую часть бассейна и оттеснять другие виды. Например, при рассмотрении комплексов микрофауны по разрезу скважин, в интервале голоцена, наблюдается смена видов от олигогалинных до полигалинных представителей фораминифер и остракод, несколько раз от 3 до 11. Такие изменения указывают на кратковременность природных событий повлиявших на смену экологической обстановки, сопровождавшиеся вымиранием или сокращением одних видов и появление других обитателей водоемов. В закрытом бассейне, где происходит резкое изменение экологической обстановки, выраженное в аноксии или изменении глубин, солености и других факторов, для многих видов характерно некоторое изменение формы раковин, которое выражено в деформировании камер, устьев и других частей раковин, что говорит о стремлении вида выжить в измененных условиях.

В Черноморском бассейне выделены комплексы микрофауны приуроченные к трансгрессивным этапам. Бугазский комплекс содержит 11–15 видов фораминифер с преобладанием: *Ammonia tepida*, *Porosonion subgranosus*, *Mayerella brotzkajae* и др. Остракоды представлены 16 видами *Cyprideis littoralis*, *Leptocythere lepida*. Соленость бассейна была от 3 до 12 ‰.

Витязевский комплекс содержит 18–20 видов фораминифер с преобладанием видов *Ammonia tepida*, *A. caucasica*, *A. compacta*, *A. parasovica* и др. Остракоды представлены 19 видами, с характерными *Cyprideis littoralis*, *Xestoleberis cornelii*, в комплексе появляются полигалинные виды. Соленость витязевского бассейна 13 ‰.

Джеметинский комплекс содержит 35–40 видов фораминифер с преобладанием видов *Ammonia compacta*, *A. tepida*, *A. ammoniformis*, *A. caucasica*. *Nonion matagordanus* и др. Остракоды представлены 19 видами с преобладанием *Leptocythere multipunctata*, *Loxococoncha granulata*, *Candona cambibo* и др. Соленость бассейна изменялась от 18 до 21 ‰.

В южной части Азовского моря (Индоло-Кубанский прогиб) в конце новоэвксинского времени существовал сильно опресненный бассейн с ингрессивными заливами в палеорусле Дона. Северная часть акватории была осушена и покрыта лиманами. Комплекс фораминифер новоэвксина содержит виды преимущественно одного рода: *Elphidium advenum*, *E. excavatum*, *E. cf. fichtelianum*, *E. roeyanum*. Черноморская трансгрессия привела к появлению на территории Азова и последующей смене ряда бассейнов: бугазского, витязевского (древнеазовские слои) и казантипского, аналога джеметинского в Черном море. Трансгрессия Азова происходила относительно быстро, вызывая осолонение бассейнов и смену фауны в них. Границы бугазского и витязевского бассейнов практически мало отличаются от границ новоэвксинского бассейна (рис. 1).

Комплекс фораминифер древнеазовских слоев содержит 12 видов с преобладанием видов *Fissurina fragilis*, *Porosonion martcobi*, *Ammonia tepida*, *A. novoeuxinica*, *A. ammoniformis*, *A. parasovica*. Остракоды представлены *Cyprideis punctilata*,

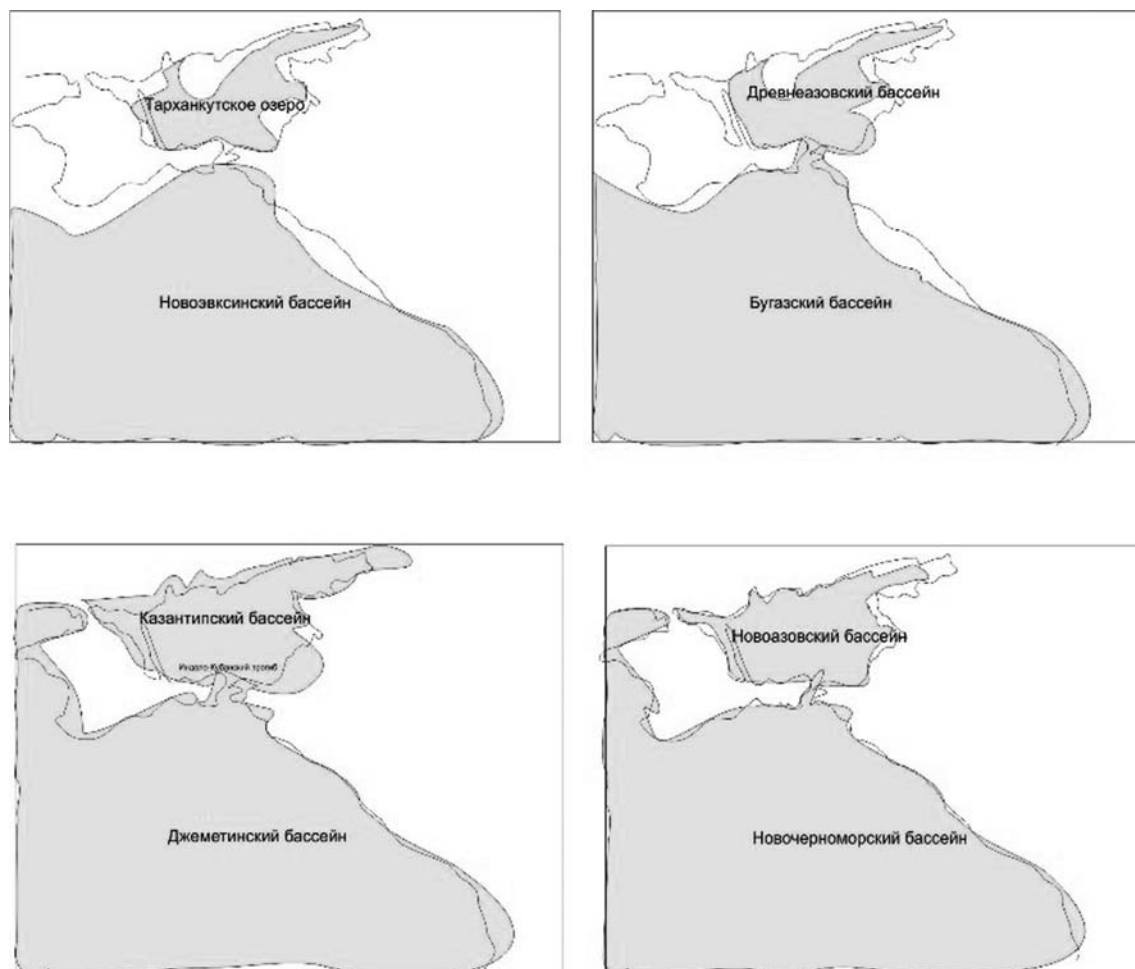


Рис. 1. Этапы голоценовой трансгрессии в Азово-Черноморском бассейне

*Trachyleberis pseudoconvexa*, *Loxococoncha elliptica*. Соленость древнеазовского бассейна 12–13 ‰.

В казантипское время, в максимум черноморской трансгрессии, бассейн достиг современных границ Азовского моря, вызвал повышение солености вод выше современной. Что было связано с эвстатическим подъемом вод Мирового океана, Средиземноморья и Черноморского бассейна.

Казантипский комплекс фораминифер содержит 18 видов, с преобладанием родов: *Quinqueloculina* (20 %) и *Ammonia* (60–70 %), из которых широко представлены *Quinqueloculina bicornis*, *Q. consobrina*, *Q. seminulum*, *Ammonia tepida*, *Ammonia ammoniformis*, *A. parasovica*, *A. parkinsoniana*, *Criproelphidium depressulum* и др. В образцах Азовского моря не встречены черноморские эндемики *Ammonia caucasica*, *Mayerella brotzkayae* и редко встречаются средиземноморские иммигранты, такие как *Ammonia compacta*. Остракоды мало численны *Cyprideis littoralis*, *C. punctilata*, *Loxococoncha elliptica* и др. Соленость бассейна колебалась от 13 до 18 ‰.

Новоазовские осадки указывают на постепенное ослабление связи новоазовского бассейна с черноморским и позволяют судить о его опре-

снении по сравнению с бассейнами казантипского времени до 13 ‰. В дальнейшем новоазовский бассейн становится более замкнутым, благодаря сужению Керченского пролива, большое значение приобретает сток рек, значительное снижение солености вод до современного (5–9 ‰). Комплекс фораминифер новоазовских слоев уже значительно обеднен и представлен 11 видами, среди которых преобладают *Ammonia caspica*, *Elphidium caspicum*, *E. ponticum*, *Criproelphidium depressulum*, *Nonion matagordanus*, *Porosonion martcobi*, *P. subgranosus*. Остракоды представлены 20 видами с преобладанием *Cyprideis littoralis*, *C. torosa littoralis*, *Candona albicans*, *C. abichi*, *Ilyocypris gibba*, и др.

В периоды трансгрессий черноморская фауна полностью заполняла акваторию Азовского моря в результате чего быстро менялся состав фораминиферных и остракодовых комплексов. Происходили резкие колебания границ бассейна от новоэвксинского озера до казантипского моря, и снова до опресненного бассейна. Что сопровождалось изменением состава комплексов микрофауны. В эпохи регрессий Азов представлял собой прибрежную равнину с палеодельтами Дона. Этапы голоценовой трансгрессии показаны на рис. 1.

#### Список литературы

1. Бурьндина Л.В., Бондарь Е.А. Комплексы остракод глубоководных донных проб Черного моря // Тез. морской школы, М., 2003.
2. Михалевич В.Я. Класс Sarcoda. Определитель фауны Черного и Азовского морей. // Киев. Наукова думка, 1968. С. 9–21.
3. Пинчук Т.Н. Бентосные фораминиферы и стратиграфия восточного шельфа Черного моря (Сочи-Туапсе). Тез. докладов ВПО, Санкт-Петербург, 1993.
4. Супрунова Н.И. Этапность развития фауны остракод и фораминифер как основа биостратиграфического расчленения четвертичных отложений керченского пролива. «Вопросы микропалеонтологии». М., 1980. Вып. 23. С. 171–173.
5. Шорников Е.И. Подкласс острада или ракушечные раки // В кн. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Киев, 1969. С. 163–260.
6. Шорников Е.И. К изучению Ostracoda Азовского и Черного морей. Бентос, «Биология моря», Киев, Наукова думка. С. 103–120.
7. Янко В.В., Троицкая Т.С. Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря. М., Наука, 1987. 111с.
8. Янко В.В., Грамова Л.В. Стратиграфия четвертичных отложений Кавказского шельфа и континентального слона Черного моря // Советская геология, 1990. № 2. С. 60–72.
9. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Chepalyga A.L., Cronin T.M., Pasechnik I.V., Levchenko O.V., Howe S.S. et al. Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf // Palaeo geography, climatology, ecology, 2007. 3. V. 246. P. 228–259.



# ОБОСНОВАНИЕ СООТВЕТСТВИЯ МУРАВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ВСЕМУ 5-МУ ЯРУСУ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ ШКАЛЫ

# SUBSTANTIATION OF CORRESPONDENCE OF MURAVA INTERGLACIAL WITH WHOLE 5-TH OXYGEN ISOTOPE SCALE'S STAGE IN THE TERRITORY OF BELARUS

**Н.М. Писарчук**

*Белорусский государственный университет, географический факультет, Минск, Республика Беларусь  
pisarchuk@bsu.by*

**N.M. Pisarchuk**

*Belarusian State University, Faculty of Geography, Minsk, The Republic of Belarus*

Муравинское (микулинское) межледниковье – одно из самых изученных межледниковий гляциоплейстоцена. Несмотря на многосторонний подход в изучении верхнеплейстоценовых межледниковых отложений остаются нерешенными вопросы о числе климатических оптимумов в составе межледникового горизонта, его объема (верхняя и нижняя границы), правомочности сопоставления муравинского межледникового горизонта лишь со стадией 5-е изотопно-кислородной шкалы.

Со второй половины XX в. за рубежом появились первые изотопно-кислородные и радиационные шкалы на геохронологической основе, созданные по результатам исследований донных океанических осадков северного полушария – северной Атлантики (Emiliani, 1966; Schakleton, Opdyke, 1973; Van Donk, 1976; Prell, 1982; Pias et al., 1984, и др.). С изотопно-кислородной шкалой были скоррелированы кривая инсоляции (Шараф, Будникова, 1969) и палеомагнитная шкала (Писаревский, 1983), а позднее проведена привязка серии лессов и ископаемых почв плейстоцена центрального Китая к палеомагнитной шкале (Kukla, 1977). На основании изучения лессов и ископаемых почв плейстоцена Восточной Европы и реконструкции январских температур времени их формирования была составлена климато-стратиграфическая шкала (Velichko et al., 1987), а серия этих отложений, датированных по вмещающим их моллюскам, сопоставлена с изотопно-кислородной шкалой (Molodkov, 1996). Впоследствии такие же шкалы появились в результате изучения донных океанических осадков северного полушария в Тихом океане и озерного комплекса осадков Байкала. Все выделенные на этих шкалах вариации кривых соотносились с 19-ю изотопными ярусами преимущественно в ранге горизонтов (последние 800 тыс. лет): четные – с ледниковыми, нечетные – с межледниковыми. В дальнейшем проводилось сопоставление океанических изотопно-кислородных шкал с принятыми на геологической и палеонтологической основе стра-

тиграфическими схемами континентального плейстоцена Восточно-Европейской равнины. Позиция палеонтологов об однооптимальности всех межледниковий плейстоцена позволила только ранний пик в 5-м изотопном ярусе считать оптимальным межледниковым (5e стадия), а два верхних оптимума отнести к началу сложного поозерского оледенения (2, 3, 4 и 5a-d и. я.). Дальнейшие детальные разработки изотопно-кислородных шкал из различных отложений верхнего плейстоцена (разрез Гранд Пиль и др.) показали ошибочность такого мнения. Изотопно-кислородные кривые 5-го яруса на шкале характеризовали ранг не стадий и межстадиалов поозерского оледенения, а оптимумов муравинского межледниковья.

Колонки океанических осадков можно рассматривать как источники сведений о непрерывной цепи климатических событий. Этого нельзя сказать о континентальных отложениях, поскольку в гляциоплейстоцене испытывали мощное воздействие экзогенных факторов (наступление и отступление ледников, переотложение, физическое и химическое выветривание и др.). По утверждению Ю.В. Кузнецова (1976) глубоководные морские и океанические осадки отражают наиболее крупные, глобальные по масштабу геологические события, континентальные осадки обусловлены рельефом и другими местными факторами и поэтому являются локальными; полученные при их изучении результаты могут быть обобщены в лучшем случае на континент. В связи с этим необходима комплексная интерпретация данных.

Для обобщенного анализа с помощью палинологического метода были отобраны 230 спорово-пыльцевых диаграмм, содержащих сведения о данных пыльцевого анализа отложений муравинского межледниковья на территории Беларуси. Расчленение этих отложений позволило установить последовательное и закономерное чередование спорово-пыльцевых комплексов на диаграммах и соответствующих им выделенных фаз развития

растительности. Было выделено 12 фаз развития растительности (30 с выделенными в них под-фазами). Фазы, соответствующие интервалам оптимумов и похолоданий данного межледниковья отражены в таблице 1.

Как видно из таблицы, к оптимумам межледниковья можно отнести чериковский, комотовский и богатыревичский подгоризонты, а к похолоданиям – борховский и дорошевичский. Выделенные оптимумы соответствуют положительным флуктуациям климатической кривой на изотопно-кислородных шкалах. Таким образом, к стадии 5е можно отнести улановское раннемежледниковье и чериковский оптимум, к стадии 5d борховское по-

холодание, к стадии 5с – комотовский оптимум, 5b – дорошевичское похолодание, 5а – богатыревичский оптимум и гончаровское позднемежледниковье. При принятии такой схемы верхняя граница межледниковья устанавливается на уровне 72 000 лет, а нижняя 128 000 лет. О возможности проведения таких границ указывалось в трудах Я.К. Еловичевой (2001).

К сожалению, абсолютных датировок приходящихся на поздние оптимумы муравинского межледниковья на территории Беларуси пока не имеется. Возможно, с появлением таковых можно будет с большей уверенностью определять границы межледниковья и стратиграфических подгоризонтов.

Таблица 1

**Фитоценоотические сукцессии в муравинское межледниковье на территории Беларуси**

Горизонт	Подгоризонт	Индекс	Кульминирующая древесная порода	Хвойно-березовые леса	Хвойные леса	Смешанные леса	Широколиственные леса	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Поозерский								
Муравинский	Гончаровский	mr-12	<i>Pinus+Betula</i>					
	Богатыревичский	mr-11	<i>Pinus</i>					
	Дорошевичский	mr-10	<i>Pinus+Betula</i>					
	Комотовский	mr-9	<i>Pinus+Q.m.</i>					
	Борховский	mr-8	<i>Pinus</i>					
	Чериковский	mr-7		<i>Picea</i>				
		mr-6		<i>Carpinus</i>				
		mr-5		<i>Tilia</i>				
		mr-4		<i>[(Quercus+Ulmus)+(Corylus+Alnus)]</i>				
	Улановский	mr-3		<i>Betula+Pinus+Q.m.</i>				
		mr-2		<i>Pinus</i>				
		mr-1		<i>Pinus+Betula</i>				
Сожский								

**Список литературы**

1. Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси (по палинологическим данным). Минск.: Белсэнс, 2001. – 292 с.
2. Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. Москва: Атомиздат, 1976. – 279 с.
3. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. Санкт-Петербург: КОМИЛЬФО, 2008. – 312 с.
4. Писаревский С.А. Исследование тонкой структуры поля с целью разработки детальной магнитостратиграфической шкалы: автореф. канд. дис. Ленинград, 1983. – 21 с.
5. Шараф Ш.Г. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебания климата / Ш.Г. Шараф, Н.А. Будникова // Тр. Инст. теоретич. астрономии. – Вып. XIV. – Ленинград: Наука, 1969. – С. 48–109.
6. Emiliani C. Isotopic paleotemperatures / C. Emiliani // Science, 1966. Vol. 154. – P. 851–857.

7. *Kukla G.L.* Pleistocene land-sea correlation. 1. Europe / G.L. Kukla // *Earth Science Rev.*, 1977. – Vol. 13. – № 4. – P. 307–374.
8. *Molodkov V.M.* ESR Dating Evidence on on Early Man's Dwelling at a Lower Palaeolithic Cave-Site in the Northern Caucasus // *Geologija*, 1996. – № 19. – P. 67–75
9. *Pisias N.G.* High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years / N.G. Pisias, D.G. Martinson, T.C. Moore, N.J. Shackleton, W. Prell, J. Hays, G. Boden // *Mar. Geol.*, 1984. Vol. 56. – P. 119–136.
10. *Prell, W.L.* Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability // *Repts DSDP*. Washington, 1982. – Vol. 68. – P. 455–464.
11. *Shackleton, N.J.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale / N.J. Shackleton, N.D. Opdyke // *Quaternary Res.*, 1973. – Vol. 3. – P. 39–55.
12. *Van Donk, J.*  $^{18}\text{O}$  record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch / J. Van Donk // *Geological Society of America Memoir*, 1976. – Vol. 145. – P. 147–163.
13. *Velichko, A.A.* Caspian Sea and Volga River 5.5 and 125 thousands years before present / A.A. Velichko, V.A. Klimanov, A.V. Belyaev // *Priroda*, 1987. – № 3. – 60–66 (in Russian).

**НОВЫЕ «КЛАДБИЩА» МАМОНТОВ  
С ПРИЗНАКАМИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ  
ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА НА СЕВЕРЕ ЯНО-  
ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

**NEW FINDS OF «MAMMOTH GRAVYARDS»  
WITH TRACES OF THE ANCIENT HUMAN  
ACTIVITY IN THE NORTH OF YANA-  
INDIGHIRKA LOWLAND**

**В.В. Питулько<sup>1</sup>, А.Э. Басилян<sup>2</sup>, Е.Ю. Павлова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия*

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, С.-Петербург, Россия*

*pitulkov@rambler.ru, alexandr.basilyan@gmail.com, pavloval@rambler.ru*

**V.V. Pitulko<sup>1</sup>, A.E. Basilyan<sup>2</sup>, E.Y. Pavlova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

Со времени открытия вблизи Берелёхского костыща «стоянки» Берелёх (Верещагин, Мочанов, 1972), этот комплекс георхеологических объектов оставался единственным в своем роде. В 2000 г. на севере Яно-Индигорской низменности и Новосибирских о-вах в рамках проекта «Жохов-2000» были начаты поиски памятников каменного века, в результате которых были открыты Янская стоянка (Питулько, Павлова, 2010) и Янское кладбище мамонтов (Basilyan et al., 2011), проведено изучение Аччагый-Аллаиховского местонахождения мамонтов (Nikolskiy et al., 2010) и Берелёхского комплекса (Питулько и др., 2011), а также открыты новые местонахождения мамонтов, связанные с деятельностью человека.

Два из них были обнаружены в долине р. Муксунуоха (к югу от п-ова Широкостан). Местонахождение Никита (NKL, 71° 34' с.ш. и 141° 37' в.д.) приурочено к бортам оврага, образованного небольшим ручьём, стекающим с плоской водораздельной поверхности с абс. отметками около 40 м. и впадающим в р. Муксунуоха по её правому берегу. Овраг пересекает субгоризонтальную поверхность с абс. отметками около 30 м, постепенно переходящую в пологий склон водораздела. В неё врезано русло р. Муксунуохи.

Поверхность сложена многолетнемёрзлыми отложениями с решёткой полигонально-жильных льдов. Судя по отложениям, вскрытым расчисткой, это тонкие слабоопесчаненные алевриты серого цвета, образующие расшлюбованную синкриогенную толщу. Лёд в жилах серого цвета, имеет нормальную вертикальную слоистость. Мощность их неизвестна. На вскрытом участке в кровлю этих отложений вложена костеносная линза с многочисленными костными остатками почти исключительно мамонтов (кроме мамонта, отмечены остатки россомахи и северного оленя).

Костеносный горизонт перекрыт торфяником с прослоем из остатков кустарниковой растительности в основании. Мощность торфяника – примерно 1,5 м, мощность костеносного горизонта – видимо, около 1–2 м по разрезу. Отмечены остатки не менее пяти мамонтов. На основании <sup>14</sup>C датирования костных остатков возраст костыща может быть оценён около 12000 л.н. (12050 ± 50 и 11960 ± 140). Культурные остатки, встреченные вместе с остатками мамонтов, немногочисленны, но характерны. Они представлены серийными формами острий (неполных бифасов), идентичными берелёхским находкам (Питулько, 2011).

Второе местонахождение, обнаруженное на р. Муксунуохе – MKR/U22, расположено несколько к северу (71° 42' с.ш. и 141° 12' в.д.) в аналогичных условиях. Культурный материал представлен многочисленными мелкими отщепами, полученными в результате подправки и переоформления орудий. Они встречены вместе с костными остатками мамонтов. Возраст местонахождения на данный момент не определён, но, скорее всего, близок таковому для NKL.

Два других местонахождения обнаружены на небольшой речке Илин-Сыалах, впадающей в Янский залив с востока. Район расположен к юго-востоку от муксунуохских объектов, в её среднем течении. «Кладбище» Илин-Сыалах (ISYLAKH, 70° 47' с.ш. и 140° 45' в.д.) оказалось обнаружено в результате действий по добыче бивня, практикуемой местными жителями. Сам костеносный горизонт находится примерно в 1 м над урезом воды в реке, вскрывается на узком фронте в крест простирающейся костеносной линзы, перекрытой косослоистой толщей переслаивающихся алевритов, суглинков и супесей с растительными остатками. Характерной особенностью разреза на этом участке протяжённостью при-



мерно 40 м является полное отсутствие любых полигонально-жильных льдов. В то же время, они представлены в комплексах отложений, слагающих соседние поверхности. Высота берега от уреза до бровки в излучине правого берега, где расположено «кладбище», составляет около 9–10 м. Были проведены поиски археологического материала и просмотрена коллекция костных остатков плейстоценовой фауны, извлечённой из штолен бивнеискателями. Встречены кости почти исключительно мамонтов (примерно десять животных небольшого размера), с небольшой примесью иных видов – северного оленя, лошади, бизона и носорога, а также зайца и птиц.

Можно предполагать, что «кладбище» мамонтов приурочено к отложениям тылового шва II н/п террасы р. Илин-Сыалах. Судя по датировкам костных остатков плейстоценовой фауны, основной материал костеносной линзы накапливался чуть ранее 12000 л.н. ( $12260 \pm 220$  и  $12300 \pm 85$ ), с обогащением существенно более древними остатками, поступавшими из размываемых рекой отложений. Данный механизм идентичен установленному для Берелёха (Питулько и др., 2010). Археологический материал в ближайшей окрестности памятника отсутствует, однако в материалах самого «кладбища» выявлены следы прошлой человеческой деятельности в виде специфических заготовок колющих орудий (наконечников копий?) из бивня мамонта – трёхгранная стержневидная заготовка длиной 27 см.

В 3 км вниз по течению от «кладбища» Илин-Сыалах, по тому же правому берегу реки, был обнаружен шлейф подъёмного материала – исключительно костные остатки плейстоценовой фауны (мамонт, лошадь, бизон, северный олень, лось). Находки костных остатков представлены обломками рёбер, единичными позвонками, мелкими костями конечностей. Они встречаются на узком фронте, полосой около 7–8 м. Выявлен слабонасыщенный костеносный горизонт, в котором встречены фрагменты рога лося (в осыпи), ребро и нижняя челюсть мамонта ( $22700 \pm 300$ ). Часть рёбер мамонта имеет искусственные повреждения. Данный объект, возможно, закрывает, по крайней мере частично, «разрыв» в летописи расселения человека на Северо-Востоке, относящийся к сартанскому криохрону. Каменные артефакты здесь, к сожалению, отсутствуют. Однако вследствие бедности сырьевых источников на значительной части территории Яно-Индибирской низменности наличие такого материала на стоянках каменного века может быть весьма ограниченным даже там, где человеческая деятельность осуществлялась достоверно. Так, на «кладбище» Илин-Сыалах изделий из камня нет совсем, но прошлое присутствие там человека, несомненно.

Наличие связи между массовыми скоплениями костных остатков мамонтов («кладбищами») и следами деятельности человека («стоянками») является широко известным научным фактом (Верещагин, 1977; Соффер, 1993; Павлов, 2008; Svoboda et al., 2005, и др.). Некоторая их часть, безусловно, рукотворна изначально, но безотносительно механизма их образования они являются элементом пространственной структуры стоянок. В то же время, концентрации костных остатков мамонтов могут иметь и различную естественную природу – чаще всего аллювиальную (Берелёх, Севск, Гари) или солончаковую, как в Шестаково, Волчьей Гриве и Луговском. Следы человеческой деятельности на каждом из таких объектов представлены в различном объёме, от практически нулевого до хорошо выраженного специфическим комплексом инвентаря в Шестаково (Зенин, 2002; Деревянко и др., 2003) или в Шлёнке (Лисицын, 2000). В ряде случаев эти признаки маловыразительны (Берелёх, Волчья Грива, Луговское), и даже могут быть практически эфемерны, как, например, в Аччагый-Аллаиховском костнице (Питулько, 2011). Таким образом, эксплуатация человеком костница не обязательно оставляет заметные следы, в чём убеждают, в том числе, новые находки массовых скоплений костных остатков мамонтов на Яно-Индибирской низменности.

Весьма интересным фактом является примерная одновременность формирования, как минимум, четырёх объектов – Аччагый-Аллаиховского, Берелёхского, Илин-Сыалахского и Никитского костниц. Все они возникают в интервале примерно 12600–11900 л.н., совпадая с потеплениями бёллинг и аллерод (Nikolskiy et al., 2010; Питулько и др., 2011). В целом, этому периоду отвечает последний пик относительной численности населения мамонтов арктической Сибири накануне заката популяции (Никольский, Питулько, 2013). Определённую роль в её судьбе сыграл и человек. Плотность населения Северо-Востока к рубежу голоцена определённо возрастает, в том числе, вероятно, в связи с сокращением обитаемого мира из-за потери части суши в результате океанической трансгрессии. Заметное единообразие условий залегания костеносных горизонтов в перечисленных объектах (тыловой шов II н/п террасы, что установлено по крайней мере для Илин-Сыалахского и Берелёхского костниц), насколько об этом можно судить, указывает на проявление в пределах региона единого процесса преобразования ландшафтов, связанного, в том числе, с очередным этапом развития гидросети и врезом, обусловившим формирование первых н/п террас.

### Список литературы

1. *Верецагин Н. К.* Берелёхское «кладбище» мамонтов // Труды ЗИН, 1977. Т. 72. С. 5–50.
2. *Верецагин Н. К., Мочанов Ю. А.* Самые северные в мире следы верхнего палеолита // Советская археология, 1972. № 3. С. 332–336.
3. *Деревянко А. П., Молодин В. И., Зенин В. Н., Лецинский С. В., Мащенко Е. Н.* Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2003. 168 с.
4. *Зенин В. Н.* Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, антропология и этнография Евразии, 2002. № 4. С. 22–44.
5. *Лисицын Н. Ф.* Поздний палеолит Чулымо-Енисейского междуречья. СПб.: Петербургское востоковедение, 2000. 185 с.
6. *Никольский П.А., Питулько В.В.* Зависимость численности мамонтов от климата в связи с проблемой их вымирания (по массовому <sup>14</sup>C датированию остатков мамонтов из Арктической Сибири) // Stratum Plus, 2013. № 1. С. 133–165.
7. *Павлов П.Ю.* Палеолит Северо-Востока Европы: новые данные // Археология, антропология и этнография Евразии, 2008. № 1. С. 33–45.
8. *Питулько В.В.* Археологическая составляющая Берелёхского комплекса // Записки ИИМК РАН, 2011. № 6. С. 85–103.
9. *Питулько В. В., Павлова Е.Ю.* Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. Санкт-Петербург: Наука, 2010. 265 с.
10. *Питулько В.В., Басилян А.Э., Павлова Е.Ю.* Результаты изучения Берелёхского геоархеологического комплекса объектов в 2009 году / Болиховская Н.С., Фаустов С.С. (ред.). Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена (Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 года»). Вып. 3. Москва: МГУ, 2011. С. 437–453.
11. *Соффер О.А.* Верхний палеолит Средней и Восточной Европы: люди и мамонты / Леонова Н.Б., Несмеянов С.А. (ред.). Проблемы палеоэкологии древних обществ. Москва: Рос. Открытый Ун-т, 1993. С. 99–118.
12. *Basilyan A.E., Anisimov M.A., Nikolskiy P.A., Pitulko V.V.* Woolly mammoth mass accumulation next to the Paleolithic Yana RHS site, Arctic Siberia: its geology, age, and relation to past human activity // Journal of Archaeological Science, 2011. Vol. 38. P. 2461–2474.
13. *Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V.* Prelude to the Extinction: Revision of the Achchagyi-Allaikha and Berelyokh mass accumulations of mammoth // Quaternary International, 2010. Vol. 219. P. 16–25.
14. *Svoboda J., Peán S., Wojtal P.* Mammoth bone deposits and subsistence practices during Mid-Upper Palaeolithic in Central Europe: three cases from Moravia and Poland // Quaternary International, 2005. 126–128, 209–221.

ПОЛЕВКИ РОДА *BORSODIA*  
ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ  
ЗВЕРИНОГОЛОВСКОЕ В ЮЖНОМ  
ЗАУРАЛЬЕ (РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН,  
ГЕЛАЗИЙ, ХАПРОВСКИЙ  
ФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

VOLES OF GENUS *BORSODIA*  
FROM ZVERINOGOLOVSKOYE LOCALITY  
IN SOUTHERN TRANS-URALS REGION  
(EARLY PLEISTOCENE, GELASIAN STAGE,  
KHAPRY FAUNAL COMPLEX)

Н.В. Погодина<sup>1</sup>, Т.В. Струкова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Уральский Федеральный университет им. первого Президента России Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>1</sup>pogodina2004@mail.ru; <sup>2</sup>strukova@ipae.uran.ru

N.V. Pogodina<sup>1</sup>, T.V. Strukova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ural Federal University named after the First President of Russia B.N. Yeltsin, Ekaterinburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch RAS, Ekaterinburg, Russia

Одним из биотических маркеров, традиционно используемых в биохронологии и биостратиграфии четвертичного периода, является филетическая линия полевок †*Borsodia* → *Lagurus* (Вангенгейм и др., 2001; Mayhew, 2013). В настоящее время вопрос о развитии трибы *Lagurini* и современных степных пеструшек остается открытым. Предком этой трибы большинством авторов рассматривается род *Borsodia*, но нет единого мнения о конкретном виде (группе видов), давшем линию *Prolagurus* – *Lagurus*. Одни авторы считают, что это виды группы *Borsodia hungarica* – *prolaguroides* (Зажигин, 1980; Рековец, 1994), другие – *B. newtoni* (Тесаков, 2004), третьи – *B. petenyii* (Chaline, 1985). Только детальное изучение истории рода *Borsodia* на всем ареале позволит оценить весь размах морфологии изменчивости коренных зубов и внести ясность в эволюцию трибы *Lagurini*.

На территории Южного Зауралья наиболее древние и массовые остатки этого рода известны из местонахождения Звериноголовское, которое расположено в Курганской области. Подробное описание геологии местонахождения, фауны мелких млекопитающих и анализ морфологии диагностических коренных зубов полевок приведены в ряде работ (Стефановский, Погодина, 2005; Pododina, Strukova, 2013). Цель данной работы – детальный анализ морфологических особенностей строения коренных зубов полевок рода *Borsodia*. Терминология дентиновых трактов дана по Г. Рабедеру (Rabeder, 1981). Верхние моляры обозначаются как M1, M2, M3, нижние – m1, m2, m3.

Проведен анализ изменчивости высоты дентиновых трактов для диагностики тафономических примесей. Наибольшей разрешающей способностью обладают графики для первых зубов (m1 и M1). Анализ графика для m1 был сделан ранее (Pogodina, Strukova, 2013). Анализ высоты трактов

M1 (рис. 1) рода *Borsodia* выявил неоднородность выборки. Большая часть экземпляров имеет высокие дентиновые тракты, отнесена к виду *Borsodia praehungarica* и датируется концом позднего плиоцена – началом раннего плейстоцена (MN16b-MN17). Низкотрактовые экземпляры отнесены к виду *B. novoazovica*, их геологический возраст – средний плиоцен (MN16a). Его остатки представлены единичными экземплярами m2, M1, M2, что пока не позволяет оценить весь размах изменчивости вида.

В данной работе приведено детальное описание моляров всех категорий вида *B. praehungarica*.

m1. Моляры средних размеров: длина от 2,45 до 2,85 мм, в среднем 2,58 мм. Высота трактов: HSD (гипосинуид) в среднем 2,21 мм, HSLD (гипосинуид) в среднем 1,38 мм (Pododina, Strukova, 2013). Антероконад удлинённый (A/L в среднем 45 %). Передняя петля ромбовидная, становится более округлой у старых особей. Мимомисный выступ глубокий (приподнятость островной складки (EL) в среднем 1,1), хорошо развит у большинства экземпляров. Три моляра имеют слабо развитый мимомисный выступ, заметный только с буккальной стороны коронки. Тракт мимомисного выступа Misd (мимосинуид) выражен у 33 % экземпляров (Misd=0,41, lim=0,1–0,85).

m2. Задний корень имеет акроризное строение.

M1. Среди зубов с неповрежденными и выраженными корнями есть трех- и двухкорневые, последние преобладают.

M2. Среди зубов с неповрежденными и выраженными корнями есть трех- и двухкорневые, последние преобладают. Есть двухкорневые экземпляры, где передний корень имеет отчетливые следы слияния наружного и внутреннего корней.

M3. Длина от 1,35 до 1,95 мм, в среднем 1,69 мм. Высота трактов: трактов: AS в среднем 1,43 мм, PRS в среднем 0,79 мм (Pododina, Strukova, 2013).

Элементы жевательной поверхности достаточно четко разделены. Имеется только задняя марка на четырех экземплярах из восьми. Марка замыкается при высоте коронки около 3,2 мм, и начинает исчезать при высоте коронки менее 2 мм, один экземпляр (высота коронки  $H = 1,95$ ) имеет след марки.

Все моляры по общим размерам жевательной поверхности близки к молярам вида *B.praehungarica praehungarica* из Веселовки. Однако полевки из Звериноголовского менее гипсодонтны, чем из Веселовки (Тесаков, 2004).

Таким образом, детальный анализ морфологии недиагностичных коренных зубов полевок рода *Borsodia* позволил вывить новый вид в фауне местонахождения Звериноголовское – *B.novoazovica*, ранее не описанный на территории Южного Зауралья. В дальнейшем он может быть использован для датировки отложений среднего плиоцена на территории Зауралья.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ-5325.2012.4.)

### Список литературы

15. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.
16. Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 339. М.: Наука, 1980. 154 с.
17. Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 372 с.
18. Стефановский В.В., Погодина Н.В. Опорный разрез среднего – верхнего плиоцена Южного Зауралья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 89–100.
19. Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). Труды Геол. ин-т РАН; вып. 554. М.: Наука, 2004. 247 с.
20. Chaline J. Evolutionary data of steppe lemmings (Arvicolidae, Rodentia) // Evolutionary relationships among Rodents. N.Y.: Plenum Press, 1985. P. 631–641.
21. Mayhew D.F. West European arvicolid evidence of intercontinental connections during the Early Pleistocene // Quaternary International, 2013. V. 284. P. 62–73.
22. Pododina N.V., Strukova T.V. Plio-Pliocene vole fauna from Zverinogolovskoye locality (Southern Trans-Urals region) // Quaternary International, 2013. V. 284. P. 171–176.
23. Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus de Pliozan und dem alteren Pleistozan von Niederosterreich // Beitr.Plant.Osterr., 1981. № 8. 373 s.

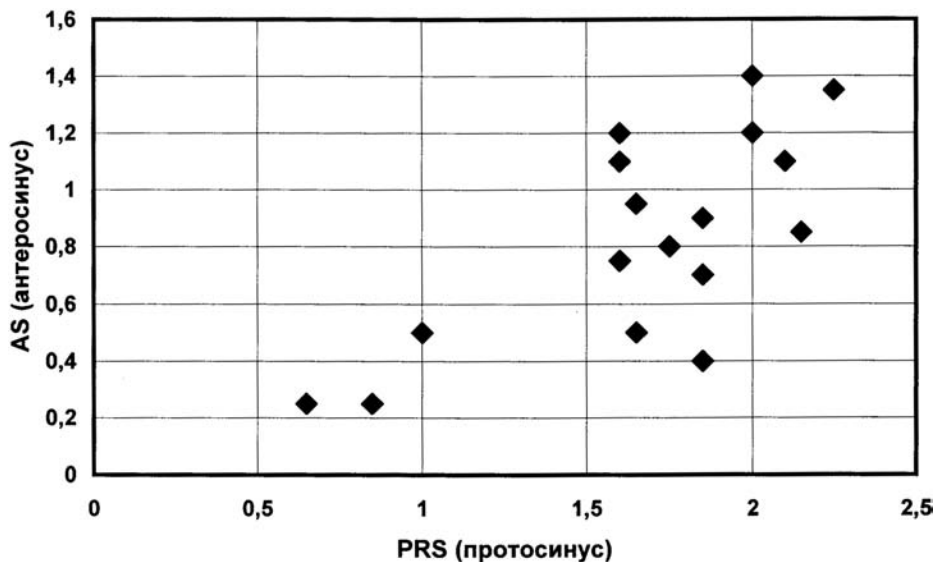


Рис. 1. Распределение высот трактов первых верхних моляров *Borsodia* в местонахождении Звериноголовское



ПРОФИЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАКОВИННЫХ АМЕБ  
В ПОЧВАХ ТУНДРЫ | PROFILE DISTRIBUTION  
OF TESTATE AMOEBAE  
IN TUNDRA SOILS

Л.А. Погосян, А.А. Бобров

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия  
lilit-tos@yandex.ru anatoly-bobrov@yandex.ru

L.A. Pogosyan, A.A. Bobrov

Lomonosov State University, Moscow, Russia

Почвообитающие раковинные амёбы, как гетеротрофные организмы, в отличие от автотрофных микроорганизмов имеют четкое профильное распределение. Это распределение обусловлено дифференциацией почвенного профиля на почвенные горизонты, представляющие собой различные стадии трансформации органического вещества и различающиеся по физико-химическим характеристикам. Особенности этого распределения не учитываются в палеоэкологических исследованиях.

Исследования проводили в полигональной тундре (район г. Походск, Якутия) в 2012 г. Пробы для анализа отбирали на бровках полигонов и в центральных частях.

S (сфагновый горизонт). Наиболее бедное по видовому составу сообщество раковинных амёб – до 17 видов и внутривидовых форм в почвах полигона. На бровке доминировали сфагнобионтные виды из родов *Assulina*, *Heleopera*, *Nebela*, *Valkanovia*, *Corythion*, *Wailesella*, характерные для олиготрофных условий. Из них три вида составили основную численность населения – *Assulina muscorum*, *Corythion dubium* и *Difflogiella oviformis* f. *fusca*. Число видов в этом горизонте было невысоким, в среднем 7 таксонов, увеличиваясь к центральным частям полигонов. В пробах центральной части полигона найдены *Cryptodifflogia bassini*, *Wailesella eboracensis*, *Amphitrema flavum*, виды обычные для олиго-мезотрофных условий. Гигро-гидрофильные виды не встречены.

Горизонт Oi. Видовое богатство тестаций возросло до 22 видов. Группа сфагнобионтных видов

по-прежнему хорошо представлена, снизилась численность ксерофильных видов, возросло число эврибионтных видов.

Горизонт Oe. Наиболее информативный почвенный горизонт с разнообразным населением раковинных амёб. В нем были представлены все экологические группы раковинных амёб – сфагнобионты, почвенные, эврибионтные, гидробионтные. Важной особенностью явились находки гидрофильного *Difflogia minuta* и общее увеличение гидрофильных видов рода *Difflogia*.

Vg (надмерзлотный глеевый горизонт). Отсутствие раковинных амёб из-за неблагоприятных физико-химических условий и низких температур.

Видовое разнообразие тестаций возрастало от поверхностного сфагнового горизонта вглубь почвенного профиля вплоть до иллювиально-глеевого горизонта. Ацидофильные виды раковинных амёб доминировали в почвах бровки и полигонального склона, в соответствии с распределением кислотности почвенных растворов по полигональной трансекте – в центре полигона pH в почвенных профилях равномерно слабокислая, на бровке и склонах кислая. Только в почвах центральной части полигона отмечены находки гидрофильных видов рода *Difflogia* и *Lagenodifflogia*. Эти закономерности распределения тестаций по разным элементам микрорельефа полигональной тундры и в почвенных профилях почв необходимо учитывать при интерпретации данных ризоподного анализа погребенных почв и торфов ледовых комплексов.

**РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО  
ПРОФИЛИРОВАНИЯ ДНА  
ТАГАНРОГСКОГО ЗАЛИВА  
АЗОВСКОГО МОРЯ** | **RESULTS  
OF SEISMIC PROFILING  
OF TAGANROG BAY  
OF THE SEA OF AZOV BOTTOM**

**В.В. Польшин<sup>1</sup>, С.П. Тарасов<sup>2</sup>, Г.В. Солдатов<sup>2</sup>, П.П. Пивнев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия*

<sup>2</sup>*Южный федеральный университет, факультет электроники и приборостроения, Таганрог, Россия  
polshin@ssc-ras.ru*

**V.V. Pol'shin<sup>1</sup>, S.P. Tarasov<sup>2</sup>, G.V. Soldatov<sup>2</sup>, P.P. Pivnev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia*

<sup>2</sup>*Southern Federal university, faculty of electronics and instrument engineering, Taganrog, Russia*

В сентябре 2011 года совместной экспедицией в составе сотрудников ЮНЦ РАН, ИАЗ ЮНЦ РАН и ФЭП ЮФУ (г. Таганрог) были проведены исследования в восточной части Таганрогского залива (рис. 1). Целью экспедиции было изучение морфологических особенностей дна и состава донных отложений с помощью сейсмоакустического профилографа и гидролокатора бокового обзора. Проведённые работы являются продолжением исследований начавшихся в 2006 году (Матишов, 2007). Интерпретация полученных данных в комплексе с результатами многочисленных грунтовых съёмок этого участка моря позволила произвести реконструкцию древнего рельефа и выявить особенности строения осадочной толщи голоценового возраста.

За последние несколько тысяч лет площадь Таганрогского залива испытывала неоднократные трансформации, вследствие которых менялись размеры акватории, конфигурация берегов и место впадения в море реки Дон. Данные трансформации сопровождалась изменениями уровней отметок моря. Наступление моря приводило к перекрытию речных осадков морскими. Его отступление – к размыву и переотложению осадков речной системой Дона и накоплению аллювия.

Характер строения поверхностной толщи морских отложений Азовского моря сформировавшейся при неоднократных изменениях уровня делает эффективным при ее изучении использование дистанционных методов. Наличие на площади исследований региональной акустической границы, отвечающей времени проявления фанаторийской регрессии, позволяет определить величину повышения уровня Азовского моря за последние 2–2,5 тыс. лет (Маев и др., 2007; Матишов, 2007).

По данным сонарной съёмки гидролокатором бокового обзора (ГБО) и многочисленных грунто-

вых съёмок можно говорить, что осадконакопление на площади Таганрогского залива в основном носит терригенный характер. Морские отложения, в составе которых преобладает биогенный материал, получили локальное распространение по периметру береговой линии и, в основном, приурочены к аккумулятивным формам рельефа – косам и пляжам. К центру залива биогенные осадки постепенно замещаются илистыми отложениями (глинистыми и алевритовыми илами различного гранулометрического состава).

С востока на запад характер осадков закономерно изменяется. В восточной части залива поверхностный горизонт донных отложений представлен алевритово-глинистыми мелкозернистыми песками с включением ракушки и ракушечного детрита, а также алевритами. Кроме этого участка моря зона локализации песчаных осадков приурочена к районам кос с их подводными продолжениями и аллювиальным выносам рек впадающих в залив. В незначительном удалении от морского края дельты аккумулируются осадки смешанного типа в которых фракции ила, алеврита и песка находятся примерно в одинаковых пропорциях. К западу с увеличением глубин гранулометрический состав отложений изменяется в сторону уменьшения размера частиц. Основная площадь накопления глинистых илов приурочена к днищу осевой ложбины залива, которая в плане соответствует долине палео-Дона (Матишов, 2007).

Описанные выше морские осадки практически сплошным покровом горизонтально перекрывают отложения (породы) коренного ложа залива и аллювиальные врезы палеорек. Их отсутствие фиксируется локально на бенчах в районах расположенных вблизи абразионных берегов. Граница, между отложениями (породами) коренного ложа залива и перекрывающими их современными осадками

проходит на различных глубинах и наиболее отчетливо выражена в прибрежной зоне моря в районе впадения рек.

На графиках акустической записи, полученной с помощью параметрического профилографа (Воронин и др., 2004), участка акватории граничащего с устьевой областью Миусского лимана предположительно фиксируется переуглубленная речная долина, соответствующая регрессивной стадии развития морского бассейна (рис. 2). Если исходить из предположения наличия палеодолины,

то мощность аллювиального вреза в морское дно в этом месте достигает 4 метров. Выше по разрезу аллювиальный врез перекрывается слоем горизонтально лежащих морских осадков мощностью до 1,5–2 метров, сформировавшимся при трансгрессивном подъеме уровня моря. Отложения палеорек в этом районе хорошо коррелируются по мощности и абсолютным отметкам высот со вскрытыми под аккумулятивным телом Беглицкой косы аллювиальными осадками, образовавшимися во время фаногорийской регрессии (Зайцев, Зеленчиков, 2009).

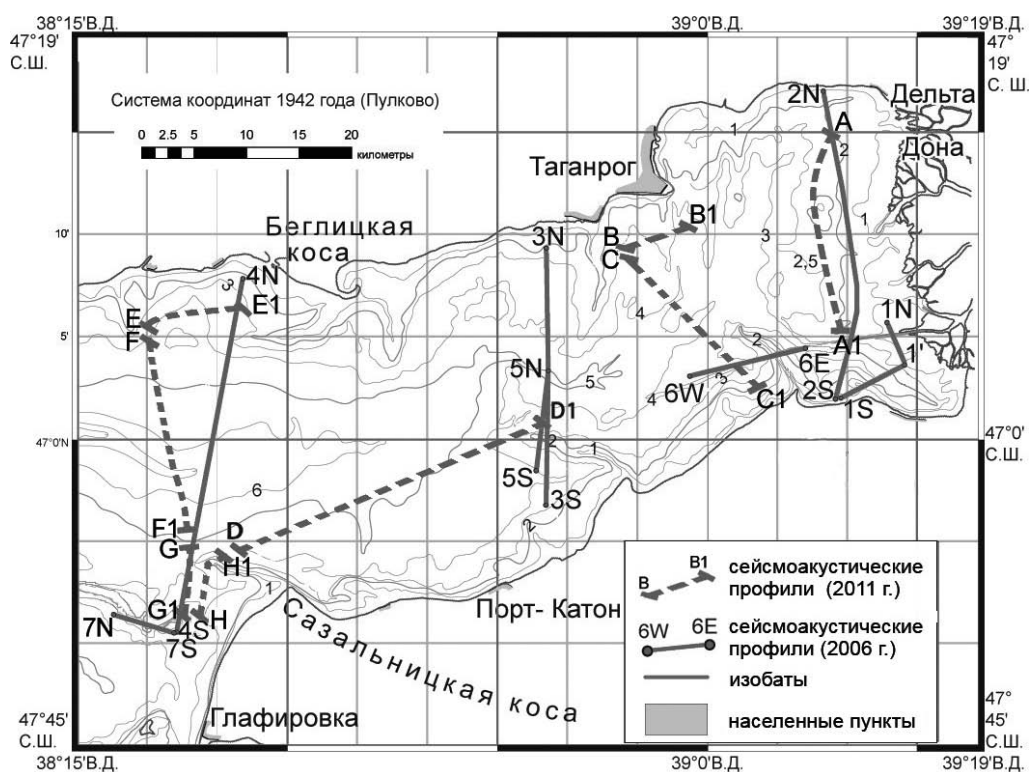


Рис. 1. Карта фактического материала

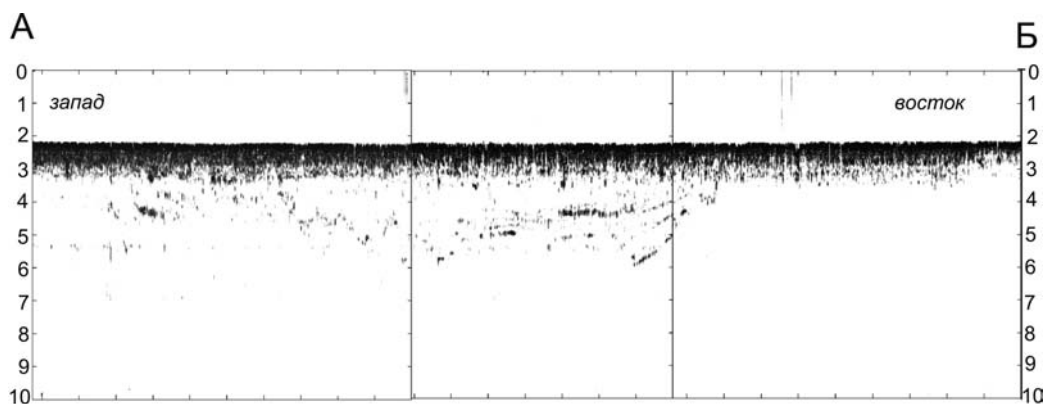


Рис. 2. Отрывок записи сейсмоакустического профилографа по профилю Е-Е1

Глубина эрозионного расчленения в кутовой части Таганрогского залива, не более 1,5 м. Сверху денудационная поверхность перекрывается слоем горизонтально залегающих современных осадков мощностью около 1 м.

Исключением являются районы трасс судоходных каналов, с глубинами, превышающими 4,5 м.

Антропогенное переуглубление относительно соседних участков дна здесь составляет величину порядка 2–2,5 м

Судя по разрезам акустической записи дна, в направлении от берега к центру залива, рельеф погребенной денудационной поверхности сглаживается, а мощность перекрывающего её слоя морских отложений возрастает до 2 и более метров. Это указывает на то, что на стадии регрессивного этапа здесь существовала водная артерия, по своей ширине уступавшая современному Таганрогскому заливу. По результатам сейсмоакустических исследований так же можно сделать вывод, что в среднем со времени фанагорийской регрессии уровень моря повысился от 2–2,5 метров на меридиане морского края дельты Дона (напротив центрального и южного рукава реки) до 4–4,5 метров на меридиане устьевой области Миусского лимана. В результате этого древние формы субаэрального

рельефа были затоплены водами наступающего моря и сглажены активным накоплением осадочного материала.

В результате повышения уровня моря площадь акватории Таганрогского залива увеличилась. В дальнейшем из мобилизованного на дне обломочного материала и ракуши под действием морских течений и волнений стали образовываться современные косы. Молодость образования этих аккумулятивных тел подтверждается тем фактом, что их подводные продолжения залегают на поверхности размыва фанагорийского возраста и данными о видовом составе моллюсков найденных в их отложениях на южном и северном берегах залива в результате бурения (Матишов, 2007; Матишов и др., 2012).

### Список литературы

1. Воронин В.А., Тарасов С.П., Тимошенко В.И. Гидроакустические параметрические системы. – Ростов-на-Дону: Ростиздат, 2004. 400 с.
2. Зайцев А.В., Зеленицков Г.В. Голоцен дельты Дона // Геология, география и экология океана. Мат. Междунар. научн. конф., посвящённой 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону, 2009. С. 124–126.
3. Маев Е.Г., Мысливец А.С., Зверев А.С. К истории развития Таганрогского залива // Геология морей и океанов, 2007. Том IV. С. 133–135.
4. Матишов Г.Г. Сейсмопрофилирование и картирование новейших отложений дна Азовского моря // Вестник Южного научного центра РАН, 2007. Т. 3. № 3. С. 32–40.
5. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Толочко И.В. К вопросу о реконструкции береговой линии Таганрогского залива и дельты Дона в античную эпоху // Экологическая безопасность приморских регионов. Материалы международной конференции. 5–8 июня 2012 г. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2012. С. 147–156.



# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПЕЩЕРНОГО ПАЛЕОЛИТА КРЫМА

# THE GEOLOGICAL AGE OF CRIMEAN PALEOLITHIC CAVE SITES: THE GEOMORPHOLOGIC CRITERION

**Л.В. Попова**

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, геологический ф-т, Киев, Украина  
popovalv@mail.ru*

**L.V. Popova**

*National Taras Shevchenko University of Kyiv, Geological faculty, Kyiv, Ukraine*

Отложения, заполняющие карстовые полости и скальные навесы, занимают особое место среди других генетических типов. Они дают богатый материал по плейстоценовой фауне и по древнейшей истории человека, но не входят ни в один породный парагенезис вне пещеры (отсутствуют четкие причинно-следственные связи их формирования и формирования внепещерных отложений). Если, либо пещерные отложения, либо прилегающая территория недостаточно биостратиграфически охарактеризованы, задача их корреляции с внепещерными образованиями изучаемой территории очень усложняется. Крымский карст соответствует именно такой ситуации. Сами отложения пещер и скальных навесов часто содержат микротериофауну либо споры и пыльцу, но с каким объектом на территории Крыма их сопоставить? Обычная практика – это корреляция с лессово-почвенными сериями (по спорам и пыльце) либо с аллювием (по микротериофауне). Но на рассматриваемой территории, имеющей горный рельеф и претерпевавшей в четвертичное время поднятие, субаэральные отложения вместо ископаемых почв представлены преимущественно грубообломочным пролювием и делювием, то есть неоптимальны для спорово-пыльцевого анализа. По тем же причинам аллювий крымских рек представлен галечниками, и не способствует сохранению ископаемой микротериофауны.

Потому для определения геологического возраста палеолита Крыма существенное значение приобретают геоморфологические критерии, например, связь между гипсометрическим положением и возрастом стоянки (Николаев, 1940). Такая зависимость существует, и, в общем, согласуется с общими закономерностями геологического развития Крыма, но, конечно, не охватывает все стоянки без исключения, как следствие сложного строения и неотектонической активности территории. В качестве событийных «часов» четвертичной истории для Второй гряды Крымских гор, видимо, было бы гораздо надежнее не поднятие территории (как

у Николаева), а отступление квесты. Этот процесс, во всяком случае, всегда шел только в одну сторону.

Новые находки палеолитических артефактов, приуроченные к скальным навесам под кровлей органогенных готеривских известняков, как нам кажется, позволяют уточнить характер зависимости «стадия эволюции рельефа – возраст археологического памятника».

Изученные скальные навесы расположены в районе сс. Трудолюбовка и Прохладное Бахчисарайского района, в месте, где р. Бодрак прорезает вторую гряду Крымских гор. Это обрушенный навес в южном уступе плато Патиль, на левобережье Бодрака, и два сохранившихся навеса на его правом берегу: на юго-западных склонах гор Большой Кермен и Змеиная. Все названные горы принадлежат к вполне определенной стадии разрушения квесты, а именно, стадии столовых гор, следующей за стадией туронской квесты.

Все три исследованных скальных навеса характеризуются сходными чертами геологического разреза. Готеривские органогенные известняки, вообще довольно песчанистые и легко поддающиеся разрушению, в кровле навесов представлены хорошо сцементированными детритовыми разностями. Породы, подстилающие органогенные известняки, могут быть разного генезиса и возраста (флиш, туфоалевролиты и туфопесчаники), но всегда во всех трех случаях лежат субвертикально и имеют гетерогенные механические свойства: более прочная разность слагает боковые стенки навеса, а более рыхлая выветривается, и на ее месте образуется ниша. Требуется совпадение всех этих условий, чтоб под уступом органогенных готеривских известняков образовался скальный навес; поэтому они относительно редки, и не достигают больших размеров, тогда как скальные навесы под уступом датской квесты обычны (мустьерская стоянка Шайтан-Коба, расположенная всего в нескольких километрах) и нередко образуют целые пещерные города, ближайший из которых – Баклы, заселенный вплоть до позднего средневековья.

Археологические находки приурочены к обрушенному навесу плато Патиля. С юга склон плато подрезан оврагом Мангуш, по дну которого протекает ручей. Овраг прорезает толщу таврического флиша видимой мощностью около 60 м. На флише залегают органогенные известняки, образуя до трех уступов. В точке обнаружения кремневых отщепов нижний уступ обрушен и представлен несколькими плитами на склоне в нарушенном залегании, с языком коллювия между ними. Многочисленные обломки и отщепы светло-серого кремня вымываются непосредственно из коллювия, а также встречаются ниже по склону (но не на поверхности плато).

Предварительное изучение каменной индустрии, проведенное доцентом кафедры археологии Киевского национального университета С.Н. Рыжовым, свидетельствует в пользу многослойной палеолитической стоянки, наиболее древние орудия которой, вероятно, мустьерские. Судя по распределению отщепов на склоне, во время существования стоянки он был не менее крутым, чем теперь, и хозяйственная площадка располагалась не перед навесом, а на его кровле (на одном из верхних уступов плато).

В первую очередь обращает на себя внимание характер кремней из-под патильского навеса. Они явно второсортны, имеют внутри неоднородности и пустоты. А ведь территория очень богата кремнем, стяжения которого встречаются в огромном количестве в мергелях известняках туронского возраста, венчающих разрез небронированных квест. Правда, кремь этих стяжений тоже разного качества, но, например, в ложбине между северными отрогами г. Кременной обнаруживаются многочисленные отщепы и неолитические (определение Рыжова) орудия из палевого кремня, определенно лучшего, чем на Патице, а мустьерцы Шайтан-Кобы, согласно Г.А. Бонч-Осмоловскому (1930), изготавливали орудия на прекрасных широких пластинах из темного, почти черного кремня очень хорошего качества, причем обилие кремневого сырья сказалось на всем облике индустрии. Ситуация на Патице резко отличается. Что же побудило патильцев пользоваться низкокачественным сырьем? В нем трудно предположить другие преимущества, кроме доступности. Это условие могло выполняться в том случае, если Патиля во время существования стоянки представляла собой не столовую гору, как теперь, а квесту, увенчанную содержащими стяжения кремня туронскими мергелями известняками, как современная г. Кременная. Тогда обитателям патильского навеса, чтобы получить сырье для орудий, в буквальном смысле, достаточно было бы протянуть руку.

Под навесом на Змеиной и на Большом Кермене свидетельства пребывания палеолитического человека не выявлены. Пещерные отложения там, в от-

личие от Патиля, не размываются, а целенаправленные поиски палеолитических орудий (раскопки) не входят в компетенцию автора. Но, одно орудие поднято на нижнем уступе органогенных известняков на расстоянии 250 м к востоку от керменского навеса.

Можно предложить такой сценарий развития рельефа изученной территории и его «оживления» палеолитическим человеком: Во время существования патильской стоянки на месте современного уступа квесты с его пещерами (Баклы и другие) простиралась поверхность квестового массива (рис. 1). Уступ квесты в то время располагался приблизительно на уровне северного подножия г. Кременной, а на правом берегу Бодрака проходил вдоль северных подножий г. Белой и Кызыл-Чигир. Если там и существовали скальные навесы под бронирующими палеогеновыми известняками симферопольской свиты, от них к настоящему времени ничего не осталось, теперь эти горы – небронированные квесты. Но стоянки того же возраста могли сохраниться под уступом готеривских органогенных известняков на Патице и Кермене, и в случае Патиля, сохранились. Патиля и Кермен в то время входили в гряду небронированных квест. В таком случае стоянка Шайтан-Коба располагалась в длинном каньоне, по которому Бодрак пробивался через квестовый массив. А если на данной территории существовало какое-нибудь домустьерское население, то его стоянки следует искать к югу от Патиля и Кермена, в районе г. Сель-Бухра и других, тоже под уступом органогенных готеривских известняков, либо уже в переотложенном состоянии, в коллювиально-делювиальных отложениях.

Небольшие, низко расположенные скальные навесы под уступом готеривских известняков предоставляли, конечно, гораздо меньше удобств для своих обитателей, чем пещеры в датских известняках. Может быть, они служили только временными местообитаниями, или использовались как хозяйственные помещения. Зато теперь они представляют удобства для изучения палеолитической культуры, поскольку существовавшие одновременно с ними заселенные навесы под уступом квесты не сохранились.

Таким образом, как показатель относительного геологического возраста археологического памятника может быть использована стадия разрушения квесты, к которой он приурочен: чем ближе к современной квесте, тем моложе нижняя граница возможного возраста пещерной стоянки. Средневековые памятники располагаются под кровлей датских известняков под нижним уступом квесты; следы каких-то более ранних обитателей могут сохранять небольшие навесы под кровлей органогенных готеривских известняков, рас-

положенные на южных склонах небронированных квест; наконец, под уступом тех же готеривских известняков, бронирующих столовые горы, возможно выявление стоянок среднего палеолита. Это предположение не распространяется, во-первых, на смещенный или переотложенный археологический материал, а во-вторых, на стоянки, приуроченные

к консеквентным долинам (а именно таково расположение большинства уже известных стоянок. Консеквентные долины вообще древнее, чем субсеквентные, и максимальный возраст заселения скальных навесов под кровлей датских известняков должен быть удревнен, что фактически и наблюдается на примере Шайтан-Кобы.

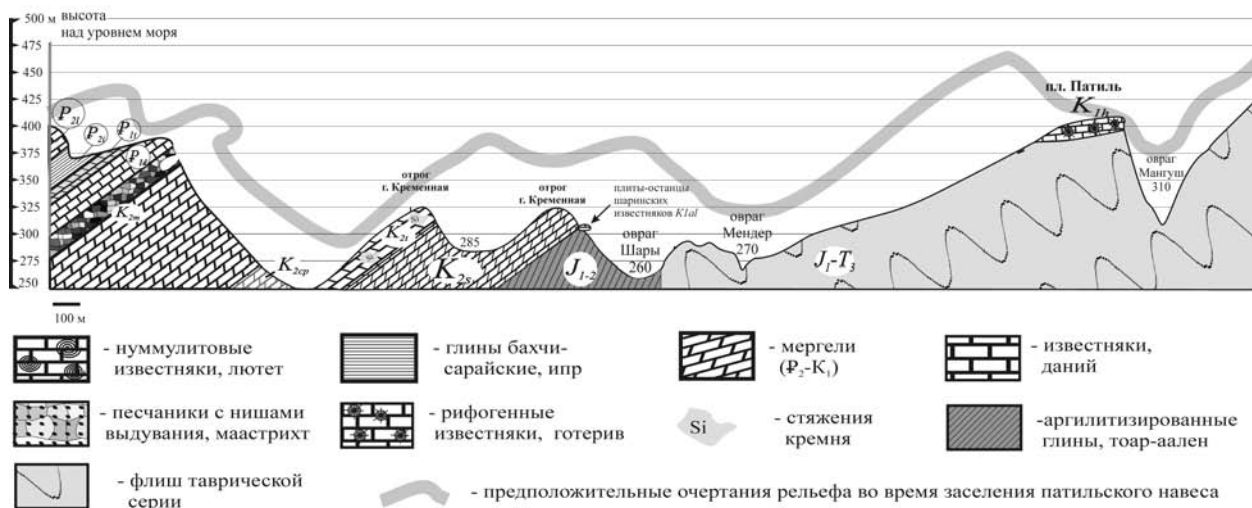


Рис. 1. Разрез второй гряды Крымских гор в районе находок палеолитических артефактов, приуроченных к скальным навесам под готеривскими органогенными известняками

#### Список литературы

1. Бонч-Осмоловский Г.А. Шайтан-Коба, крымская стоянка типа Абри Оди // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, 1930. № 2. С. 61–82.
2. Николаев Н.И. Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ними некоторые общие вопросы четвертичной геологии // Бюлл. МОИП, 1940. Т. XLVIII. № 8. С. 12–20.

**ОПЫТ И ПРОБЛЕМЫ  
ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ СОЗДАНИИ  
ГОСГЕОЛКАРТ-200  
НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ**

**EXPERIENCE AND PROBLEMS  
OF THE STUDY OF QUARTERNARY  
SEDIMENTS DURING THE CREATION  
OF THE STATE GEOLOGICAL MAPS-200  
OF THE NEW GENERATION**

**Н.Н. Попова**

*ОАО «Красноярскгеологсъемка», Красноярск, Россия  
geolotdel@krasgeol.ru*

**N.N. Popova**

*Krasnoyarsk Geological Survey (Krasnoyarskgeols'yomka), Krasnoyarsk, Russia*

**Введение.** В начале 90-х годов прошлого столетия геологическая служба страны перешла на новый этап регионального геологического изучения территории Российской Федерации – к созданию Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 второго издания (Госгеолкарты-200/2), которая должна служить « фундаментальной научной геологической основой рационального природопользования, ориентированной на удовлетворение потребностей экономического и социального развития регионов и территории страны в целом» (Методическое руководство., 2009). Новизна этого этапа заключалась в отказе от проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000, как весьма затратного вида исследований и переходу к проведению геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1:200 000 (ГДП-200) на основе комплексной интерпретации геофизических, геохимических и аэрокосмических материалов с оценкой перспектив территорий на полезные ископаемые с использованием компьютерных технологий.

ОАО «Красноярскгеологсъемка», правопреемница Красноярской геологосъемочной экспедиции, имеющая более чем 50-летнюю историю ведения региональных геологосъемочных работ, активно включилась в новый этап регионального геологического изучения недр. С 1991 по 2000 г. наше предприятие выполняло ежегодно ГДП-200/2 на 10–12 листах, а география их распространялась от Горного Таймыра до Тувы. С 2001 г. в связи с резким сокращением финансирования, эти работы проводятся в лучшем случае, на двух-трех листах в пределах края.

За этот период подготовлены к изданию и частично изданы 49 комплектов Госгеолкарты-200 второго издания по горнорудным районам Красноярского края и Республики Хакасия. В комплект обновленных Госгеолкарт-200/2 кроме геологических карт, аккумуляровавших в себе геологические знания о территории за большой период времени, включены карты четвертичных образований (КЧО).

**Карта четвертичных образований, ее состав и значение.** Карты четвертичных образований масштаба 1:200 000, составленные на многие листы в пределах Красноярского края, явились первой сводкой материалов предшествующих работ по составу, строению и особенностям формирования четвертичного чехла. В ходе дополнительного изучения образований квартера посредством применения комплекса геоморфологических, литологических, палеонтологических исследований проводилась генетическая типизация отложений, определялись их основные свойства, ресурсные перспективы для поисков связанных с ними полезных ископаемых. Уточнялись литологическая, минералогическая, палинологическая, палеонтологическая характеристики подразделений, возраст стратонамов, выявлялись основные особенности литогенеза в квартере на изученной территории. Разработанные стратиграфические схемы четвертичных отложений для изученных площадей являлись основой для совершенствования и доработки региональных стратиграфических схем и серийных легенд.

В макете КЧО обязательными элементами рамочного оформления являются различные схемы (корреляции, соотношений четвертичных образований, геоморфологическая). Важным элементом является составление эколого-геологической схемы, которая призвана дать оценку опасностей и возможных осложнений для разработки рекомендаций по рациональному природопользованию. Макет может быть дополнен морфоструктурной схемой, схемами геоморфологического районирования, прогнозов полезных ископаемых, мощности четвертичных образований, неотектонической схемой и другими элементами, исходя из геологического строения площади. Все эти дополнения расширяют понимание особенностей формирования четвертичного покрова и сферу использования КЧО при решении научно-практических задач по приросту минеральных ресурсов и охране окружающей среды.

С 2000 г. при ОАО «Красноярскгеологсъемка» функционирует Средне-Сибирский региональный



экспертный совет, который призван обеспечивать высокое качество конечной продукции по региональному геологическому изучению территории Красноярского края, Республик Хакасия и Тыва. Территория его деятельности охватывает 16 серийных легенд Госгеолкарты-200 и 4 серийные легенды Госгеолкарт-1000 по Сибирской платформе, Таймырской складчатой области, Енисейскому кряжу, Алтае-Саянской складчатой области, в пределах которых проводят работы 3 Управления по недропользованию – «Красноярскнедра», «Хакаснедра» и «Тыванедра».

По мере поступления в Средне-Сибирский РЭС материалов по ГДП-200, опорных и серийных легенд, подготовленных к изданию карт геологического содержания и объяснительных записок к ним, проводится экспертиза карт четвертичных образований с привлечением специалистов-четвертичников на предмет соответствия нормативно-методическим документам и уровню знаний по рассматриваемой территории.

**Проблемы при создании КЧО нового поколения.** Проведенный анализ составленных карт четвертичных образований в Средне-Сибирском регионе, помимо местных, выявил ряд общих организационных проблем, которые характерны для всех предприятий, проводящих региональные работы.

1. Как известно, генетическая типизация отложений является основой каркаса любой карты четвертичных образований. У авторов КЧО отмечается различный методический подход к составлению карт, нередко упрощенная интерпретация генезиса отложений.

Главный регламентирующий документ для ГДП-200/2 (Методическое руководство., 2009) рекомендует перечень генетических типов для КЧО, состоящий из 48 основных и 180 детализирующих и смешанных подразделений, при этом, не дается их характеристика. Каждый автор на свое усмотрение использует известную ему генетическую классификацию, часто устаревшую, некоторые изобретают свои, из-за чего возникают трудности сбойки листов между собой.

Краткие, чаще всего семестровые курсы в Вузах, не дают углубленного знания о рыхлых образованиях и геологам, столкнувшимся с проблемами создания специализированных карт четвертичных образований, не хватает современных теоретических разработок, характеризующих диагностические признаки и особенности пространственного

размещения континентальных отложений в разных морфолитогенетических обстановках.

Одна из последних, довольно удачных с нашей точки зрения, попыток создания усовершенствованной генетической классификации предпринята коллективом авторов в методическом пособии по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте 1000/3 (Методическое пособие... 2005).

2. Уровень ассигнований на производство ГДП-200 таков, что позволяет, в лучшем случае, обновить геологическую основу с минимальными полевыми работами. А многие площади, особенно в областях развития ледниковых отложений, характеризуются повышенными мощностями четвертичных отложений. Для их качественного изучения требуется хотя бы минимальный объем буровых работ. Удачей считается, если есть возможность изучить и опробовать рыхлый разрез при поисковом бурении.

Существующий объем финансирования не позволяет использовать дорогостоящие методы изучения четвертичных толщ (геофизические, геохронологические). При этом приходится пользоваться в основном структурно-геологическими, геоморфологическими, палинологическими методами для картирования и определения возраста стратонамов.

3. Большое беспокойство вызывают кадровые проблемы. Нынешних специалистов по четвертичной геологии в крае можно пересчитать по пальцам и это поколение стареет, а найти молодых геологов с должной квалификацией в настоящий момент невозможно. Наше предприятие сохранило палинологическую службу в минимальном объеме, но этим специалистам в ближайшем будущем тоже нет замены.

Для исправления создавшегося положения необходимо увеличение ассигнований при производстве геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на единицу площади в 1,5–2 раза, разработка специальных методических пособий и подготовка на базе классического геологического образования узких специалистов по четвертичной геологии хотя бы в отдельных ведущих ВУЗах страны. Необходимо организовывать школы, курсы повышения квалификации для четвертичников новой волны при научно-исследовательских институтах и ВУЗах, где еще сохранились специалисты, пережившие расцвет четвертичной геологии во второй половине прошлого века.

#### Список литературы

1. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте 1000/3 под редакцией Е.А. Мининой и В.В. Старченко – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 188 с.
2. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). СПб, ВСЕГЕИ, 2010. 164 с.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
РАЗВИТИЯ ОАЗИСА БАНГЕРА  
(ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)  
В ГОЛОЦЕНЕ

HOLOCENE  
PALAEOECOLOGY  
OF BUNGER OASIS  
(EAST ANTARCTICA)

З.В. Пушина<sup>1</sup>, С.Р. Веркулич<sup>2</sup>, Р.М. Гогорев<sup>3</sup>, М. Меллес<sup>4</sup>

<sup>1</sup>«ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Научно исследовательский институт Арктики и Антарктики, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

Кельнский университет, Кельн, Германия

*musatova@mail.ru, verkulich@mail.ru, gogorev@mail.ru, mmelles@uni-koeln.de*

Z.V. Pushina<sup>1</sup>, S.R. Verkulich<sup>2</sup>, R.M. Gogorev<sup>3</sup>, M. Melles<sup>4</sup>

<sup>1</sup>All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Komarov Botanical Institute RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Universität zu Köln, Köln, Germany

В Антарктиде наилучшими районами для накопления донных осадков, характеризующихся непрерывностью, являются водоемы небольших свободных от оледенения территорий (оазисов). Изучение диатомовых водорослей в донных осадках водоемов оазисов представляет возможность как детальных палеорекоконструкций изучаемых территорий, так и построений моделей будущего развития природных обстановок. Материалом исследований послужили колонки, поднятые в морских водоемах оазиса во время работы Российско-Немецкой экспедиции 1993/94 гг. (Melles et al., 1994).

Одним из ключевых районов в отношении палеоклиматических построений является оазис Бангера (Melles et al., 1997; Verkulich et al., 2002; Пушина и др., 2009). Это объясняется особенностями его географического положения, открытыми ото льда в летнее время морскими и озерными водоемами со стабильной гидрологией, практическим отсутствием терригенного материала при формировании голоценовых осадков, богатыми ископаемыми диатомовыми комплексами, позволяющими определить палеоклиматические и палеоэкологические изменения в период осадконакопления. В частности диатомовые водоросли из трех колонок (1169, 6046 и 1180) в бухте Извилистая отражают процесс опреснения бухты, которая долгое время (практически весь голоцен) являлась морской. Согласно данным диатомового анализа донные осадки этих колонок охарактеризованы морскими диатомовыми комплексами и только в верхних частях – пресноводными.

Для диатомовых комплексов колонки 1180 (глубина отбора 36,9 м, длина колонки 12 м 2 см) установлены морские монодоминантные диатомовые комплексы с преобладанием *Chaetoceros* sp.,

увеличение в верхней части колонки количества сублиторальных видов, а в верхней части колонки доминирование пресноводных видов, что отражает динамичную картину осадконакопления. Отсутствие в диатомовых комплексах океанических видов, живущих в субантарктической зоне Южного океана, и исключительно их монодоминантный и холодноводный состав предполагают формирование изученных диатомовых ассоциаций в изоляции от проникновения океанических вод в бухту. Диатомовые комплексы включают 106 таксонов.

На основе изменений численности, видового состава и соотношений экологических групп диатомей выявлены шесть экозон (1–6), отражающих палеоэкологические особенности осадконакопления в бухте Извилистая в голоцене.

Во время формирования осадков этой колонки выделены 2 этапа: верхнеплейстоценовый-раннеголоценовый ледниково-гляциальный и средне-позднеголоценовый органогенный (сапропели с высоким количеством диатомей) (Melles et al., 1997). Ледниково-гляциальный этап осадконакопления характеризуются бедным видовым составом и очень низкой численностью створок диатомей (до 1 млн створок/г).

Начало формирования органогенного этапа (экозона 6, 9.46–9.72 м), датируемого возрастом около 8 000 лет назад, определяется относительно невысоким количеством диатомей (до 7,8 млн створок/г) с безусловным преобладанием спор *Chaetoceros* sp. (до 99 % от общего состава комплекса в отдельных интервалах).

Осадки экозоны 5 (инт. 946–622 см), сформированные 8 000–5 000 лет назад, характеризуется уже большим количеством панцирей диатомей (до 200 млн створок/г) опять же с численным

преобладанием спор *Chaetoceros* sp. (до 80 %). Сублиторальные виды разнообразны и иногда составляют до 30 %, что свидетельствует об относительной мелководности бухты.

Наиболее холодноводный период отмечен 5 000–4 000 лет назад при формировании осадков **экозоны 4** (инт. 428–622 см). В комплексе доминируют споры *Chaetoceros* sp. (до 90 % в отдельных интервалах), в числе субдоминант – ледово-морские диатомеи (до 16 %), особенно *Navicula glaciei* Van Heurck (до 12 %) и *N. criophila* (Castracane) De Toni (до 8 %), количество последнего достигает своего максимума в этой экозоне.

Для **экозоны 3** (инт. 428–131 см), вероятный возраст формирования осадков 4 000–1 285 лет назад. При доминировании в диатомовом комплексе спор *Chaetoceros* sp. (до 90 %) отмечается относительное преобладание сублиторальных диатомей (до 30 %), которое свидетельствует о понижении уровня моря и накоплении осадков в мелководной зоне морского водоема. Общая численность диатомей в этих осадках составляет 250 млн створок/г.

Отмечены количественные максимумы морского сублиторального вида *Achnanthes brevipes* Agardh (до 12 %) и морских сублиторальных видов *Synedra kamtschatica* var. *antarctica* Ehrenberg и *S. kerguelensis* Heiden. Установлено самое большое количество неритических диатомей, предпочитающих открыто-морские условия; наблюдается количественный максимум неритических *Thalassiosira longifultoportulata* Gogorev et Pushina (до 7 %) и *T. bungerensis* Gogorev et Pushina (до 11 %).

Нужно отметить, что пресноводный этап начался не резко, переходный от морского к пресноводному период (**экозона 2**, возраст 1285–1 000 лет назад) установлен в осадках интервала 103–131 см. В осадках снижается количество панцирей диатомей до 150 млн створок/г, а также количество спор морских неритических видов *Chaetoceros* sp. (до 15–52 %). Содержание пресноводных диатомей составляет от 7 до 53 % (в основном, *Amphora veneta* Kützing).

В интервале осадков от 0 до 103 см (**экозона 1**) пресноводные виды абсолютно преобладают и со-

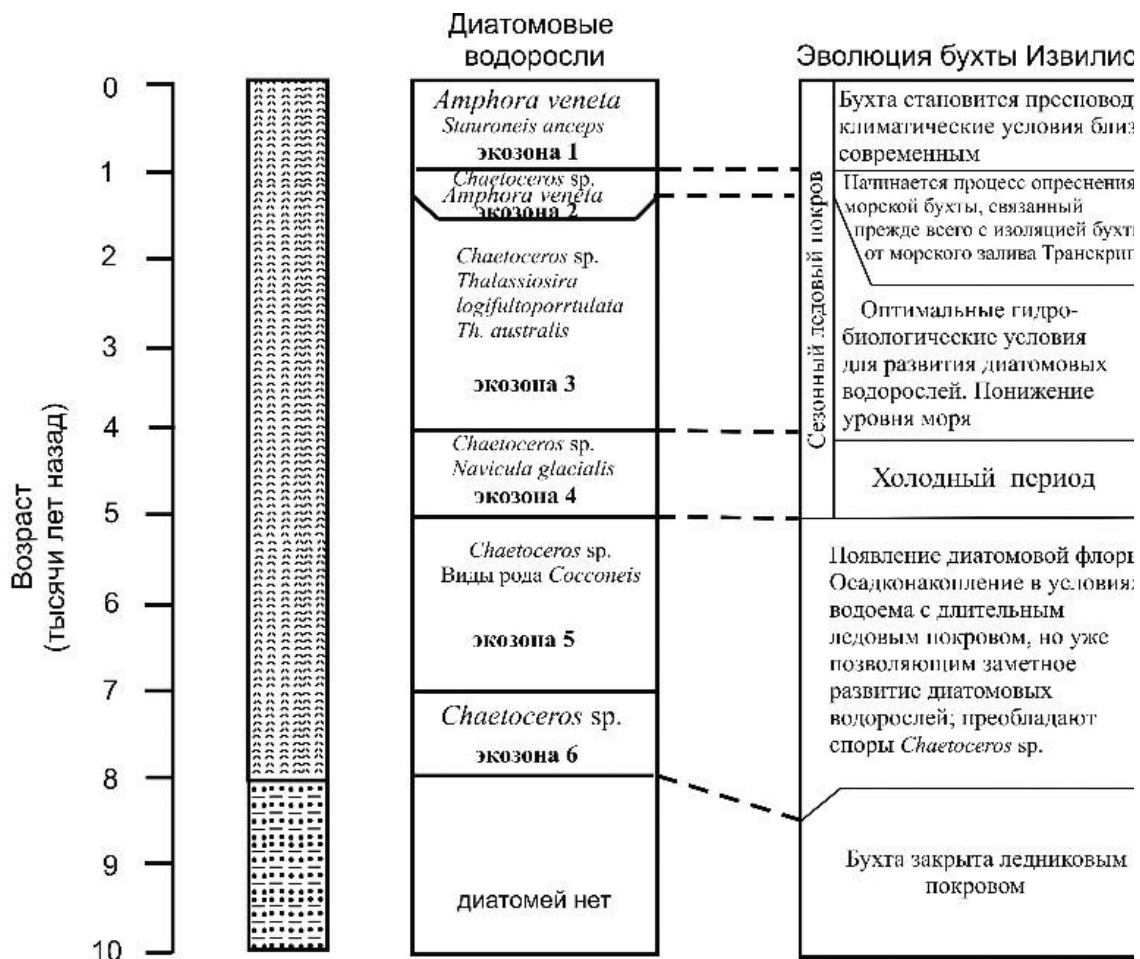


Рис. 1. История формирования отложений в бухте Извилистая в голоцене.

Условные обозначения: 1 – сапрпели, образованные остатками водорослей; 2 – опесчаненный ил

ставы диатомовых комплексов полностью соответствуют пресноводным диатомовым комплексам из донных осадков озер оазиса Бангера с относительно низкой для данного района численностью створок диатомей (до 103 млн створок/г). Морская бухта Извилистая окончательно становится пресноводной около 1 000 лет назад (до современности). В диатомовых комплексах доминирует пресноводный бентосный вид *Amphora veneta* (более 80 %), субдоминирующий вид – *Stauroneis anceps* Ehrenberg (до 40 %). Это два типичных преобладающих вида в комплексах диатомей из донных осадков озер оазиса Бангера (Verkulich et al., 2002; Пушина и др., 2012).

Комплексы диатомей из осадков колонки 1180 аналогичны установленным в отложениях коротких колонкок 1169 (1 м 89 см) и 6046 (1 м 40 см), которые также отражают опреснение бухты Извилистая. На рис. 1 продемонстрированы основные этапы формирования отложений и сделаны следующие выводы:

1. Открытие бухты Извилистая ото льда, установление стабильных гидрологических условий и развитие диатомовой флоры произошло позднее 8000 лет назад. Комплексы морских

диатомей отличались монодоминантным составом с численным преобладанием спор *Chaetoceros* sp. Наиболее тепловодные условия по данным изучения диатомовой флоры были 4 000–1 285 лет назад.

2. Длительное время от 8 000 до 1285 лет назад бухта была морской, позднее 1285 лет назад началось ее опреснение. Процесс опреснения начался в восточной части бухты (станция 1180), наиболее врезанной в берег. Осадки, включающие пресноводные диатомей, мощностью 1.03 м, обнаружены в районе станции 1180, на станции 6046 их мощность составляет 0.25 м, а на станции 1169–0.06 м). После 1000 лет назад в бухте развивались диатомовые комплексы, состоящие из пресноводных бентосных диатомей, с доминантой *Amphora veneta*. Эти диатомовые комплексы сходны с комплексами из осадков других озер оазиса.
3. Установлены два периода относительного снижения уровня моря во время формирования морских осадков (в среднем и в начале позднего голоцена), о чем свидетельствует увеличение в комплексах количества сублиторальных диатомей.

#### Список литературы

1. Пушина З.В., Веркулич С.Р., Меллес М. Диатомовые комплексы в донных отложениях морских водоемов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген, вып. 9. М., ГЕОС, 2009. С. 137–146.
2. Пушина З.В., Веркулич С.Р., Меллес М. Диатомовые комплексы голоцена в донных осадках озер оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Материалы совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных районов», симпозиума «Леопольдина» и совещания рабочей группы и совещания рабочей группы INQUA Peribaltic. Санкт-Петербург, СПбГУ, 9–17 сент. 2012. С.-Петербург, 2012, С. 317–320.
3. Melles M., Kulbe T., Overduin P.-P., Verkulich S. The Expedition Bunger Oasis 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam. The Expeditions Norilsk/Taymyr 1993 and Bunger Oasis 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam // Berichte zur Polarforschung, 1994. – Vol. 148. – P. 27–80.
4. Melles M., Kulbe T., Verkulich S.R., Pushina Z.V., Hubberten H.-W. Late Pleistocene and Holocene Environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes / C.A. Ricci, ed., Siena: Terra Antarctica Publication, 1997 – P. 809–820.
5. Verkulich S., Melles M., Hubberten H.-W., Pushina Z. Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunger Hills, East Antarctica // Journal of Paleolimnology, 2002. – № 28. – P. 253–267.



РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТОВ МАЛОЙ  
КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ В ТЕПЛЫЕ ФАЗЫ  
СРЕДНЕГО – ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

DEVELOPMENT OF LESSER KURIL ARC  
LANDSCAPES DURING WARM PHASES  
OF MIDDLE – LATE PLEISTOCENE

Н.Г. Разжигаева<sup>1</sup>, Л.А. Ганзей<sup>1</sup>, Т.А. Гребенникова<sup>1</sup>, Н.И. Белянина<sup>1</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>2</sup>, В.Ю. Кузнецов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
nadyar@tig.dvo.ru, maksimov-fedor@yandex.ru

N.G. Razjigaeva<sup>1</sup>, L.A. Ganzey<sup>1</sup>, T.A. Grebennikova<sup>1</sup>, N.I. Belyanina<sup>1</sup>, F.E. Maksimov<sup>2</sup>, V.Yu. Kuznetsov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivosotk, Russia

<sup>2</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Средний-поздний плейстоцен характеризуется рядом ярких потеплений, ход, интенсивность и временные рамки которых на Курильских островах плохо изучены. В последнее время получен новый материал по стратиграфии четвертичных отложений Малой Курильской гряды, который позволяет сделать палеоландшафтные реконструкции для теплых фаз конца среднего- начала позднего плейстоцена. В основу работы положено комплексное изучение опорных разрезов, сложенных разнофациальными морскими и континентальными отложениями. Биостратиграфические анализы включали диатомовый, спорово-пыльцевой и малакологический. Для определения возраста отложений использовалось уран-ториевое датирование.

Малые Курилы являются наиболее древними образованиями Курильской островной дуги, в четвертичное время вулканизм на них не проявлялся, район характеризуется активными тектоническими движениями. На наиболее крупном о. Шикотан с низкорным расчлененным рельефом хорошо выражены разновысотные террасовидные поверхности морского происхождения, свидетельствующие о тектоническом подъеме территории в плейстоцене. Морские отложения представлены только грубообломочными разностями. Наиболее информативные разрезы для палеоландшафтных реконструкций найдены на небольших островах Танфильева и Зеленый, расположенных на юге гряды, представляющих собой остатки морских разновозрастных террас.

На о. Танфильева в разрезе берегового уступа обнаружен погребенный устричный риф, залегающий линзой (мощностью до 1.5 м) и протягивающейся на 135 м. Находка погребенного устричника является уникальной для региона. Хорошо сохранившиеся раковины моллюсков ранее не встречались в отложениях морского плейстоцена на Курильских островах, обычно они замещены гидроокислами железа или сохраняются только от-

печатки раковин или их ядер. Раковины моллюсков плохо сохраняются даже в отложениях голоцена, что объясняется кислыми условиями, типичными для районов активного вулканизма. Хорошая сохранность раковин в разрезе о. Танфильева объясняется высокой плотностью вмещающих и перекрывающих алевро-пелитовых отложений, которые являются водоупорными и затрудняли проникновение агрессивных вод. Устричник подстилается голубовато-серыми алевропелитами, залегающими на эрозионной поверхности, выработанной в верхнемеловых вулканогенно-осадочных породах. Отложения из основания разреза практически не содержат биофоссилий. Перекрывающие отложения представлены переслаиванием алевропелитов и песков. В верхней части разреза выходят пляжевые гравийно-галечные отложения с прослоями средне-крупнозернистых песков.

Все виды моллюсков, обнаруженных в устричнике, как доминанты, так и сопутствующие относятся к субтропическим-низкобореальным и характерны для мелководья. Оптимальные условия для развития устричных рифов – небольшая глубина (до 7 м), температура в летний период – не менее 18°C, соленость воды 25–28 ‰ (Раков, 2008). Можно предположить, что во время развития устричного рифа температура воды в прибрежной зоне на юге Курил была как минимум на 4°C выше современной. По раковинам *Crassostrea gigas* сделана серия <sup>230</sup>Th/<sup>U</sup>-датировок, что позволило установить среднеплейстоценовый возраст отложений (МИС 7). Это подтверждают и данные диатомового анализа (диатомовая зона *Thalassiosira nidulus*, 0.22–0.19 млн л.н.) (Пушкарь, Черепанова, 2001). Температурные условия в районе Малой Курильской гряды во время МИС 7 были близки к МИС 11 в районе Кунашира и Итурупа (Пушкарь, Разжигаева, 2003), вероятно, за счет усиления влияния теплого течения. В осадках разреза обнаружено около 190 морских и солоноватоводных видов и 177 пресноводных видов

диатомей. Изменение состава диатомей по разрезу позволили выделить 7 комплексов, показывающих смену обстановок осадконакопления во время двух малоамплитудных трансгрессий в пределах одной крупной трансгрессивной фазы и, возможно, двух фаз потепления. В пляжевых песках из кровли разреза диатомей отсутствуют. Уровень моря в последнюю трансгрессию среднего плейстоцена (МИС 7) был нестабилен. Устричный риф развивался в первую фазу трансгрессии, когда существовал мелководный хорошо прогреваемый залив. Причиной отмирания устричника, вероятно, было увеличение глубины. Дальнейшее снижение уровня моря и развитие аккумулятивных процессов привело к образованию озера лагунного типа. Последующий подъем уровня океана привел к образованию открытого умеренно тепловодного залива.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений преобладают пыльца древесных пород и споры. В заполнителе устричника доминирует пыльца широколиственных (до 68 %) – *Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Ulmus*, *Fagus*, *Carpinus*. Особенно большое количество пыльцы широколиственных отмечено в верхней части устричника, для которой выделен тепловодный комплекс диатомей. Из хвойных высока доля пыльцы *Picea* (до 56 %). Среди мелколиственных преобладает пыльца *Betula* и *Alnus*. Присутствие пыльцы *Myrica* говорит о развитии на побережье болот. Пыльца трав единична (*Asteraceae*, *Syringaceae*, *Ericaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Chenopodiaceae*). Среди спор на фоне преобладания папоротников (до 72 %) встречены плауны и сфагновые мхи. Палиноспектры отражают развитие на побережье полидоминантных широколиственных и хвойно-широколиственных лесов, уплощенные участки были заболочены. Климатические условия были теплее современных. В палиноспектрах из перекрывающих алевритов преобладают споры. По-видимому, за счет более активной гидродинамики изменились условия осаднения и захоронения пыльцы. Вышележащие морские и лагунные отложения включают спорово-пыльцевые спектры близкие к тем, что получены из устричника. В отложениях лагунного озера увеличивается доля пыльцы трав. Вышележащие морские отложения отличаются увеличением доли пыльцы широколиственных, резким снижением содержания пыльцы темнохвойных, появляются *Tsuga*, *Pinus s/g* *Diploxylon*, *Moraceae*. По-видимому, палиноспектры отвечают изменениям растительности во время короткопериодических вариаций в пределах одной климатической фазы.

Потепление начала позднего плейстоцена также привело к существенным палеоландшафтным изменениям на юге Курил (Разжигаета и др., 2009). Для лагунных отложений о. Зеленый, получены спорово-

пыльцевые комплексы, отвечающие наиболее теплым климатическим условиям, которые, по-видимому, фиксируют завершающую стадию оптимума последнего межледникового (МИС 5е). Выделяется три фазы развития растительности: 1) неморальные полидоминантные и смешанные хвойно-широколиственные леса с заболоченными участками на побережье; 2) темнохвойные и смешанные елово-пихтовые леса с участием берез, широкое развитие болот на побережье; 3) парковые березовые и разреженные смешанные хвойно-широколиственные леса с папоротниковым покровом, широкое развитие луговых и лугово-болотных ландшафтов. Климатические условия во время первой и третьей фазы были теплее современных, а вторая отвечает кратковременному похолоданию и, возможно, увеличению увлажнения. Потепление, зафиксированное в третью фазу, было менее выражено, чем в первую. Тенденция к похолоданию подтверждается и снижением количества тепловодных диатомей.

Наземные ландшафты претерпели существенную перестройку в заключительный этап потепления начала позднего плейстоцена (МИС 5а), климатические условия стали холоднее и близкими к современным. Реконструкция была проведена на основе изучения морских отложений заключительной стадии позднеплейстоценовой трансгрессии и погребенного торфяника о. Танфильева. По разрезу получена серия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировок лежащих в интервале 69.4 +8.2–7.0 тыс. л.н. (метод выщелачивания) и 73.0 +5.3–4.8 тыс. л.н. (метод полного растворения). На побережье получила распространение темнохвойная тайга с элементами неморальной флоры, а также луговые и лугово-болотные ландшафты с разреженными зарослями ольхи. Далее при регрессии более широкое развитие на побережье получили болотные ландшафты. По данным изучения погребенного торфяника о. Танфильева выделяется фаза елово-пихтовых лесов с участием неморальных элементов, с зарослями бересклета и калины.

Данные о развитии ландшафтов в заключительную фазу потепления начала позднего плейстоцена получены и на основании изучения разреза погребенного торфяника на побережье бух. Рудня на о. Зеленый. В осадках обнаружено 150 форм пресноводных и 7 морских видов диатомей. Присутствие редких морских диатомей в нижней части торфяника свидетельствует, что торф накапливался около берега. Из вышележащего торфа выделен комплекс, характерный для мелководного озера, поросшего растительностью, смена доминирующих видов показывает разные стадии его развития, связанные с постепенным обмелением. Богатая диатомовая флора обнаружена в торфянистых алевритах из верхней части разреза. Преобладают виды об-

растаний (до 83 %), наблюдается частая смена доминирующих видов. Комплекс диатомей отвечает условиям мелководного, постепенно заболачивающегося водоема. Палиноспектры из морских алевритов отвечают развитию на окружающей суше хвойно-широколиственных лесов. Климатические условия были теплее или близкими к современным. Палиноспектры из торфяника отражают распространение темнохвойных лесов с преобладанием ели, на прибрежных низменностях были развиты кустарничко-сфагновые болота. Климатические условия становились прохладнее. В перекрывающих озерных отложениях в палиноспектрах преобладает пыльца *Picea*, появляется *Tsuga*, *Alnus*, *Myrica*. возрастание доля пыльцы *Betula* (до 36 %) указывает на расширение площади березовых лесов.

Таким образом, в теплые фазы среднего-позднего плейстоцена происходила существенная перестройка ландшафтных зон на юге Курил. Специфика палеоландшафтных смен на небольших островах определялась значительным изменением конфигурации и площади суши при колебаниях уровня моря, что вызывало разрыв или объединение островных территорий и играло большую роль при миграции ареалов. Сравнение хода развития ландшафтов в теплые эпохи плейстоцена с современными показывает, что ландшафты, возникающие при ситуациях, близких по палеоклиматическим характеристикам, не были полным подобием ранее существовавших.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00017, 13-05-00854.

#### Список литературы

1. Пушкарь В.С., Разжигаяева Н.Г. Головинская свита о. Кунашир (Курилы): стратиграфия и условия формирования // Стратигр. Геол. Корреляция, 2003. Т. 11. № 5. С. 82–94.
2. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомей плиоцена и плейстоцена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 227 с.
3. Разжигаяева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Беянина Н.И., Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Климатические изменения и эволюция ландшафтов Малой Курильской гряды в последнее межледниковье // Изв. РАН. Сер. Географ., 2009. № 5. С. 90–100.
4. Раков В.А. Распространение и экология устричных рифов северной части Амурского залива // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 278–291.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ МНОГОСЛОЙНОГО  
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТЕРИОФАУНЫ  
МЕДЖИБОЖ В СРЕДНЕМ  
ПЛЕЙСТОЦЕНЕ УКРАИНЫ

PALEOECOLOGY OF MULTILAYER  
LOCALITIES OF MAMMAL FAUNAS OF  
THE MEDZHYBOZH IN THE MIDDLE  
PLEISTOCENE OF UKRAINE

Л.И. Рековец<sup>1</sup>, П. Соха<sup>2</sup>, В.И. Демешкант<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Университет Природничы, Вроцлав, Польша

<sup>2</sup>Университет Вроцлавски, Вроцлав, Польша  
leonid.rekovets@up.wroc.pl

L. Rekovets<sup>1</sup>, P. Socha<sup>2</sup>, V. Demeshkant<sup>1</sup>

<sup>1</sup>University of Environmental and Life Sciences of Wrocław, Poland

<sup>2</sup>University of Wrocław, Poland

Многослойное местонахождение териофауны, открытое В.Д. Ласкаревым в 1914 году, и палеолитическая стоянка древних людей позднелехвильского времени (Пясецкий, 2001) Меджибож в Западной Украине на реке Южный Буг, хорошо известны из публикаций последних 20 лет (Рековец, 2001; Rekovets et al., 2007; Stepanchuk et al., 2010; Степанчук и др. 2012). В настоящее время там известно три (Меджибож 1, 2, 3) отдельных многослойных и несколько разновозрастных (по фауне) местонахождения и только в Меджибож 1 найдены артефакты позднего ашеля. На основе изучения остатков видов пресноводных и наземных моллюсков, а также представителей всех классов позвоночных животных времени лихвина (Holstein), MQR 3, были получены предварительные данные о палеоэкологических условиях существования фауны и древнего человека. Обработка материалов с применением новых методик статистического анализа при палеоэкологических обоснованиях, позволила получить новые данные, подтверждающие существующие предположения о характере влияния различных факторов на динамику климата (теплые и холодные фазы) в эпоху лихвина.

С этой целью была использована методика Гернандеса Фернандеса (2001) как показатель климатического ограничения (CRI) видов-индикаторов с последующим расчетом биоклиматического показателя (BC). Оценка климатических реконструкций была произведена при помощи множественного регрессивного анализа групп млекопитающих с отдельных горизонтов (I–XV) местонахождения Меджибож 1 как наиболее богатого фаунистически. Анализ позволил зрешконструировать самые различные показатели палеоклимата (температура, влажность, количество осадков и др.). Для определения богатства видов использован индекс Маргалёфа, видового разнообразия – индекс

Шеннона-Винера, сходства между видами – индекс Жаккарта (Socha, 2010).

Установлено, что местонахождение Меджибож 1 имеет два цикла аллювиальных – первый, слои 15–11 (нижние горизонты разреза) и второй цикл – слои 11–9 (верхние горизонты разреза). Во время начала первого цикла осадконакопления (слой 15) существовала фауна млекопитающих (олени, медведи, слоны, хищники, грызуны – 13 видов), отражающая сравнительно теплые и влажные условия умеренного климата. Доминирующими в этих условиях были смешанные леса, среднегодовая температура была в границах + 6,6 °С, максимальная температура могла достигать + 16,7 °С, минимальная – 2,9 °С, среднегодовая амплитуда температур + 19,5 °С. Была короткая продолжительность зимы – 1,1 месяца и значительное количество осадков – 1405 мм. Индексы Маргалёфа и Шеннона-Винера были сравнительно высокими, что свидетельствует об оптимальных условиях для развития крупных и мелких млекопитающих, а также существования древнего человека в эпоху лихвина.

Судя по фауне, в последующее время осадконакопления этого цикла (слои 14, 13) наблюдается рост среднегодовой температуры до + 10,6 °С, что сопряжено с повышением средней максимальной температуры до + 22 °С и минимальной – до – 1 °С. Среднегодовая сумма осадков уменьшилась до 1009 мм. Примерно такие же климатические характеристики (чуть прохладные) сохраняются и в несколько более позднее время, о чем свидетельствует фауна слоя 13 с преобладанием *Talpa*, *Micromys*, *Microtus*. Однако продолжительность периода зимнего времени возросла до 2 месяцев, а количество осадков еще более уменьшилось до 330–350 мм. Наблюдается также снижение индексов Маргалёфа и Шеннона-Винера, характеризующие снижение богатства и разнообразия видов (табл. 1).



Завершают первый аллювиальный цикл отложения слоя 12 с небогатой фауной, полевокых. В это время наблюдается снижение общей среднегодовой температуры на 3,6°C, максимальная температура снизилась до + 17,6°C, минимальная до – 10,3°C, средняя амплитуда температур составила + 27,9°C. Увеличилась продолжительность зимнего периода до 3,2 месяца, а годовая сумма осадков составила 936 мм. Фауна и климатические реконструкции указывают на начало континентализации климата. Индекс Маргалефа отличался стабильностью, а индекс Шеннона-Винера повысился (табл. 1). Такой сравнительно резкий этап похолодания завершает первый цикл накопления аллювия пра-Южного Буга.

Начало второго аллювиального цикла (слой 11) литологически и седиментационно подобен до слоя 15 – начало первого цикла. Однако микротиериофауна слоя 11 значительно богата количественно и более разнообразна таксономически, в то время как в слое 15 отмечено большое количество остатков макротиериофауны. В начале цикла (слой 11) наблюдается незначительное улучшение (потепление) климата. Среднемесячная температура + 7,2°C, максимальная температура + 17,4°C, минимальная – 2,5°C, среднемесячная амплитуда температур + 19,9°C, продолжительность холодного времени – 1,3 месяца, среднегодовое количество осадков на уровне 1321 мм. Качественный и количественный состав фауны заметно повышается и почти достигает своих максимальных показателей.

Начавшееся еще во время первого цикла похолодание, наиболее четко проявилось в период формирования отложений и фауны последующего слоя (переходной слой 11–10). Фауна отражает проявление холодного и влажного климата (*Microtus gregalis*), среднемесячная температура + 5,6°C, максимальная температура + 16,6°C, минимальная – 4,9°C, амплитуда температур составила + 21,5°C, среднегодовое количество осадков несколько уменьшилось до 1164 мм, продолжительность зимы составила 1,8 месяца. Большое разнообразие условий существования повлекло за собой и увеличение количества и качества фауны о чем свидетельствует возрастание индексов Маргалефа и Шеннона-Винера (табл. 1).

Отложения слоя 10, как и слоя 11, характеризуются значительным разнообразием териофауны с присутствием сусликов, пищух, насекомоядных, хомяков и полевокых. Существовали они в умеренно холодном и влажном климате со степными участками на плакорах (на плато) и в условиях локальных лиственных лесов в пониженных зонах рельефа. Климатические показатели (особенно температуры) в цифровом выражении сохраняются примерно такие же как и для переходного

слоя 10–11, т.е. условия сохранялись сравнительно на стабильных показателях, но значения индексов Маргалефа и Шеннона-Винера в период существования фаун и формирования слоев 10 и 11, достигли максимальных значений, что указывает на наиболее значительное разнообразие териофауны за время накопления отложений первого и второго циклов (табл. 1).

Последующий в разрезе слой (слой 9) залегает с большим размывом на слое 10 и представлен крупнозернистыми карбонатами небольшой мощности и совершенно лишен каких-либо остатков фауны. До этого слоя заканчиваются отложения древнего аллювия второго цикла, которые формировались в условиях более холодного и влажного климата в сравнении с условиями первого цикла. Похолодание второго цикла в определенной степени подтверждены палинологическими исследованиями М.С. Комар (Пясецкий, 2001), которая в отложениях слоя 11 обнаружила пыльцу холодолюбивых форм карликовой березы (*Betula nana*) и дриас (*Dryas octopetala*), отмечается обедненный состав трав (*Asteracea* и *Cichoriacea*). Здесь же обнаружены и остатки *Microtus gregalis* – показатель похолодания.

Последующий слой (слой 8) представлен субаеральными отложениями – лессовидные суглинки с незначительным количеством остатков фауны: *Microtus gregalis* и *Microtus arvalis*. Они характеризуют условия умеренно холодного климата с повышенной влажностью, среднемесячная температура + 3,2°C, максимально теплая + 13,1°C, минимально холодная – 6,1°C, среднегодовая амплитуда температур + 19,2°C, продолжительность зимы – 2,4 месяца, количество осадков – 1266 мм, значения индексов разнообразия заметно ниже (табл. 1).

Фауна сравнительно богатого количественно и разнообразного таксономически местонахождения Меджибож 2, является немного более древней и обитала в условиях умеренно теплого и не очень влажного климата с характеристиками его показателей подобными к таковым условиям фауны со слоя 15 Меджибож 1. Весьма подобные климатические характеристики свойственны также фауне местонахождения Меджибож 3, которая, скорее всего, есть еще более древней. Отличались эти условия теплым и более сухим климатом.

В итоге можно констатировать, что териофауна и древние люди местонахождения Меджибож 1 (первый цикл осадконакопления с фауной), а также Меджибож 2 и 3 существовали в эпоху теплого и влажного климата в умеренной зоне (фаза reinsdorf, OIS 11), а фауна Меджибож 1 (второй цикл) – в условиях похолодания (фаза steinheim, OIS 10).

Таблица 1

**Показатели биоразнообразия териофауны  
для различных слоев-W-8-15 Меджибож-1,2,3**

М 1, 2, 3	СЛОЙ	ПОКАЗАТЕЛЬ	
		Margalefa	Shannona-Wienera
M1	W-8	1,443	0,693
M1	W-10	2,502	1,846
M1	W10-11	3,789	1,955
M1	W-11	3,177	1,955
M1	W-12	1,443	1,038
M1	W-13	1,443	0,693
M1	W14	1,820	1,097
M1	W-15	2,076	1,560
M2		2,408	1,888
M3		1,365	1,003

**Список литературы**

1. Ласкарев В.Д. Геологические исследования в Юго-Западной России. (17 лист общей геолог. Карты Европ. России) // Труды Геолог. Комит.: Новая серия, 1914. Вып 77. С.-Петербург.
2. Пясецкий В.К. Среднеашельское местонахождение Меджибож // Vita Antiqua, 2001. N. 3-4. С. 132-134.
3. Рековец Л.И. Меджибож – местонахождение териофауны и многослойная палеолитическая стоянка человека в Украине // Вестник зоологии, 2001. Т. 35. № 6. С. 39-44.
4. Степанчук В.М., Рижов С.М., Погорылец О.Г. Меджибіж: нижньопалеолітична пам'ятка на схід від Карпат // Археологія, 2012. N 4. С. 5-13.
5. Hernandez Fernandez M. Bioklimatic discriminant capacity of terrestrial mammal faunas // Global Ecology and Biogeography, 2001. N. 10. С. 189-20.
6. Rekovets L., Chepalyga A., Povodyrenko V. Geology and mammalian fauna of the Middle Pleistocene site Medzhybozh, Ukraine // Quaternary International, 2007. T. 160. С. 70-80.
7. Socha P. Czwartorzędowe gryzonie (Rodentia, Mammalia) z osadów jaskini Biśnik (Jura Krakowsko-Częstochowska). Praca doktorska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 2010. -265s.
8. Stepanchuk V., Ryzov S., Rekovets L., Matviishina Z. The lower Palaeolithic of Ukraine: Current evidence // Quaternary International, 2010. Vol. 223-224. С. 131-142.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ТРАНСФОРМАЦИИ ЛАНДШАФТОВ  
ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ  
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

THE COMPARATIVE CHARACTERISTIC  
OF LANDSCAPES TRANSFORMATION OF  
THE BAIKAL REGION AND TRANSBAIKALIA  
IN LATE GLACIAL AND HOLOCENE

С.А. Решетова<sup>1</sup>, Е.В. Безрукова<sup>2</sup>, П.П. Летунов<sup>2</sup>, О.Г. Шарова

<sup>1</sup>Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

<sup>2</sup>Институт археологии и этнографии СО РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия  
srescht@mail.ru, bezrukova@igc.irk.ru

S.A. Reshetova<sup>1</sup>, E.V. Bezrukova<sup>2</sup>, P.P. Letunova<sup>2</sup>, O.G. Sharova

<sup>1</sup>Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS; Institute of Archaeology and <sup>2</sup>Ethnography SB RAS;

<sup>2</sup>Institute of Geochemistry SB RAS., Irkutsk, Russia

Проследить изменчивость климата в позднем ледниковье и голоцене невозможно без информации, получаемой из разных областей, в которых всегда имеются свои региональные особенности. Цель данной работы – рассмотреть изменчивость ландшафтов и природной среды на примере датированной пыльцевой записи озёрных отложений Забайкалья и записей из болотных массивов Прибайкалья – районов, географически расположенных восточнее Байкала и характеризующихся различными климатическими параметрами.

**Объекты исследования.** Изменения в растительности позднеледниковья и голоцена в Забайкальском регионе рассмотрены на примере пыльцевой записи донных осадков озера Арахлей, расположенного на водоразделе Ленского и Ангаро-Енисейского бассейнов. Само озеро находится на высоте 965 м н.у.м, в тектонической мульде мезо-кайнозойского возраста, имеющей название Беклемишевская котловина. Максимальная глубина в озере Арахлей 17 м, средняя составляет 10,4 м. Площадь зеркала озера около 58 км<sup>2</sup>. Озеро характеризуется низкими темпами приноса терригенного материала, в связи с чем, закономерным является преобладание в донных осадках мелкодисперсных илов с выраженной стратификацией слоёв и высоким содержанием органического вещества.

Окружают впадину горно-таёжные леса, покрывающие более 40 % её территории. Доминируют лиственничные леса. Сосновые и берёзовые леса встречаются редко, для них характерна примесь лиственницы Гмелина. Ель изредка входит в состав лиственничных лесов. По берегам озёр распространены мезоксерофильные степи. Лугово-болотная растительность встречается на участках, прилегающих к озёрам и руслам рек (Ивано-Арахлейский заказник, 2002).

Климат в районе оз. Арахлей резко континентальный. Средняя температура января по данным

метоостанции Беклемишево за продолжительное время (по данным с 1950 по 2010 гг.) составляет -24°C, июля 16°C, среднегодовая температура равняется -3°C. Средняя годовая сумма атмосферных осадков равна 300 мм с широким диапазоном изменений в отдельные годы – от 150 до 550 мм.

Вариабельность ландшафтов Прибайкалья на протяжении последнего периода оледенения и голоцена представляют датированные методом ускорительной масс-спектрометрии (<sup>14</sup>C) разрезы торфяников Дулиха и Дугульдзера, которые находятся на южном и северо-восточном побережье Байкала (Безрукова и др., 2009).

Торфяной массив Дулиха изучен на южном побережье озера, где преобладает южносибирская тайга из кедра сибирского, пихты. Лиственница встречается редко на заболоченных территориях. Берёза образует производные леса, замещая темнохвойные леса на площадях вырубок и гарей. Климат территории относится к умеренно континентальному. Средние температуры июля, января и года составляют +14,4, -17,7 и -0,7°C, соответственно. Средняя годовая сумма атмосферных осадков 600–650 мм.

Керн Дугульдзера отобран в районе лесных экосистем среднегорного рельефа. В составе экосистем преобладают лиственничные, сосновые и кедровые леса. Выше на горных склонах и в долинах располагаются лиственнично-кедрово-еловые леса, сменяющиеся вверх по профилю кедрово-пихтовыми редкостойными, преимущественно долинными, лесами. Климат на данной территории резко континентальный. Средняя температура января по данным ближайшей метеостанции Давша составляет -22°C, июля - +14°C, среднегодовая температура равняется -3,3°C. Средняя годовая сумма атмосферных осадков изменяется от 350 до 400 мм. На территории распространена многолетняя мерзлота островного типа.

**Результаты.** Палинологическая запись из донных осадков озера Арахлей, датированных методом AMS ( $^{14}\text{C}$ ), отражает динамику локальной и региональной растительности и климатических условий Беклемишевской котловины за последние более чем 13 500 лет.

Растительный покров этой территории до 13500 л.н. характеризовался мозаичностью, сочетанием влажных заболоченных и остепненных группировок в условиях холодного климата с недостаточным атмосферным и высоким почвенным увлажнением. На водоразделах распространялись редколесья из ели и берёзы. С потеплением около 13500–12800 л.н., аналогичным по времени улучшению климата интерстадиала Аллерёд, на исследуемой территории началось расселение древесной и кустарниковой растительности с преобладанием лиственницы и берёзы. Ель занимала незначительные площади, хотя доля её участия была выше, чем в современной растительности. На севере Байкала расселяется лесотундровая растительность сначала с лиственницей, а затем с елью, берёзой и ольховником. Это же время на южном побережье отмечено господство берёзово-еловых редколесий с лиственницей.

На протяжении интервала времени ~12850–11750 л.н., аналогичного Позднему Дриасу, который характеризовался снижением уровня тепла и нестабильности увлажнения, в составе локальной растительности вблизи оз. Арахлей доминировали открытые пространства кустарниковых и травяных тундр с примесью лиственницы и ели. В составе региональной растительности преобладали берёзовые группировки. Резкое сокращение ивовых и ольховниковых ассоциаций может свидетельствовать о снижении зимних атмосферных осадков, активизации многолетней мерзлоты. В это время на северо-восточном побережье Байкала преобладали елово-берёзовые лесотундры и ольховниковые тундры. На юге Байкала усиление континентальности климата привело к развитию лиственнично-берёзовой лесотундры с елью и травяно-кустарниковой тундры.

В интервале времени с ~11750 л.н. до ~10500 л.н. сократились площади кустарниковых тундровых группировок из кустарниковых берёз. В составе древесной растительности снизилась доля лиственницы. Вблизи озера существовали мезо-ксерофитные травянистые группировки. Древесная берёза стала основным элементом лесной растительности. Максимум пыльцы хвойника позволяет реконструировать расширение участков полупустынно-степной растительности. Подобные изменения в составе растительности характеризуют кратковременное ухудшение климата, особенно снижение доступной растительности влаги.

Наступление умеренно-тёплого и влажного климата в Беклемишевской котловине произошло после ~10500 л.н. и ознаменовалось распространением древесной растительности с преобладанием лиственницы, ели, берёзы. Обилие пыльцы сосны сибирской, пихты и ели свидетельствуют о самом широком за весь исследованный интервал времени развития здесь темнохвойной лесной растительности ~10500–9000 л.н. Появление пихты – наиболее чувствительного элемента древесной растительности Сибири к изменению зимних температур и влажности почв и воздуха, служит индикатором регионального оптимума голоцена. На потепление климата в Беклемишевской котловине в то время указывает и обилие в озере ценобиев зелёных водорослей рода *Pediastrum*.

Завершение максимума темнохвойных влажных лесов в Беклемишевской котловине имело место около 9000 л.н., совпадая с его окончанием в соседних регионах, хотя роль ели была значительна почти до 8000 л.н. Начало влажностного оптимума голоцена на южном побережье Байкала характеризовалось развитием пихтовой тайги с максимумом примерно 10000–9200 л.н., а завершение оптимума влаги происходило постепенно – с 9200 м до 6800 л.н. На северо-восточном побережье Байкала этот влажный период начался позднее, порядка 10000 л.н., а его максимум проявился около 7000–6000 л.н., который также фиксируется по обилию пыльцы пихты.

Около 6500 л.н. в условиях значительного снижения увлажнения и повышения тепла, что предполагает усиление континентальности климата, произошло резкое изменение состава доминант лесного комплекса котловины с темнохвойных на светлохвойные, и началось формирование облика ландшафтов, близкого к современному. Ведущая роль стала принадлежать сосне и лиственнице. Время начала экспансии сосны на исследованной территории хорошо совпадает с её широким распространением по всему Сибирскому региону, подтверждая, что основной причиной изменчивости природной среды Беклемишевской котловины является глобальное изменение климатической системы.

На юге Байкала в интервале 7000–6000 л.н. и северо-востоке – около 6000 л.н. также произошло коренное изменение состава лесной растительности, где сосна сибирская, сосна обыкновенная и лиственница заменили пихту и ель.

**Выводы.** Пыльцевые записи Забайкалья и Прибайкалья хорошо отражают неустойчивое состояние ландшафтов и климата в позднем ледниковье и голоцене, имея свои отличительные черты. Сравнение характера растительности Позднего Дриаса Беклемишевской котловины



с Прибайкальем показывает, что в Беклемишевской котловине еловые лесотундры в то время распространились не так широко. Этот период на юге Байкала и в Забайкалье оказался длительнее, чем на северо-востоке Байкала и продолжался почти до 10600 л.н.

В период потепления, аналогичного Аллерёду в Забайкалье начала расселяться древесная и кустарниковая растительность из лиственницы, берёзы и ели. Эта кратковременная кульминация тепла и влаги и на севере Байкала, и на юге, также повлекла экспансию ели. В оптимум голоцена с влажным и мягким климатом и тёплыми зимними периодами в Прибайкалье господствовали елово-кедрово-пихтовые леса. Для Забайкалья с его ярко выраженным современным резко континентальным климатом своеобразным индикатором влажностного оптимума голоцена являются кедрово-пихтово-еловые леса. Увеличение обилия

пыльцы пихты и особенно ели в спектрах не только Арахлея, но и других озёр Забайкалья (Виппер и др., 1976) является своеобразным индикатором оптимума влаги для Забайкальского региона в целом. Климат в то время, несмотря на смягчение, вероятно, оставался резко континентальным и препятствовал широкому расселению пихты – породы слишком требовательной к эдафическим условиям.

На рубеже 6500–6000 л.н. после завершения влажностного оптимума, когда темнохвойная растительность была замещена светлохвойной, для Прибайкалья господствующими древесными породами стали кедр сибирский, сосна и лиственница. В Забайкалье массово распространились лишь сосна и лиственница – засухоустойчивые породы малотребовательные к почвам.

Исследования частично поддержаны РФФИ, грант № 12–05–00476–а

#### Список литературы

1. Ивано-Арахлейский заказник: природно-ресурсный потенциал территории / В.П. Горлачёв. Чита: Поиск, 2002. 232 с.
2. Безрукова Е.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А. Свидетельства нестабильности природной среды озера Байкал после последнего оледенения на примере пыльцевых записей из болотных экосистем // Археология, этнография и антропология Евразии, 2009. Т. 37. № 3. С. 17–25.
3. Виппер П.Б., Голубева Л.В. К истории растительности Юго-Западного Забайкалья в голоцене // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода, 1976. Т. 45. С. 45–55.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ К БИОСТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА

# NEW DATA ON BIOSTRATIGRAPHY OF HOLOCENE BOTTOM SEDIMENTS FROM THE WESTERN NOVOZEMEL'SKII SHELF

О.В. Руденко<sup>1</sup>, Н.Ю. Петрова

Орловский государственный университет, Орел, Россия  
olrudenko2011@yandex.ru

O. V. Rudenko, N. Yu. Petrova

Orel State University, Orel, Russian Federation

На Баренцевоморском шельфе с голоценовыми отложениями отождествляется первый сейсмостратиграфический комплекс (ССК-1) (Костин, Тарасов, 2011). На сейсмограммах им соответствует прозрачная волновая картина или горизонтальнослоистая запись с протяженными параллельными осями синфазности. На большей части шельфа мощность голоценовых отложений не превышает 1–2 м, в этом случае их картирование, ввиду несостоятельности сейсмоакустического профилирования, опирается в основном на литологические и палеонтологические данные. На глубинах свыше 100 м отложения голоцена представлены серыми с коричневатым или зеленоватым оттенком глинистыми и алевритовыми осадками с пятнами гидротроилита. Донные осадки Западно-Новоземельского шельфа изучались палинологическим методом в ходе донного опробования в рамках Государственной геологической съемки шельфа 1:1000000 масштаба на листах S-39–40 и R-39–40. Всего изучено 17 колонок донных осадков мощностью от 40 до 360 см. Результаты анализа осадков Кармакульской террасы, центральной части плато Моллера и его северного и западного склона (лист S-39–40) и основанные на них реконструкции изменений природной среды опубликованы ранее (Руденко, 2011). В настоящем сообщении обсуждаются новые данные, полученные в 2011 г. по колонке донных осадков, поднятой в рейсе НИС «Геофизик» ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ, г. Мурманск) с южного борта Южно-Новоземельского желоба с глубины 100 м (R-39–40, ст. 11, профиль 201112, мощность 225-см) (Рис.1). Разрез представлен толщей алевропелитов, в верхних 35 см – песчаных, в интервале 35–90 см – песчаных. Подготовка к просмотру под микроскопом проведена по стандартной методике (Пыльцевой анализ, 1950). Изучены споры, пыльца, водные палиноморфы. Процентный подсчет проведен от общего числа зарегистрированных зерен.

Таксономическое разнообразие и вариации общего состава спорово-пыльцевых спектров (СПС).

Зарегистрированные таксоны принадлежат 15 родам деревьев и кустарников, 29 видам, родам и семействам травянистых растений, 16 родам и видам споровых растений. Несмотря на общий осредненный облик спорово-пыльцевой диаграммы (СПД), в целом типичный для морских осадков, вариации процентного соотношения между тремя основными группами, составляющими СПС, все же выражены вполне отчетливо. В интервале 225–115 см отмечено аномально высокое для СПС донных осадков Баренцева моря содержание пыльцы травянистых растений (до 44,4 %). Как правило, СПС такого состава формируются вблизи береговой линии, в зоне литорали, т.к. пыльца травянистых растений на дальние расстояния ветром не разносится и имеет плохие флотационные свойства (Федорова, 1952; Калугина и др., 1979; Руденко, 2011).

В верхнем слое песчаных алевропелитов (интервал 0–90 см) доминирует пыльца древесных растений, содержание спор увеличивается вверх по разрезу, достигая максимума в 78 % в интервале 75–85 см. В целом, общий состав СПС толщи песчаных алевропелитов мало отличается от состава субфоссильных СПС в поверхностном слое осадков региона и отражает условия, близкие современным.

В составе ассоциации водных палиноморф определены 5 видов пресноводных хлорофитовых водорослей, цисты 5 видов автотрофных фотосинтезирующих и 7 видов гетеротрофных динофлагеллат. В толще алевропелитов доминируют хлорофитовые водоросли *Pediastrum kawraiskyi*, *P. boryanum* и *Botryococcus* cf. *braunii*, обитающие в пресных и приледниковых арктических водоемах (Jankovská, Komárek, 2000), что свидетельствует о значительном стоке с суши в морской бассейн и его значительном опреснении. В слое песчаных алевропелитов увеличивается численность и разнообразие морских цист динофлагеллат.

В составе древних и переотложенных пыльцы и спор доминирует пыльца мезозойских хвой-

ных растений (*Pinus*, *Picea*, *Plicifera*, *Walchiites*, *Paleoconiferus*, *Podocarpus unica*) и споры глейхениевых и схизейных. Единично зарегистрированы представители альгофлоры *Apteodinium granulatum* Eis., *Chatangiella* sp., *Ch. niiga* Vozz., *Tenua* sp. и акридархи *Veryhachium reductum* Defl., *Micrhystridium* sp.

Палиностратиграфия и предположительный возраст осадков.

Палинозона 1 (инт. 225–117 см). В древесно-кустарниковой части преобладает пыльца берез, в том числе карликовых (рис. 1). Доля дальнезаносной пыльцы хвойных растений не превышает 15 %, что в 3–4 раза меньше, чем в субфоссильных СПС из района Западно-Новоземельского шельфа (Руденко, 2011). В травянистой части доминирует пыльца полыни (до 28,7 %), содоминанты – пыльца злаков и семейства маревых. Постоянно регистрировалась пыльца сложноцветных, в интервале 150–155 см встречено единичное зерно эфедры. Пыльца *Saxifragaceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae* и *Polygonaceae* составляет наибольшую долю в группе разнотравья. Определены единичные зерна пыльцы прибрежно-водных растений *Typha latifolia*, *Sparganium* sp., *Hydrocharitaceae*. Наиболее многочисленны споры папоротников (10–24,4 %) и зеленых мхов (до 32 %). Значительно меньше доля спор плаунов, которая достигает максимальных значений в средней части ПЗ, а вверх по разрезу уменьшается вдвое, таксономический состав плаунов становится более разнообразным. ПЗ-1 отражает суровые, холодные и сухие климатические условия, обусловившие господство в растительном покрове побережья перигляциально-тундровых формаций с участием эфедры, кустарничковых берез и полярных ив. Ассоциация водных палиноморф свидетельствует об опреснении бассейна, а значительная доля пыльцы травянистых растений, в том числе приморских луговых галофитов (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*) и прибрежно-водных растений, – о близости береговой линии. Формирование СПС ПЗ-1 отнесено, предположительно, к пребореальному периоду голоцена, а накопление толщи алевропелитов – к этапу регрессии морского бассейна (стадия литорина).

Палинозона 2 (инт. 117–92 см). Происходят резкие изменения в общем составе СПС: существенно уменьшается количество пыльцы трав и кустарничков (до 12–17 %) за счет возрастания доли спор в средней части ПЗ (до 59 %) и пыльцы древесных растений в верхней части ПЗ (до 44 %). Резко сокращается количество пыльцы приморских галофитов (полыни, маревых, злаков), исчезает пыльца сложноцветных и прибрежно-водных растений. Появляются единичные споры рода *Equisetum* на фоне доминирования спор *Bryales* (до 48 % от всех зарегистрированных микрофоссилий).

Палинозона 3 (инт. 92–80 см). Отличается максимальной концентрацией спор и пыльцы, превышающей  $80 \times 10^3$  зерен, минимальным для всего разреза содержанием древней и переотложенной пыльцы и спор (4,5 %), а также господством спор *Bryales*. Уменьшается общая доля пыльцы берез, исчезает пыльца ивы, ксеро- и галофитов в группе трав и кустарничков, увеличивается доля пыльцы сосны, ольховника и осок.

Палинозона 4 (инт. 80–0 см). На фоне максимального количества пыльцы древесно-кустарникового яруса и доминирования пыльцы берез наблюдается увеличение содержания пыльцы сосны, ели, ольхи и ольховника. В нижней части ПЗ определена экзотическая для региона пыльца широколиственных растений (граба, дуба, липы, вяза, лещины), воздушным путем нетранспортабельная (Федорова, 1952; Калугина и др., 1979) и привносимая в регион северо-атлантическими водами (Руденко, 2011). В травянистой части доминирует пыльца злаков и осок; маловариативная группа лугового разнотравья представлена пыльцой *Ranunculaceae*, *Onagraceae*, *Umbelliferae*, *Fabaceae*, *Gentianaceae*, *Caryophyllaceae*. ПЗ-3 отражает этап распространения лесотундровых формаций по побережью и миграции к северу зоны тайги.

В кровле толщи алевропелитов (инт. 130–90 см) и в перекрывающей их толще песчаных алевропелитов почти исчезает пыльца приморских луговых галофитов, а концентрация водных палиноморф возрастает в 3–4 раза в сравнении с нижней частью разреза за счет увеличения количества морских цист динофлагеллат. Появляются автотрофные виды *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Spiniferites elongatus*, в арктических морях маркирующие зоны влияния теплых северо-атлантических вод повышенной солености (Voronina et al., 2001). Эти изменения отражают условия начала трансгрессии, отступления береговой линии и адвекции атлантических вод в регион, что, в свою очередь, способствовало дальнейшей гумидизации климата. Последний вывод подтверждает увеличение доли пыльцы мезофитов (ольхи, ели, осок, некоторых представителей лугового разнотравья). Пыльцевые записи, увязанные с геологической позицией этой части разреза, позволяют отнести время ее формирования к бореальному периоду голоцена.

Пыльцевые данные свидетельствуют о размыве осадков среднего-верхнего голоцена в разрезе, что можно объяснить геоморфологическими особенностями района исследования, а также его положением в зоне влияния Колгуевского и Западно-Новоземельского течений.

Исследование частично поддержано РФФИ (грант 11–05–01091а).

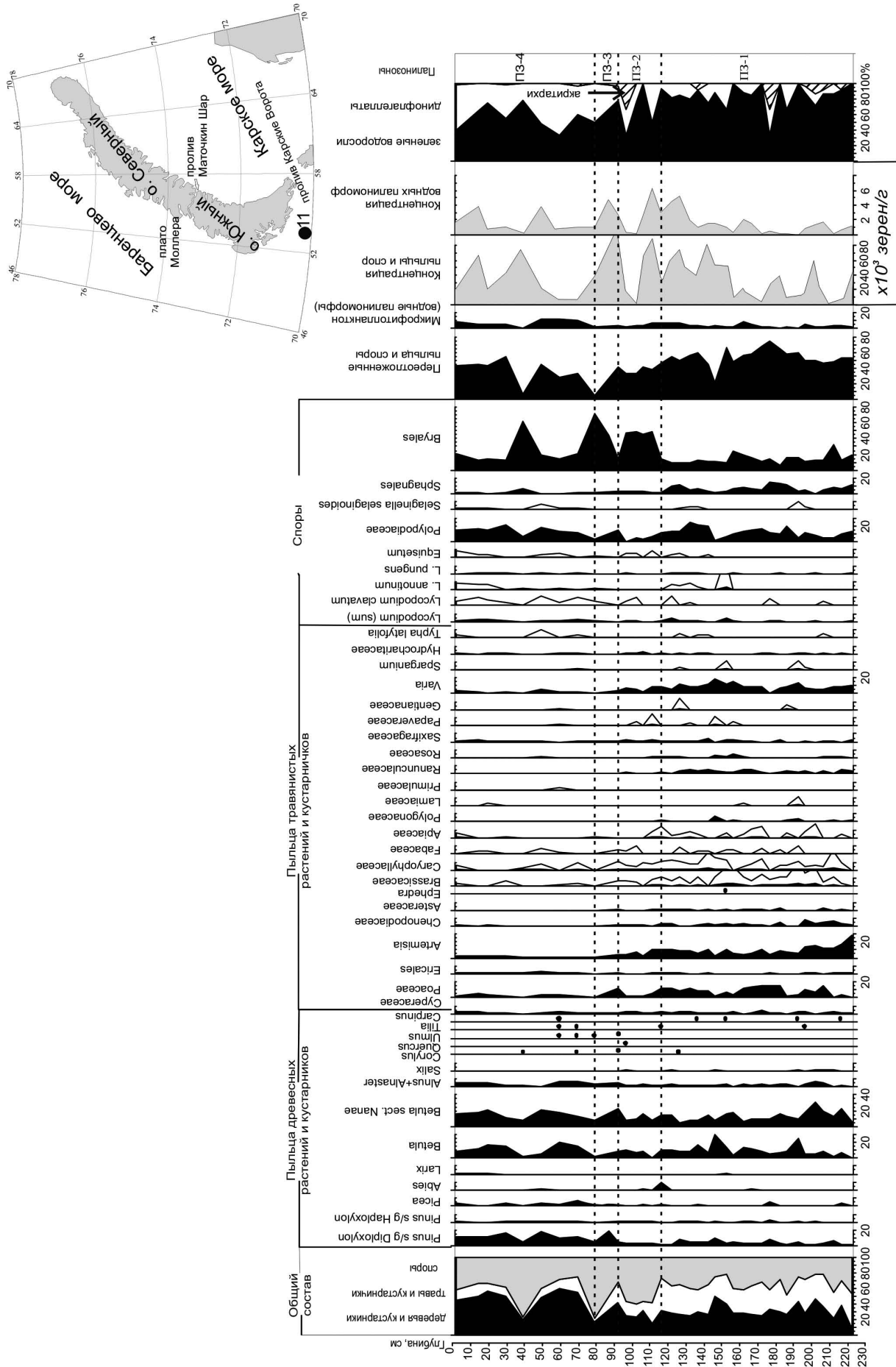


Рис. 1. Генерализованная спорно-пыльцевая диаграмма колонки ст. 11, профиль 201112 с обзорной схемой района работ и положением изученного разреза



### Список литературы

1. *Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н.* Некоторые результаты палинологических исследований на архипелаге Северная Земля в связи с вопросом о переносе пыльцы и спор в высокоширотной Арктике. Известия ВГО, 1979. № 4. С. 330–334.
2. *Костин Д.А., Тарасов Г.А.* Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии / гл. ред. Ю.А. Лаврушин. ГЕОС, 2011. Вып. 3. С. 107–131.
3. Пыльцевой анализ / под ред. И.М. Покровской. Гостеолитиздат, 1950.
4. *Руденко О.В.* Изменения природной среды Восточно-Баренцевоморского региона в голоцене по материалам изучения субфоссильных и ископаемых пыльцевых спектров Новоземельского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011. № 3 (89). С. 33–42.
5. *Федорова Р.В.* Распространение пыльцы и спор текучими водами // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952. Т. 52. Вып. 7. С. 46–72.
6. *Jankovská V., Kotárek J.* Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology // Folia Geobot., 2000. № 35. P. 59–82.
7. *Voronina A., Polyak L., de Vernal A., Peyron O.* Holocene variations of sea surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // Quaternary Science, 2001. № 16. P. 717–728.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ, ГЕОХРОНОЛОГИИ, УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОЧВ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЧЕРЕМОШНИК (ЦЕНТР ЯРОСЛАВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ) | NEW DATA ON STRATIGRAPHY, GEOCHRONOLOGY AND CONDITIONS OF SEDIMENTS AND SOILS FORMATION FROM THE CHEREMOSHNIK KEY SECTION (CENTER OF THE YAROSLAVL VOLGA REGION)**

**А.В. Русаков<sup>1</sup>, А.А. Никонов<sup>2</sup>, Л.А. Савельева<sup>1</sup>, А.Н. Симакова<sup>3</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>1</sup>, В.Ю. Кузнецов<sup>1</sup>, С.В. Шварев<sup>2</sup>, М.Ю. Битюков<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

spp-06@mail.ru

**A.V. Rusakov<sup>1</sup>, A.A. Nikonov<sup>2</sup>, L.A. Savelieva<sup>1</sup>, A.N. Simakova<sup>3</sup>, F.E. Maksimov<sup>2</sup>, V.Yu. Kuznetsov<sup>1</sup>, S.V. Shvarev<sup>2</sup>, M.Yu. Bityukov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Institute of Physics of the Earths RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

**Введение.** Один из важнейших опорных разрезов четвертичных отложений в центральной части Европейской России Черемошник располагается в Ярославском Поволжье на Борисоглебской возвышенности. Разрез более 60 лет изучается геологами и специалистами смежных дисциплин, но до сих пор по нему сохраняются вызывающие дискуссии вопросы (Серебрянный, Чеботарева, 1963; Проблемы стратиграфии ... 2001, и др.). Они касаются: 1) автохтонности положения микулинской толщи в основании разреза, ввиду отсутствия для нее абсолютных датировок; 2) генезиса и возраста перекрывающих микулинские отложения обломочных накоплений. До сих пор не уделялось достаточного внимания мощной почвенно-осадочной толще в верхней части разреза, которая также оставалась не датированной.

На основе детального изучения вновь открытого в последние годы обнажения Черемошник «В», а также расположенных по соседству разрезов, при использовании комплекса современных методов и подходов нам удалось ответить на стоявшие вопросы. Основное обнажение приурочено к борту балочной террасы (расчистка в правом отвершке оврага).

**Материалы и обсуждение.** Стратиграфия, абсолютные датировки палеопочв, педоседиментов, литологическое строение и некоторые свойства сложно организованной почвенно-осадочной толщи опорного разреза схематически представлены на рис. Глубина расчистки достигает ~7,0 м, ширина сверху – 6,5 м, по днищу – до 3,0 м; на рис. приведена схема разреза по западной части, ближе к коренному склону оврага. Крупная сложно устроенная клиновидная структура в обнажении в настоящем сообщении не рассматривается.

В основании разреза у плоского днища балки глубже 6,3 м вскрывается валунный моренный суглинок, заметно выветрелый в верхней части. В составе валунов: 70 % – осадочные породы (преобладают известняки), 23 % – изверженные (в основном габбро и гранит) и до 7 % – метаморфические породы (доминирует кварцит). На моренном суглинке на протяжении всей расчистки и выше по дну оврага сформирована слабо развитая тофяно(перегнойно)-темногумусовая глеевая почва (мощность горизонтов Нb/Тb и Agb не превышает 3 см), перекрытая пачкой прогумусированных, с прослойками оторфованного материала ленточноподобных глин толщиной 5–10 см. Здесь, впервые в регионе, диагностирован начальный этап межледникового педогенеза, позднее резко прерванного накоплением субаквальных озерных осадков. Этот вывод подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа (СПА), указывающего на формирование их в перигляциальных условиях. На окружающей территории господствовала лесная и лесотундровая растительность с элементами перигляциальной флоры. Далее следует кратковременный этап существования темнохвойной тайги (фаза еловых лесов начала микулинского межледниковья), начинаются процессы заболачивания и развития мелководного водоема.

Основную часть изученного разреза на глубине 6,25–3,50 м составляют слои гиттий, подразделенные нами по гранулометрическому составу и содержанию органического углерода на зоны Г1–Г6 (рис. 1). Для гиттий характерны четкая субгоризонтальная слоистость (несогласованная – для верхних пачек, зоны Г1 и Г2), включения торфяных прослоек, макроостатки древесной болотной растительности,

обилие кварцевых зерен. Согласно СПА, гиттии формировались в условиях повсеместного господства лесной растительности со сменой нескольких фаз (снизу вверх): 1) фаза еловых лесов с относительно прохладным и влажным климатом; 2) фаза развития сосновых лесов с прохладным и сухим климатом; 3) фаза сосновых и березово-сосновых лесов с участием широколиственных пород, климат относительно теплый и сухой; 4) фаза широколиственных лесов с ольхой и лещиной, с относительно теплым и влажным климатом.

На глубине ~4,3–4,0 м на всем протяжении расчистки четко выделяется торфяной горизонт, средняя часть которого отличается высоким содержанием органического вещества (потери при прокаливании – до 80 % и более). Учитывая увеличение содержания углерода в подстилающих и перекрывающих слоях гиттии и выдержанность торфяного слоя в субгоризонтальном протяжении, можно констатировать относительно спокойный и инситный характер накопления осадков.

Датирование горизонта проведено с помощью  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода, сравнительно недавно внедряемого нами для определения возраста средне- и поздне-неоплейстоценовых континентальных погребенных органогенных отложений (Кузнецов, Максимов, 2012). Пока можно лишь оценить временной интервал формирования торфа, который по первым аналитическим данным относится к середине стадии МИС-5.

Несмотря на принадлежность верхнего слоя гиттии (Г1) также к микулинскому межледниковью, о чем свидетельствуют и палинологические данные, радиоуглеродный (РУ) возраст верхнего 5-см слоя гиттии оказался средневалдайским –  $42250 \pm 3100$  л.н. (ИГАН 4150) Не исключена вероятность крупного перерыва в осадконакоплении продолжительностью ~60 тыс. л., если судить по резкой смене состава спорово-пыльцевых спектров с высоким содержанием ольхи и лещины на спектры с господством карликовой березки и ольховника. Кроме того, не представлены заключительные фазы развития растительности конца микулинского межледниковья (зоны М7, М8 по Гричуку В.П., 1982).

Верхняя суглинистая толща (2,0–3,5 м), перекрывающая микулинские слои делится на зоны I–IV в основном по характеру окраски (красновато-охристая, сизовато-красноватая и др.). Нижняя зона IV отличается светло-оливково-сизоватой окраской, наличием субгоризонтальных слабогумусированных прослоек, роренштейнов по ходам древних корней. Средневалдайский возраст верхнего слоя подстилаемой гиттии дает основание рассматривать зону IV как брянский глеевый педоседимент Gb. Выявлена общность его морфологического облика со средневалдайскими палепочвами опорных разрезов Верхневолжья (Rusakov, Sedov, 2012). Поздневалдайский РУ возраст

палепочвы ( $16530 \pm 380$  л.н. ИГАН 3849), сформированной в верхней части разреза, подтверждает данное предположение. По данным СПА на отложениях с типично микулинскими палиносpekтрами лежит мало-мощный слой (в зоне IV), в котором господствует пыльца карликовой березки и ольховника. Выше по разрезу пыльца и споры единичны, за исключением образца на глубине 298 см.

На глубине ~2,1–2,7 м диагностирована отчетливо выраженная маломощная темногумусово-глеевая надмерзлотная палепочва (профиль Agb–Gb), которая с учетом РУ даты ( $16530 \pm 380$  л.н. ИГАН 3849) идентифицируется как трубчевская. Почва четко разделяет I и II слои овражно-балочных наносов. Несмотря на изогнутую границу палепочвы, она протягивается без разрывов, т.е. маркирует погребенную дневную поверхность (палеосклон), и является результатом слабо развитого педогенеза в суровом климате позднеледниковья. Обнаруженная здесь трубчевская палепочва является самым северным из известных пунктом распространения этих почв в центральной части Русской равнины.

На глубине 1,5–1,7 м с опусканием нижней границы до 2,1 м выявлено плотное гравийно-галечниковое заполнение, состоящее из четырех отличных друг от друга зон А–Г в субгоризонтальном простирании (рис. 1). Эти пачки обломочных слоев по всем признакам отличаются и от морены, и от солифлюкционных образований, и между собой. Отличен и петрографический состав обломочного материала в них. Выявлено сокращение вверх по разрезу Черемошник процентного состава пород осадочных и, соответственно, резкий рост кристаллических пород.

Кармановидное заполнение Г в основании глубокого местного понижения включает фрагменты перемещенных педоседиментов (сегменты профиля маломощной темногумусово-глеевой почвы, РУ  $12570 \pm 440$  л.н. ИГАН 4048), спорово-пыльцевой спектр в которых отражает существование березового редколесья с разнообразной травянистой растительностью, зелеными мхами и папоротниками.

Верхняя часть разреза (0–1,6 м) представлена средне-позднеголоценовым страгоземом ( $2630 \pm 90$  л.н. ИГАН 26504) – синлитогенной почвой, сформированной на переотложенных с водораздельной поверхности бескарбонатных лессовидных суглинках.

**Заключение.** Анализ фактического материала подтверждает статус вновь изученного разреза Черемошник как опорного для перигляциальной зоны Русской равнины. Он обладает высокой информативной полнотой в отношении хроностратиграфии и эволюции ландшафтов, записанной в почвенно-осадочной толще разреза (МИС5–МИС1). Доказано существование инициального субаэрального педогенеза в начале микулинского межледниковья, датированы микулинские органо-

генные осадки, диагностирована трубчевская палеопочва, отражающая северный ареал ее распространения на европейской территории, доказано отсутствие в разрезе морены валдайского времени.

В разрезе Черемошник, также, как в близлежащих карьерах и опорной скважине во впадине озера

Неро, нет моренных отложений калининского (60–50 тыс. л.н.) или ошашковского (23–19 тыс. л.н.) оледенений. Это позволяет считать исследованную территорию внеледниковой зоной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11–04–00392а, 13–05–00854).

### Список литературы

1. Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. С. 92–109.
2. Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб.: Наука, 2012. 191 с.
3. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума. М.: ГЕОС, 2001. 158 с.
4. Серебрянный Л.Р., Чеботарева Н.С. Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений Центра и Северо-Запада Русской равнины // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 74–85.
5. Rusakov A., Sedov S. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, linkages to the landscape evolution // Quaternary International. V. 265. 2012. pp. 126–141.

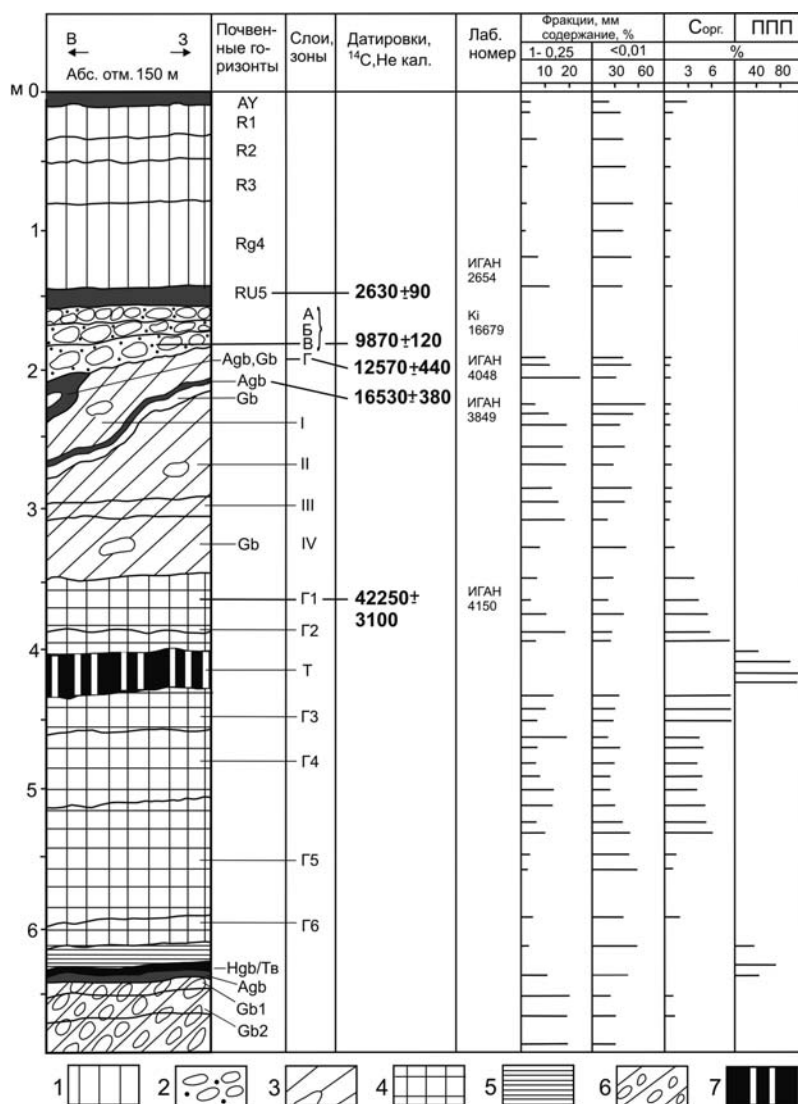


Рис. 1. Строение позднелайстоценовых отложений в изученном опорном разрезе

1 – бескарбонатные лессовидные суглинки; 2 – гравийно-галечниковые отложения (зоны А–Г); 3 – суглинки с единичными валунами (слои I–IV); 4 – гиттии (Г1–Г6); 5 – ленточноподобные глины; 6 – московская морена; 7 – микулинский торф (Т); AY–RU5 – почвенные горизонты голоценового стратозема; погребенные горизонты: AGb – аккумулятивно-гумусовые; Gb – глеевые; Hgb – перегнойный, Tb – оторфованный.



**ХРОНОЛОГИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ Р. КУЙТУНКИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В ГОЛОЦЕНЕ** | **CHRONOLOGY OF EROSION-ACCUMULATION PROCESSES IN THE KUITUNKA BASIN (WESTERN TRANSBAIKALIA) IN HOLOCENE**

**Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин**

*Институт географии СО РАН им.В.Б. Сочавы, Россия  
ryv@irigs.irk.ru*

**Yu. V. Ryzhov, D. V. Kobylkin**

*V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

Отложения покровного комплекса (делювиальные, пролювиальные, эоловые) наиболее чутко реагируют на глобальные и региональные климатические колебания, изменения местных условий. В эрозионных формах рельефа мощность отложений покровного комплекса обычно в несколько раз выше, чем на водоразделах и склонах, что позволяет проследить ритмичность эрозионно-аккумулятивных процессов 500–1000 летнего ранга

Бассейн р. Куйтунки (правый приток Селенги) имеет водосборную площадь 1140 км<sup>2</sup>, характеризуется низкогорным рельефом и развитием мощных (до 40 м) толщ лессовидных отложений, высокой современной густотой оврагов (0,89 км/км<sup>2</sup>). Пашни составляли 25 % площади бассейна. Изучались 3 разреза: погребенный овраг (Куйтун), делювиально-пролювиальные отложения конуса выноса (Нижняя Буланка), днища балки (Надеино). Они включают чередование слоев рыхлых отложений, прослоев и горизонтов погребенных почв. Проведены детальные исследования гранулометрического и химического состава отложений разреза Нижняя Буланка. Радиоуглеродное датирование выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете. Всего было получено 18 датировок (табл. 1).

Особенностью всех разрезов является наличие в верхней их части гумусированных супесей мощностью 15–23 см (Куйтун, Нижняя Буланка), до 165 см (Надеино), образованными вследствие смыва и размыва с пашни. Возраст их 100–250 лет. Нижележащая толща отложений (3,0–4,3 м) представляет чередование мелкозернистых и пылеватых песков, лессовидных супесей и гумусированных почвенных горизонтов. Накопление гумуса почв отражает этапы стабилизации поверхности, песков и супесей – эпизоды активизации смыва и оврагообразования. Наиболее древние датированные погребенные почвы имеют возраст 10,3–12,1 <sup>14</sup>С тыс. л.н. Они фиксируют завершение этапа врезания и начало заполнения эрозионных форм. В целом,

прослеживаются следующие основные этапы развития эрозионно-аккумулятивных процессов:

1. Активного развития эрозионных форм (10,3–13,3 тыс. л.н.) связан с резкими климатических колебаний, изменениями в стоке, деградацией многолетней мерзлоты. Эрозионные формы рельефа, выполненные сартанскими эолово-делювиальными отложениями, были прорезаны на глубину 1–10 м. В разрезе Куйтун из подошвы отложений погребенного оврага, выстилающая его днище получена радиоуглеродная дата 12120 ± 100 (ЛУ-6815). Пески и супеси в основании голоценовых отложений формировались во время эрозионных событий.

2–3. Чередования фаз эрозии и аккумуляции (предбореальный и бореальный периоды). Переходный этап в развитии эрозионной сети (8,0–10,3 <sup>14</sup>С тыс. л.н.). Смыв и оврагообразование в начале голоцена, быстрое и медленное заполнение эрозионных врезов, формирование горизонтов погребенных почв. Происходили линейная эрозия и аккумуляция делювия и пролювия на конусах выноса, заполнение эрозионных врезов, формирование горизонтов погребенных почв (до 0,5 м). Наиболее отчетливо эрозия в формах размыва и аккумуляция на конусе выноса и днищах балок была выражена во второй половине предбореального (9200–9600 <sup>14</sup>С л.н.) и в середине бореального (8300–9000 <sup>14</sup>С л.н.) периодов голоцена. В разрезе Куйтун (погребенный овраг) в течение всего предбореального периода (9,6–10,3 тыс. <sup>14</sup>С л.н.) происходило активное заполнение эрозионного вреза, сменившийся 9600–9200 <sup>14</sup>С л.н. новым эрозионным врезом.

4. Стабилизации эрозионных врезов (4,6–8,0 <sup>14</sup>С л.н.) Медленное заполнение эрозионных форм, формирование в них полноразвитых почв. Многие некогда активные эрозионные формы зарастают древесной, кустарниковой и травяной растительностью, заполняются отложениями. На месте оврагов образовались лога, ложбины, лощины. В разрезе Надеино сформировалась по-

гребенная почва возрастом 6280–7970 <sup>14</sup>С л.н. На конусе выноса пади Нижняя Буланка в начале атлантического периода накапливались прослой ископаемых почв и супесей, поверх которых сформировался гумусовый горизонт чернозема возрастом 7430 ± 90 <sup>14</sup>С л.н. (ЛУ-6851).

5. Слабое и умеренное развитие эрозии и аккумуляции (1800–4600 <sup>14</sup>С л.н.). На рубеже атлантического и суббореального периодов произошло резкое похолодание (4,2–4,7 тыс. <sup>14</sup>С л.н.), в долинах рек отмечался эрозионный врез глубиной 1–3 м. Многие русла рек приобрели современные очертания. В разрезе в днище балки (разрез Надеино) 4,6–4,2 тыс. <sup>14</sup>С л.н. накапливались супеси, а 1,2–4,1 тыс. <sup>14</sup>С л.н. сформировался гумусовый горизонт мучнисто-карбонатного чернозема. В конце субатлантического периода отмечается новый этап активизации эрозионных процессов в течение малого ледникового периода.

6. Антропогенного ускоренного развития эрозионно-аккумулятивных процессов (250–300 лет). Он связан с активным сведением лесов, распашкой земель, строительством дорог и других линейных объектов. Это этап совпадает с заселением русскими и старообрядцами (семейскими) и освоением ими обширных площадей в долине реки Куйтунки.

Основными закономерностями развития эрозионно-аккумулятивных процессов являются:

1. Унаследованность в развитии (чередование циклов врезания и заполнения) эрозионных форм временных водотоков. Современные овраги астично или полностью наследовать в плане более древние погребенные овражно-балочные системы или не совпадают по простираанию с таковыми.

2. Полихронность (разновременность) этапов развития эрозионных систем, связанная, с различными в их габаритах, местных условий и факторов. К последним относятся лесные пожары, проявления экзогенных процессов (суффозии, карста, подмыва берегов и др.).

3. Стадийность, этапность и направленность эволюции эрозионной сети. Последовательная смена стадий развития, фаз врезания, стабилизации, заполнения различной продолжительности, колебаний темпов эрозионно-аккумулятивных процессов обеспечивает сохранность и функционирование (пространственно-временную самоорганизованность) эрозионных форм временных водотоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13–05–00521).

Таблица 1

**Радиоуглеродный (<sup>14</sup>С л.н.) и календарный (кал. л.н.) возраст гумуса ископаемых почв в бассейне р. Куйтунки**

Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст ( <sup>14</sup> С л.н.)	Календарный возраст (кал. л.н.)	Глубина, отбора, см	Литологическое и стратиграфическое положение
Республика Бурятия, Тарбагатайский район. Т. 626. С. Надеино, Делювиально-пролювиальные отложения днища балки				
ЛУ-6856	1930 ± 60*	1890 ± 70	69–91	
ЛУ-6854	1530 ± 50*	1440 ± 60	143–163	Подошва антропогенных отложений
ЛУ-6784	1220 ± 50	1170 ± 70	165–174	Кровля современной почвы
ЛУ-6780	4120 ± 50	4670 ± 110	194–204	Подошва современной почвы
ЛУ-6785	6280 ± 80	6870 ± 90	234–243	Кровля погребенной почвы
ЛУ-6786	7970 ± 90	8830 ± 140	261–270	Подошва погребенной почвы
ЛУ-6855	9590 ± 90	10940 ± 160	326–338	
ЛУ-6779	10710 ± 170	12600 ± 220	403–408	Кровля погребенной почвы
ЛУ-6816	12010 ± 160	14020 ± 260	434–443	Подошва погребенной почвы
Республика Бурятия, Тарбагатайский район. Т. 631. С. Большой Куналей. Падь Нижняя Буланка. Древний конус выноса				
ЛУ-6851	7430 ± 90	8250 ± 90	47–55	
ЛУ-6852	9570 ± 90	10920 ± 160	213–220	
ЛУ-6787	9650 ± 90	10990 ± 160	238–248	Кровля погребенной почвы
ЛУ-6850	9960 ± 140	11530 ± 230	248–258	Подошва погребенной почвы
ЛУ-6795	10940 ± 240	12900 ± 210	304–313	
ЛУ-6849	11360 ± 190	13270 ± 190	427–440	
Республика Бурятия, Тарбагатайский район. Т. 631а. С. Большой Куналей. Падь Нижняя Буланка. Древний конус выноса				
ЛУ-6843	11570 ± 110	13460 ± 110	257–267	
Республика Бурятия, Тарбагатайский район. Т. 629. С. Куйтун. Погребенный овраг				
ЛУ-6789	9250 ± 80	10430 ± 110	164–174	Погребенная почва, выстилающая более молодой врез
ЛУ-6815	12120 ± 100	14140 ± 210	323–330	Погребенная почва, выстилающая древний врез

\* Инверсия радиоуглеродных дат

СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРГИНСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРИ | STRATIGRAPHY, GEOCHRONOLOGY  
AND CORRELATION OF KARGIAN  
DEPOSITS IN SOUTHERN PART OF SIBERIA

Ю.В. Рыжов<sup>1</sup>, Д.В. Кобылкин<sup>1</sup>, Х.А. Арсланов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии им.В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
ryv@irigs.irk.ru

Yu.V. Ryzhov<sup>1</sup>, D.V. Kobylkin<sup>1</sup>, Kh.A. Arslanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Saint-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia

Средневалдайский мегаинтерстадиал Европейской части России коррелируется со стадией MIS-3 кислородно-изотопной шкалы и охватывает период от 24–25 до 57–58 тыс. лет (Арсланов, 1987; Bassinot et al., 1994). В Западной и Восточной Сибири за ним пока сохраняется название каргинского мегаинтерстадиала. Детальные новейшие исследования торфяников в Нижнем Приобье, Приангарье и стратотипа каргинской свиты (разрез мыс Каргинский) доказали принадлежность их казанцевскому межледниковью (Арсланов и др., 2004; Астахов, 2006). Выделяют от 2 до 5 климатических фаз в течение каргинского (средневалдайского) времени (Архипов, 2000; Волкова и др., 2009; Воробьева, 2010).

В последние годы для юга Сибири получены новые радиоуглеродные датировки погребенных почв, ископаемых костей, торфа в диапазоне 22–≥44 тыс. л.н. Они позволяют расширить представления о ландшафтно-климатических условиях. В табл. 1 приведены обобщенные сведения о стратиграфии верхнего неоплейстоцена и голоцена юга Западной, Средней и Восточной Сибири. Погребенные почвы являются важным стратиграфическим маркером, характеризующим палеоландшафты.

Ископаемые почвы имеют различную мощность и фиксируют этапы снижения темпов экзогенных процессов, улучшения климатических условий. В различных районах юга Сибири выделяется от 2 до 5 каргинских почв. Обычно выделяют педокомплекс включающий две почвы возрастом 22–39 тыс. л.н. На юге Западной Сибири это искитимский педокомплекс 24–33(20–35) тыс.л.н. (Zykina, Zykin, 2003). В бассейне Верхнего Енисея (Frechen et al., 2005) – куртакский педокомплекс 25,5–36 тыс. л.н. Он включает 5 погребенных почв, объединенных в 2 погребенных горизонта, датированные 25,5–30,0 (верхний и 32–36 (нижний) тыс. л.н. Р.А. Колесников (2005) в Красноярской, Назаровской и Чулымо-Енисейской котловинах выделяет 3 почвы (см. табл. 1). В Приангарье и Прибайкалье согласно

Г.А. Воробьевой (2010) в каргинское время сформировался осинский педокомплекс, в ненарушенном состоянии представленный двумя погребенными почвами или продуктами его переотложения. По имеющимся данным датировки гумуса верхнеосинских почв укладываются в интервал 22–31 тыс. лет, нижнеосинских почв – в интервал 33–39 тыс. лет (Арсланов и др., 2011). В Прибайкалье получены новые данные о нижекаргинских почвах и торфе (Щетников и др., 2010; Shchetnikov et al., 2012) возрастом 44,2–45,8 тыс.л.н.

Следы каргинского почвообразования обнаруживаются на различной глубине от дневной поверхности. На юге Сибири погребенные почвы стадии МИС 3 залегают на глубинах 1,5–10,5 м. Среди них, выявлены серые лесные, дерновые лесные, черноземы, темно-каштановые. Погребенные почвы в периоды похолоданий подвергались смыву, размыву, дефляции, криогенным процессам, окарбоначиванию.

В оценках климатических условий каргинского горизонта Прибайкалья и Забайкалья, существуют различные точки зрения. От холодных тундростепных ландшафтов в течение временного отрезка 24–44 тыс. кал. л.н. (Bezrurova et al., 2010), до климатических условий в оптимум, когда было на 3–6° теплее, чем в настоящее время (Дергачева и др., 1995; Еникеев, 2008). И. Чачула (Chachula, 2001) считает, что природные условия в периоды каргинских потеплений были близки к современным или климат был немного прохладнее и влажнее. К подобному заключения пришли В.С. Зыкина и В.С. Зыкин (Zykina, Zykin, 2003) и Р.А. Колесников (2005) на основе детальных исследований погребенных почв соответственно юга Западной и Средней Сибири. В Прибайкалье в оптимум МИС 3 природные условия были близкими к современным (Воробьева, 2010; Арсланов и др., 2011).

Спорово-пыльцевые спектры разрезов Игетейский лог 2, Мальга-Стрелка Прибайкалья

свидетельствуют об изменениях в структуре растительного покрова в зависимости от тепло-влажностности. Лесная растительность, по видимому, на протяжении всего каргинского времени играла важную роль в ландшафтах юга Восточной Сибири. В периоды потеплений ее доля увеличивалась, в похолодания происходило сокращение в спорово-пыльцевых спектрах содержания древесных пород и увеличение травянистых растений. Увеличивались площади распространения многолетнемерзлых пород.

Палеоландшафтные реконструкции каргинского мегаинтерстадиала, основанные на комплексных стратиграфических, археологических, палеопедологических, палинологических, геохронологических, палеофаунистических исследований могут служить ключом для получения новых данных об изменчивости природной среды в течение МИС-3 (24–57 тыс. л.н.).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13–05–00521).

Таблица 1

**Стратиграфическая схема верхнего неоплейстоцена и голоцена юга Западной, Средней и Восточной Сибири**

Радиоуглеродный возраст, тыс. л.н.	Западная Сибирь (Долина р. Оби)	Средняя Сибирь (Верхний Енисей)	Восточная Сибирь (р. Ангара)	МИС
Голоцен 0–10,3	Современная почва	Современная почва	Современная почва	1
Сартанское оледенение 10,3–24,0	Баганский лесс Суминская почва Ельцовский лесс	Трифоновский лесс	Сартанский лесс 2 Почва 11,0–14,1 Сартанский лесс 2	2
Каргинский мегаинтерстадиал 24,0–57,0	Искитимский ПК (2 почвы) Верхняя 24,5–26,3* Нижняя 29,0–33,1	Куртацкий ПК (3 почвы) Позднекаргинская 24,9–29,8 Среднекаргинская 38,5–38,6 Раннекаргинская 45,2–51,0	Осинский ПК (2 почвы) Верхнеосинская 24,0–31,0 Нижнеосинская 33,0–39,0 Раннекаргинская 44,2–45,8?	3
Муруктинское оледенение 57,0–71,0	Тулинский лесс	Чанский лесс	Муруктинские пески и лессы	4
Казанцевское межледниковье 71,0–130,0	Бердский ПК	Сухоложский ПК	Игетейский ПК	5d-a
		Каменноложский ПК		5e

**Список литературы**

1. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
2. Арсланов Х.А., Безрукова Е.В., Бердникова Н.Е. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография каргинского мегаинтерстадиала Прибайкалья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Москва: Географический факультет МГУ, 2011. С. 95–102.
3. Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П. и др. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 12–27.
4. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедоба – опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Доклады РАН, 2004. Т. 396. № 6. С. 796–799.
5. Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41 № 6. С. 792–799.
6. Астахов В.И. О хронологических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.
7. Волкова В.С., Камалетдинов В.А., Головина А.Г., Хазина И.В. Стратиграфия четвертичных отложений Средней Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 120–125.
8. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. 205 с.
9. Дергачева М.А., Феденева И.К., Лбова Л.В., Ануфриева Р.Г. Условия обитания палеолитического человека на Варваринной горе: реконструкция по педогенным признакам // Методы естественных наук в археологических реконструкциях. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 1995. С. 115–123.



10. Еникеев Ф.И. Поздний кайнозой Северного Забайкалья и палеоклимат юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 4. С. 794–804.
11. Колесников Р.А. Почвообразование и природные условия каргинского интерстадиала на территории котлови Приенисейской Сибири: Автореф. дис.... канд. геогр. наук. Томск, 2005. 24 с.
12. Щетников А.А., Филинов И.А., Шибанова И.Б. и др. Новый опорный разрез верхнего кайнозоя «Славин Яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. № 4. С. 114–119.
13. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters, 1994. Vol. 126. № 1–3. P. 91–108.
14. Bezrukova E.V., Tarasov P., Solovieva N. et al. Last-glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks // Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology, 2010. Vol. 296. № 1–2. P. 185–198.
15. Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005. Vol. 228. P. 228–244.
16. Khenzykhenova F., Sato T., Lipnina E. et al. Upper paleolithic mammal fauna of the Baikal region, east Siberia (new data) // Quaternary International. 2011. Vol. 231. P. 50–54.
17. Chlachula J. Pleistocene climate change, natural environments and palaeolithic occupation of the Angara–Baikal area, east Central Siberia // Quaternary International, 2001. Vol. 80–81. P. 69–92.
18. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // Journal of Asian Earth Sciences, 2012. Vol. 46. P. 195–208.
19. Zykina V.S., Zykin V.S. Pleistocene warming stages in Southern West Siberia: soils, environment, and climate evolution // Quaternary International, 2003. Vol. 106–107. P. 233–243.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ  
И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ  
ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ  
СИБИРИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ ТОРФЯНИКОВ И ПОЧВ)

RECONSTRUCTION OF LANDSCAPES  
AND CORRELATION OF HOLOCENE  
DEPOSITS IN SOUTH-WESTERN PART  
OF WESTERN SIBERIA (ACCORDING TO  
PALYNOLOGICAL RECORDS  
OF PEATLANDS AND SOIL)

Н.Е. Рябогина, С.Н. Иванов

Институт проблем освоения Севера СО РАН, Тюмень, Россия  
ryabogina@rambler.ru; ivasenic@rambler.ru

N.E. Ryabogina, S.N. Ivanov

Institute of problems development of the North SB RAS, Tyumen

Торфяники традиционно считаются наиболее оптимальными объектами исследования при палеогеографических реконструкциях. Однако, анализ спорово-пыльцевого состава поверхностных проб торфяников юга Западной Сибири (лесостепное Зауралье) показал, что их палиноспектры не всегда объективно отражают специфику растительного покрова территории. В рецентных спорово-пыльцевых спектрах лесостепных болот доминируют компоненты не свойственные зональному типу растительности, а отражающие особенности развития локальных болотных фитоценозов азонального типа. Кроме этого в лесостепи и степи сосново-кустарничково-сфагновые болота, обогащают флору района экстразональными гипоарктическими и бореальными видами (клюква мелкоплодная, клюква болотная, мирт болотный, подбел многолистный, береза карликовая и др.), не встречающимися за пределами рямов. Такие узколокальные компоненты должны быть исключены при реконструкции лесостепной и степной растительности; совершенно недопустимо использовать ход кривой *Betula sect. nanae* и *Ericaceae* gen. sp. для выявления этапов похолодания (Левина, Орлова, 1994), по аналогии с бореальными районами. Выяснено, что основная часть пыльцы сосны или березы в болотных спектрах продуцируется на самом торфянике, поэтому состав древесных компонентов спектра характеризует стадии зарастания болота, и, как правило, неадекватен составу лесов в южных районах Западной Сибири. В составе большинства проб постоянно преобладают болотные компоненты, позволяющие воспроизвести фазы болотообразования, и на их основе реконструировать изменения в характере грунтового или атмосферного увлажнения. На этом фоне доля пыльцы и спор неболотного происхождения ничтожно мала, и практически не влияет на общий вид палинологической диаграммы. Однако именно по ней

можно выявить реальные ландшафтные условия в степных и лесостепных районах.

Таким образом, рецентные материалы свидетельствуют о том, что традиционные (для тундровых и таежных районов) принципы анализа палинологических данных торфяников и реконструкции на их основе ландшафтно-климатических условий в южных районах могут дать необъективные результаты. На диаграммах торфяников кульминационные пункты кривых доминирующих таксонов и изменения в составе спектров, в основном, фиксируют изменения в составе болотного фитоценоза и, к сожалению, почти не связаны с изменениями лесостепной растительности в целом. Метод корреляции разрезов по экстремумам пыльцевых кривых доминантов в южных торфяниках дает результаты, не согласующиеся с радиоуглеродными датировками. Например, резкое увеличение доли пыльцы сосны не всегда указывает на ее распространение в лесах. В спектрах разных разрезов голоцена пики *Pinus silvestris* L., не являются одновременным (данные  $^{14}\text{C}$ ), а соответствуют переходу торфяника на олиготрофную стадию и расселением на нем сосны, что и объясняет не синхронное колебание ее кривой в разных разрезах. Максимумы пыльцы березы стабильно наблюдаются в кровле евтрофного и в мезотрофном торфе, а также следуют за прослойками гарей, следовательно, объясняются локальными условиями. Основным критерием сопоставления разрезов и реконструкции палеоландшафтной ситуации здесь должны являться неболотные компоненты (даже если они составляют минимальную долю спектра), при обязательном контроле возраста отложений радиоуглеродным методом. Дифференцированный анализ болотных и неболотных компонентов спектров (для юга Западной Сибири впервые представленный Н.Я. Кацем и С.В. Кац (1950)) до сих пор используется редко, однако он позволит избежать серьезных

ошибок в интерпретации палинологических материалов из торфяников в южных районах.

Как ни парадоксально, но по итогам исследования поверхностных спектров в южных районах Западной Сибири выявлено, что в почвенных пробах спектры более достоверно отражают тип растительности, чем в спектрах торфяников. Если ввести поправочные коэффициенты минимизирующие завышенную долю пыльцы древесных пород, то именно почвенные спектры в южных районах более адекватно характеризуют состав растительных сообществ на открытых и залесенных участках. Завышенное содержание пыльцы древесных пород (*Pinus sylvestris* L., *Betula sect. Albae* Rgl.) установлено для южных районов не впервые. Частично оно связано с приносом пыльцы из подтаежной и таежной зоны, но в большинстве случаев является следствием небольшой пыльцевой продуктивности господствующих лугово-степных сообществ. Поэтому ленточные сосновые боры и небольшие березовые колки производят достаточно пыльцы, чтобы она преобладала над травами в составе спектров.

Спорно мнение о том, что в спектрах из почвенных проб фиксируется преимущественно состав локальной растительности – на материалах южного Зауралья установлено, что в них отчетливо проявляется и местные и зональные ее особенности. Так, повышенное облесение и распространение сосновых боров в лесостепном Притоболье отражается в большей доле древесной пыльцы и преобладании *Pinus sylvestris* L. практически во всех спектрах этого района. В спектрах Ишимской равнины, как правило, повышено участие пыльцы определенной группы трав и в составе древесной пыльцы преобладает *Betula sect. Albae* Rgl., что соответствует реальным растительным условиям Приишимья и прилегающих к нему участков Тоболо-Ишимского междуречья. В рецентных спектрах торфяников Притоболья и Приишимья таких различий установить не удалось.

Таким образом, для восстановления полноценной картины изменения ландшафтной и климатической ситуации в южных районах необходимо исследование не только торфяных, но и почвенных отложений. Интерпретация палинологических данных лесостепных и степных районов имеет свои особенности и не должна копировать принципы расшифровки спорово-пыльцевых данных из бореальных районов.

Именно используя этот принцип, был проанализирован спорово-пыльцевой состав торфяных и почвенных отложений в области контакта лесной и степной зон Тоболо-Ишимья. Растительность переходных зон очень чутко реагирует на климатические изменения, поэтому изучение осадков различного генезиса в лесостепных районах позво-

лило обосновать детальное расчленение голоцена и перспективно при решении вопросов смещения границ природных зон.

Торфяники в этом районе относительно молоды (возраст придонных слоев торфа в разрезе Андреевском – 4 670 л.н., Станичный Рям – 4190 л.н., Гладиловский Рям – 3995 л.н., Большой Мелехинский Рям – 3295 л.н., Бокаревский Рям – 2545 л.н., Локтинский Рям – 2475 л.н., Калининский Рям – 2 395 л.н.) и начали формироваться в суббореальном периоде. В почвенных отложениях наиболее древними являются культурные слои мезолита (8–9 тыс. л.н.), сформировавшиеся в финале бореала. Наибольшее количество информации о природной обстановке получено для суббореального и субатлантического периодов. Для этого времени детальная реконструирована ландшафтно-климатическая динамика. Информация о раннем голоцене и позднеледниковье в данном районе отсутствует.

С началом атлантического периода (7700–6300 л.н.) совпадают этапы понижения уровня воды в р. Тобол и озерах Ишимской равнины. Очень тепло, лесостепная растительность продвигается на север, в ландшафтах увеличивается площадь разнотравных лугов и сокращается доля березовых лесов, реже встречается примесь ольхи и вяза. Позднее, в середине атлантического периода (6 300–5300 л.н.) умеренно тепло, но около 6300–6100 л.н. отмечается увеличение увлажнения – повышается уровень озер, отмечается активное развитие березовых лесов в поймах и на террасах. Позднее, в результате поэтапного сокращения увлажнения в интервале 6100–5300 л.н. в составе лугов постепенно увеличиваться участие ксерофитов, на юге Тоболо-Ишимья появляются сообщества, характерные для подзоны типичной лесостепи. Климатические условия в финале атлантического периода (5300–5000 л.н.) можно охарактеризовать как умеренно теплые и сухие. Понижается уровень водоемов, в составе лугов обильны остепненные злаково-полынные ассоциации, крупные березовые леса сохраняются только в поймах, исчезает ольха. На высоких террасах и водоразделах сохраняются леса колючного типа, господствуют остепненные злаково-полынные лугово-степные сообщества. Растительность, характерная для типичной и южной лесостепи, отмечается севернее своего современного ареала.

В начале суббореального периода (5000–4500 л.н.) на фоне умеренного похолодания в долинах и на низких террасах восстанавливаются березовые леса, часто с ольхой. Теплый и наиболее сухой климат в Тоболо-Ишимье отмечен в середине суббореального периода (4500–3200 л.н.). Интервалы незначительного увеличения увлажнения выделяются только 4300–4100 л.н.; 3700–3450 л.н., но усиление аридизации около 4500–4300 л.н.; 4100–3900 л.н.;

3900–3700 л.н.; 3450–3200 л.н. имело решающее значение в формировании облика растительного покрова и наиболее значительном смещении границ природных зон на север. На протяжении этого времени почти исчезли леса, ареал сосны сместился далеко на север, основной фон ландшафтов составляли луговые степи. Финал суббореального периода (3200–2500 л.н.) связан с умеренно прохладным, но все еще сухим климатом. На севере Притоболья отмечается восстановление лесов, в том числе с участием сосны, в южных районах Притоболья и в Приишимье развитие лесов и мезофитизация лугов ограничены долинами. Началось смещение к югу ландшафтов подтаежного типа и северной лесостепи.

Окончательное восстановление лесов в южном Тоболо-Ишимье произошло в начале субатланти-

ческого периода голоцена (2500–1900 л.н.). В это время на фоне умеренно прохладного климата изменялись преимущественно условия увлажнения. В периоды увеличения увлажнения (2500–2600 л.н.; 1900–2100 л.н.) развивались березовые леса: в лесостепи крупными массивами в долинах, на севере – повсеместно, с обилием сосны, редкой примесью кедра, липы, ели, вяза. В середине субатлантического периода и финале субатлантического периода ландшафтный облик Притоболья и Приишимья менялся под действием умеренно-прохладных и более влажных условий. Постепенно даже в южных районах сокращается доля остепненных лугов, активно развиваются леса, преимущественно березовые, но начинается и продвижение сосновых ленточных боров на юг вдоль Тобола, Исети и Ишима.

### Список литературы

1. Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика, 1993. Т. 34, № 3. С. 38–55.
2. Кац Н.Я., Кац С.В. Об эволюции ландшафта южной части Западной Сибири по данным изучения торфяников // Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 г., М.: Изд. МГУ, 1950. С. 63–79.



# НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЗЕРА СЕВАН | ON THE QUESTIONS OF LITHOLOGY OF LAKE SEVAN HOLOCENE FORMATIONS

**Л.Г. Саакян, М.А. Сатиан, Ж.О. Степанян**

*Институт Геологических наук, Национальная Академия Наук, Ереван, Армения  
lilitsahakyan@yahoo.com*

**L.H. Sahakyan, M.A. Satyan, Zh.H. Stepanyan**

*Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences, Yerevan, Armenia*

Севанская котловина расположена в периферической части мегантиклинория Малого Кавказа. История развития Севана привлекала к себе внимание, начиная с Г.В. Аби́ха, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, К.Н. Паффенгольца. Интересным вкладом в дело изучения четвертичной истории озера являются исследования М.А. Сатиана (1994), Ю.В. Саядяна (2009) и др.

Обращаясь к голоценовым отложениям басс. оз. Севан, необходимо отметить широкое развитие среди них смешанных генетических типов. Каждый из этих типов развит в области, характеризующейся своеобразным рельефом. Так аллювиальные отложения образуются в речных долинах или их дельтах. В областях молодых складчатых гор развиты элювиально-делювиальные отложения. Эоловые отложения, связанные с деятельностью ветра, образуют аккумулятивные формы рельефа. Высокогорные районы характеризуются исключительно коллювиальными накоплениями.

Настоящая работа основана на результатах изучения аллювиальных и донных отложений и, чтобы дать представление об особенностях литогенеза в озере Севан, необходимо рассмотреть комплексы пород и их строение по нескольким пересечениям. Кроме того, исследуемые голоценовые образования испытывают фациальные изменения, как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях, что хорошо заметно в приводимых разрезах. Наиболее интересными являются разрезы аллювиальных отложений крупных рек, которые стали доступными для изучения после искусственного понижения уровня озера. Именно поэтому рассмотрим состав и строение голоценовых аллювиальных накоплений таких крупных рек как Дзкнагет, Гавар, Аргичи и Масрик. Более полным и интересным является разрез по р. Аргичи. По левому берегу реки в дельте разрез представлен следующим образом (снизу-вверх): хорошо окатанные валуны и гальки с песчано-гравийным заполнителем (1,6 м). В нижней части гальки плотно примыкают друг к другу, крупность их постепенно уменьшается кверху, а связующий материал представлен круп-

нозернистым песком. Это практически русловая фация реки, истинная мощность ее неизвестна, так как слои уходят под урез воды. Далее следует пачка озерно-дельтовых отложений (1 м), которые сложены алевритовой супесью с включениями окатанных галек и гравия. В пределах этого же обнажения, выше и ниже по течению р. Аргичи, отложения фациально замещаются алевритами, крупнозернистыми косослоистыми песками с разнонаправленной слоистостью. Озерное происхождение алевритовых супесей подтверждается присутствием в них планктонных пресноводных озерных видов диатомей. Выше залегает тонкая супесь (1,4 м), накопившаяся в пойме реки во время половодья. Супесь перекрывается тонким переслаиванием суглинков с более крупнообломочным материалом (пески, 1,4 м). Затем следует ил тонкодисперсный водонасыщенный (1 м) с остатками полуразложившихся растений. Верхи разреза сложены дерниной (25 см). Общая мощность отложений в этом разрезе в пределах 7 м.

В другом разрезе, находящемся на расстоянии 15–20 м от рассмотренного и отстоящем от устья реки на 3 км, на разных уровнях присутствуют погребенные почвы. Такое переслаивание аллювия и почв дает возможность предположить, что здесь имел место перерыв в осадконакоплении, происходило погребение древней террасы, на которой потом произошло отложение аллювия. В дельте р. Дзкнагет изучению доступна только верхняя часть разреза (около 4 м), ниже обнажение осыпное. У устья реки, по левому берегу обнажаются речные отложения, сложенные (снизу-вверх) слоями тонкозернистых песков (60 см), нередко косослоистых, супесями, суглинками с линзами песка (1,5 м), с редкими моллюсками и гнездами вивианита (1,5 см), грубогалечными отложениями с песчаным заполнителем (50 см). Далее снова чередуются супеси, суглинки (1,20 м) с гравийно-галечными отложениями (30 см). На поверхности развита дернина современная, пронизанная переплетенными живыми и отмершими корнями и побегами растений. Дельта р. Гавар сложена грубым аллювием, что обусловлено

горным рельефом бассейна реки. Местами аллювий покрыт пролювием который формировался в периоды, когда река не достигала озера.

Разрез дельты р. Масрик расположен в 1,5 км к востоку от берега озера, вверх по течению реки, на ее левом береговом склоне. Мощность разреза от уровня воды доверху примерно 10,5 м. Однако изучению доступна только ее верхняя часть мощностью около 7,5 м, ниже-обвальная часть. В основании разреза залегает торф (30 см), а выше следует чередование суглинков, супесей и песков. Верх разреза сложены дерниной.

Исследования колонок грунта мощностью до 4,5 м, поднятых со дна озера вибропоршневыми трубками, показало (Сатиан, 1994 в кн. «Геология Севана»), что в нижней части они образованы коричневато-серыми и желтовато-серыми плотными, сильно комковатыми глинами с прослоями полимиктовых песков (0,5 м). Иногда карбонатность глин достигает 30 %. На них залегают менее литифицированные зеленовато-серые глины, алевролитистые, с карбонатностью до 10–15 %. Верхняя часть их более песчаная. Выше следуют черные, при высыхании темно-серые, пластичные глины, насыщенные органическим веществом и содержащие значительную примесь диатомей. Они менее карбонатны (до 10 %). По направлению к берегу их сменяют пески. Самая верхняя часть разреза сложена глинисто-песчаными темно-серыми илами мощностью до 0,3–0,5 м, особенно разжиженными в верхней части и замещающиеся песками к берегу. Такова в общих чертах схема последовательности отложений, выполняющих в основном западное и южное побережья, а также центральную часть озера Севан.

Надо отметить, что вибропоршневое бурение позволило выявить в районе Норадузского поперечного поднятия шлаки и вулканические пеплы одного из подводных шлаковых конусов (Сатиан и др., 1968). О возрасте последних актов вулканической активности данных крайне недостаточно, хотя предположений больше о допозднеголоценовом возрасте формирования подводных вулканических шлаковых конусов.

Важным результатом лито-формационного анализа по трубкам ЮЗ части Б. Севана явилось выделение вкрест простирания на глубинах в 5–6 м и на 17–19 м двух резких перепадов рельефа – сбросы в строении склона. Мощность осадков полимиктовых серовато-зеленоватых песков и темно-серых битуминозных глин от берега до изобаты 17–19 м, т.е. до второго крупного сброса, в удаленной от берега части вначале сокращается, а глубже, что особенно интересно в строении сброшенного блока наращивается. Здесь глины замещаются алевролитами и алевролитистыми глинами. В этом же блоке отмечена насыщенность песчано-алевролитовым материалом пачки, переходной от коричневых глин к пластичным битуминозным глинам. В седиментации озерных осадков сказались контрастность строения и пород западного и восточного поднятий. Отмечались также сдвиговые правосторонние (Karakhanyan et al., 2001) деформации, в результате возникновения более или менее изометричной мелководной (pull apart) впадины.

Таким образом, в разных зонах озера (береговой отмели, переходной и глубинной) развиты разные типы седиментации и соответствующие им отложения. В зоне береговой отмели преобладает механическая седиментация и отлагаются гравийно-галечные слои. На склоне береговой отмели (переходная зона) накапливается ил, по видимому, с карбонатом и с примесью растений. В глубинной зоне (центральная часть озера отлагается ил, глинистый ил).

Заканчивая краткое сообщение, отметим, что во всех изученных разрезах исходным седиментационным веществом служил терригенный материал. Из главных факторов влияющим на интенсивность терригенного осадконакопления – это существенное и длительное изменение климатических условий и тектоническая активность озера и его обрамления. Терригенное осадконакопление обусловлено сносом с плиоцен-четвертичных вулканических пород Гегамского нагорья, размывом породы щелочно – базальт – трахтандезитовой серии позднего плейстоцена- голоцена.

#### Список литературы

1. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Жамагорян В.Н. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков оз. Севан // Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1968. Т. 3. С. 62–71.
2. Колл. Авторы // Геология Севана. Е: Изд. АН РА, Ин-т геол. Наук, 1994. 181 с.
3. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении // Ереван: Изд. Гитутюн НАН РА, 2009. 357 с.
4. Karakhanyan, A., Tozalakyan P., Grillo J., Philip H., Melkonyan D., Paronyan P., Arakelyan S. Tectonic impact on the lake Sevan environment (Armenia) // Environmental geology, 2001. 40 (3). P. 279–288.

## К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОЗЕР СРЕДНЕЙ ПОЛОСЫ РОССИИ | ON THE ORIGIN OF LAKES IN THE MIDDLE LANE OF RUSSIA

Т.В. Сапелко<sup>1</sup>, Д.Д. Кузнецов<sup>1</sup>, М.А. Науменко<sup>1</sup>, Н.Г. Баянов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

<sup>2</sup>Нижегородская лаборатория ФГБНУ ГосНИОРХ, Нижний Новгород, Россия

T.V. Sapelko<sup>1</sup>, D.D. Kuznetsov<sup>1</sup>, M.A. Naumenko<sup>1</sup>, N.G. Bayanov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Limnology RAS, St-Petersburg, Russia

<sup>2</sup>Nizhniy Novgorod Laboratory of Fishery Institute, Nizhny Novgorod, Russia

В средней полосе России за последние три года проведены полевые палеолимонологические исследования на озерах Московской, Тверской и Нижегородской областях. Озера выбраны для исследования по сходным морфометрическим и гидрохимическим и биологическим особенностям (Щербаков, 1967). Происхождение всех исследованных озер до сих пор не установлено. Все они не типичны по своим характеристикам для озер своего региона и не связаны с окружающим рельефом.

Одно из изучаемых озер – **Глубокое** (55°45' с.ш., 36°30' в.д.), находится в Рузском районе Московской области на плоско-холмистой возвышенности с абсолютной отметкой 203,7 м над уровнем моря. Максимальная глубина 32 м. Средняя глубина около 9 м. Площадь зеркала 0,59 м<sup>2</sup>. Озеро имеет округлую форму, помимо основной котловины с максимальной глубиной в центре, имеет малую котловину – небольшой залив, примыкающий с севера к главному плесу. Максимальная глубина залива в центре 5 м. Глубокое озеро – один из наиболее изученных водоемов в Европейской части России, и в Европе в целом. Уже более 120 лет здесь функционирует Гидробиологическая станция, сотрудники которой ведут мониторинг современного состояния озерной экосистемы. Однако, несмотря на хорошую изученность современного состояния, проблема происхождения и истории развития озера до сих пор не решена. В 2011 году нами начаты здесь палеолимонологические исследования.

Отбор колонок донных отложений проводился со льда в двух точках: в заливе (малой котловине) в северной части озера с глубины 3,3 м и расположенной в юго-восточной части (основная котловина), с глубины 15,5 м. Отбор кернов проводился с помощью торфяного, гравитационного буров и бура Ливингстона. На сегодняшний день уже получены предварительные результаты комплексного исследования донных отложений (Сапелко и др., 2013) с помощью литологического, палинологического, диатомового, зоологического, радиометрического (радиоуглеродный и свинец) методов; выполнено определение динамики содер-

жания органического вещества в осадках (Сапелко, Харитончук, 2012), а также содержания металлов и анализ содержания общего (P<sub>общ.</sub>), неорганического (P<sub>неорг.</sub>) и органического (P<sub>орг.</sub>) фосфора. Выполнен анализ поверхностных проб донных отложений с помощью комплексного метода.

В Нижегородской области были проведены полевые работы на нескольких озерах. Основной целью исследования было озеро Светлояр, известное своей легендой о «невидимом граде Китеже». Озеро **Светлояр** (56°49' с.ш.; 45°05' в.д.) имеет округлую форму котловины. Площадь зеркала 0,15 км<sup>2</sup> (14,8 га). Абсолютная отметка 109 м над уровнем моря. Озеро расположено в пределах Семеновского плато. Северный и восточный берега озера низкие, заболоченные. С юга и запада озеро окружает гряда холмов с высотой до 20 м над уровнем озера. В результате рекогносцировочных работ в 2002 году были получены первые предварительные результаты палеолимонологических исследований (Сапелко, Баянов, 2009), включающие анализ донных отложений с помощью палинологического, диатомового и остракодологического, зоологического (Смирнов, 2010) и радиоуглеродного анализов. Летом 2011 года исследования на озере возобновились. Отбор донных отложений осуществлялся в четырех точках озера Светлояр, включая небольшое болото в северной части, донные отложения которого также отражают некоторые этапы развития озера. Отобраны образцы из колонок донных отложений всех 4 точек на AMS – датирование. Для установления степени отражения современной растительности в донных отложениях озера и определения современных комплексов диатомовых водорослей отобраны поверхностные пробы донных отложений озера Светлояр.

Одновременно в рамках полевых работ проводились измерения глубины озера Светлояр. Измерения проводились эхолотом фирмы «Lowrance». Точность определения глубины ± 0,1 м, точность определения местоположения ± 2 м в системе GPS. Было произведено более 25 000 измерений, в том числе и уреза воды. Такое количество измерений для

озера малой площади было выполнено впервые. На основе проведённых измерений была создана морфометрическая модель озера размером 50×37 с пространственным шагом 10 м, позволившая с достаточной точностью определить морфометрические характеристики озера. На основе верифицированной модели распределения глубин была впервые построена карта уклонов озера Светлояр. Морфометрические модели глубин и уклонов позволили впервые корректно рассчитать основные морфометрические характеристики озёрной котловины. Форма озера в плане практически совпадает с эллипсом, главные оси которого соотносятся как 1: 1,36. Уточнены максимальная глубина озера – 32,7 м, средняя – 9,5 м.

Для корреляции полученных данных и установления происхождения озера Светлояр исследовано еще два озера в Нижегородской области. Предположительно, по своим особенностям выбранные озера сходны с озером Светлояр. Озеро **Нестиар** (56°33' с.ш.; 45°19' в.д.) расположено на абсолютной отметке 105 м над уровнем моря с глубинами до 2,5 м. Отобрано колонки донных отложений из двух точек общей мощностью 6,80 м и 1,80 м соответственно. Из обеих колонок донных отложений отобрано образцы на AMS – датирование. Также отбирались поверхностные пробы. Озеро оказалось мелководным с довольно плоским дном и мощным слоем сапропелей, что опровергло имеющиеся литературные данные. Озеро **Озерское** (56°45' с.ш.; 45°24' в.д.) расположено на абсолютной отметке 96,3 м над уровнем моря с максимальной глубиной 18 м при площади 6,9 га. На озере отбор донных отложений осуществлялся в 3 точках. Отобраны образцы на AMS – датирование и поверхностные пробы. По своим характеристикам Озерское более напоминает Светлояр. Выполненные промеры глубин подтвердили большую глубину озера.

На территории Тверской области полевые палеолимнологические исследования проведены на острове Хачин в северной части озера Селигер (205 м над уровнем моря.). Это самый большой остров на озере Селигер, площадь которого составляет 31 км<sup>2</sup>. На острове расположено 13 озер, большинство из которых имеет ледниковое происхождение. Однако два озера на острове резко выделяются среди других и имеют неясное происхождение. Судя по форме котловины, рельефу дна и донным отложениям озера Белое (северное) и Черное не схожи с остальными типичными озерами острова. По своим характеристикам они напоминают озера Глубокое и Светлояр.

Палеолимнологические исследования здесь проводились впервые, но гидробиологические и гидрохимические работы на озере Белом в числе других внутренних озер острова Хачин были (Стальмакова,

1957). Тогда все озера острова считали ледниковыми, хотя, судя по опубликованным результатам, все представленные в работе характеристики озера Белого заметно отличались от других изученных озер.

Палеолимнологическая экспедиция работала в северной части острова на озерах Белое и Черное. **Белое озеро** (57°17,3' с.ш.; 33°02,6' в.д.) расположено на высоте 213 м над уровнем моря, длина 500 м, ширина 300 м, максимальная глубина 35 м, прозрачность около 5–6 м, уклоны резкие. Берега высокие до 3–4 м, на западном берегу до 10 м. **Черное озеро** (57°17'0' с.ш.; 33°02,8' в.д.) находится 40 м к югу от Белого озера, около 150 м в длину, берега заболочены, максимальная глубина 15 м, уклоны резкие. Озера соединяются пересохшей в настоящее время небольшой протокой.

Пробоотбор проводился в нескольких точках торфяным буром. Во всех точках выполнено литологическое описание кернов донных отложений. Отобрано несколько кернов на озере Белом на комплексный анализ (палинология, диатомовый анализ, геохимия, радиоуглеродный, зооанализ). Длинные колонки на озере Белом отобрать не удалось из-за больших глубин и резких уклонов котловины. На озере Черном отбор колонок на комплексный анализ проводится в двух точках. Здесь уклоны не такие резкие и удалось отобрать длинные колонки с весьма интересной стратиграфией. Выполнены промеры глубин для построения карт.

По проведенным на озере Белом эхолотные измерения глубин, подобные работам на озере Светлояр позволили построить батиметрическую карту и трехмерную модель рельефа дна озера. Для измерения глубин был использован эхолот фирмы Lowrance (точность определения глубины 0,1 м) с системой определения координат GPS. Измерения проводились с надувной лодки при штилевой погоде в течение 2-х дней. Общее количество точек на акватории озера, где глубины были измерены, составило 10652, береговая линия (урез воды) представлена 54 точками. Построение рельефа дна было выполнено с помощью программы SURFER. Модель подводного рельефа была построена с пространственным разрешением 10 м. При интерполировании использован метод Кригинга. Выполненные исследования позволили с достаточной точностью определить морфометрические характеристики озера и уточнить форму котловины озера Белого. Получены предварительные значения основных морфометрических характеристик: объём – 0,00245 км<sup>3</sup>, площадь зеркала озера – 0,1699 км<sup>2</sup>, средняя глубина – 14,4 м.

На основании проведенных исследований на озерах Московской, Нижегородской и Тверской областей, получены новые данные по истории



озер Средней полосы России. Первые предварительные результаты, полученные к настоящему времени по комплексному анализу изучаемых озер показали сходность этапов развития озер Глубокого в Московской области, Светлояр и Озерское в Нижегородской области, а также Белого в Тверской области. Исследование озер Нестиар в Нижегородской области и Черного в Тверской области показало, что формирование котловин этих озер имеет другое происхождение и причины, влияющие на динамику осадконакопления здесь иные. Все исследования на озерах выполняются по единой методике (комплексный палеолимнологический подход), проводится радиоуглеродное датирование основных этапов осадконакопления, и проводятся исследования рельефа дна всех изучаемых озер. Версий происхождения столь необычных озер немало. Некоторые из них, например, карстовую и ледниковую гипотезу, наши исследования окончательно опровергли. Хотя древний ледниковый водоем

возможно и существовал на месте этих озер, о чем свидетельствуют подстилающие слои минеральных глин во всех изучаемых озерах. Однако современные озера на месте ледниковых водоемов сформировались гораздо позднее, возможно после длительного перерыва осадконакопления. Не возможно отрицать роль неотектонических процессов в формировании озерных котловин, но представляется, что тектонический фактор был не основным. Дальнейшие исследования помогут прийти к окончательным выводам по происхождению изучаемых озер. Помимо продолжения изучения перечисленных озер, предполагается рекогносцировочные работы на других озерах Средней полосы России. На данный момент уже намечен некоторый список перспективных объектов для исследований с целью сопоставления с изучаемыми озерами.

Исследования проводились в рамках гранта РФФИ 10-04-01568-а «Эволюция озерных экосистем средней полосы России в голоцене».

#### Список литературы

1. Сапелко Т.В., Смирнов Н.Н., Щерочиньска К., Хасанов Б.Ф., Баянов Н.Г., Кузнецов Д.Д., Антипушина Ж.А. История озера Глубокого (Московская область) по результатам анализа донных отложений // Доклады Академии наук, в печати
2. Сапелко Т.В., Баянов Н.Г. Палеолимнологическое исследование озера Светлояр // Теоретические и прикладные аспекты современной лимнологии. Мат. Междунар. научн. конф. Минск, 2009. С. 47–50.
3. Сапелко Т.В., Харитончук А.Ю. Содержание, распределение и динамика органического вещества в озере Глубоком Московской области // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах. Мат. V Всеросс. симп. Петрозаводск, КНЦ РАН, 2012. С. 218–221.
4. Смирнов Н.Н. Историческая экология пресноводных зооценозов. Москва, 2010. 225 с.
5. Стальмакова Г.А. Иловая макрофауна ледниковых озер северо-запада РСФСР в зависимости от их заиления // Труды лаборатории озераведения, М.-Л.: 1957, Т.V. С. 198–269.
6. Щербаков А.П. Озеро Глубокое. Гидробиологический очерк. Москва, 1967. 380 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ МНОГОСЛОЙНОГО  
АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА  
КОЧЕГАРОВО 1 ПО ПОЛЕВЫМ ДАННЫМ  
ЗА 2012 ГОД

RESULTS  
OF GEOCHEMICAL STUDIES  
OF MULTILAYER ARCHAEOLOGICAL SITE  
KOCHEGAROVA 1 BY THE FIELD DATA  
OF 2012

Л.Р. Сафарова, А.С. Якимов  
Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия  
luizasaf@mail.ru

L.R. Safarova, A.S. Yakimov  
Earth Cryosphere institute, Tyumen, Russia

На сегодняшний день геохимические исследования почв и культурных слоёв на археологических памятниках, находящихся на территории лесостепного Притоболья, носят эпизодический характер и охватывают отдельные поселения и стоянки. Вместе с тем, элементный состав почв и грунтов позволяет получать информацию об особенностях хозяйственной деятельности древнего населения, строительных технологиях, а также о влиянии природы на общества и наоборот. Особое внимание при проведении геохимических исследований уделяется группам биофильных и биогенных элементов. Одними из наиболее информативных биофильных элементов являются фосфор ( $P_2O_5$ ) и калий ( $K_2O$ ), а биогенных – кальций ( $CaO$ ) и магний ( $MgO$ ). Основным источником поступления в почву фосфора и калия являются продукты жизнедеятельности живых организмов, при этом фосфор образует в почве устойчивое соединение – оксид фосфора, который обладает слабой миграционной активностью. Высокие концентрации этих соединений фиксируют места активной хозяйственной деятельности древнего населения.

Многослойное поселение Кочегарово 1 находится в 1 км к юго-западу от д. Кочегарово Мишкинского района Курганской области и расположено на правом берегу р. Миасс. Археологический памятник открыт в 1992 году, а комплексные почвенно-археологические исследования проводятся ежегодно, начиная с 2007 года. По археологическим данным поселение функционировало в различные периоды эпох неолита, энеолита, средневековья.

В ходе полевых исследований был использован почвенно-археологический метод, суть

которого заключается в комплексном сравнительном анализе морфологического строения погребённых почв, культурных слоёв и современных фоновых почв в окрестностях памятника. Кроме того был произведён отбор образцов почв через каждые 3 см всего профиля для элементного анализа. Всего было отобрано 39 образцов из фоновой почвы и 30 образцов из почвенно-археологического разреза на поселении для последующего исследования элементного состава методом рентгенфлуоресцентной спектроскопии. В результате для каждого образца был получен валовый состав по 38 элементам.

Рассмотрим распределение фосфора в почвенно-археологическом профиле и фоновом разрезе. Высокие значения данного элемента позволяют с высокой точностью установить положение культурных слоёв в стратиграфическом строении. Анализ полученных данных (рис. 1) позволил установить три зоны с повышенным содержанием фосфора: на глубинах 40–50 см; 60–70 см, 80–100 см и 100–110 см по сравнению с фоновой почвой. Сопоставление с археологическими данными позволило интерпретировать эти зоны с разновозрастными культурными слоями: слой 40–50 соответствует эпохе средневековья, слой 60–70 см – эпохе энеолита, слой 80–100 см – переходному времени от неолита к энеолиту и слой 100–110 см совпадает с эпохой неолита.

Максимальное содержание фосфора на глубине 92,5 см (0,47 %) и соответствует культурному слою переходного времени от неолита к энеолиту. Вместе с тем, в профиле фоновой почвы концентрация фосфора меньше в 1,5–2 раза.

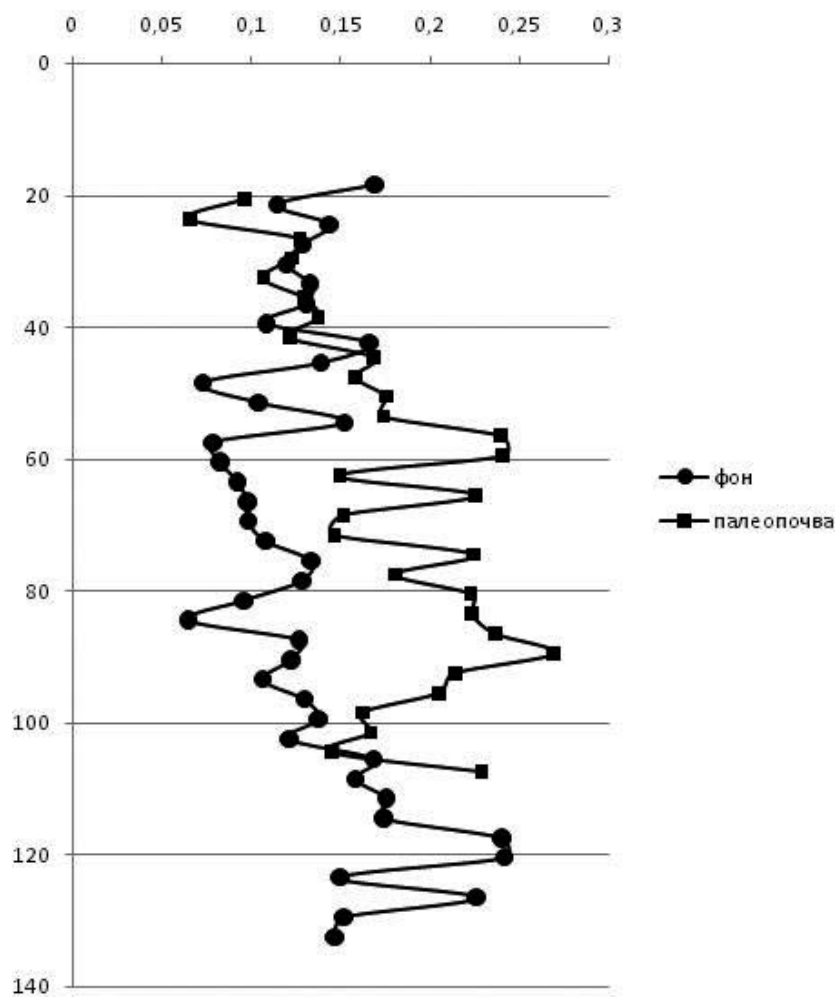


Рис. 1. Распределение P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

**ТРАНСФОРМАЦИЯ ЛАНДШАФТОВ  
МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ЮЖНОЙ  
СИБИРИ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕГО  
ПЛЕЙСТОЦЕНА, ГОЛОЦЕНА  
(НА ОСНОВЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ  
ДАННЫХ)**

**TRANSFORMATION OF THE LANDSCAPES  
OF THE INTERMOUNTAIN BASINS  
IN THE SOUTH SIBERIA  
DURING LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE  
(BASED ON THE PALEONTOLOGICAL  
DATA)**

**С.А. Сафарова**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия  
s.safarova@mail.ru*

**S.A. Safarova**

*Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

В эпоху конца плейстоцена, в районах котловин Южной Сибири, начали возникать ледники – предвестники начинающегося сартанского горного оледенения. Резко изменялся окружающий ландшафт. По долинам и склонам в горном обрамлении расположились глетчеры. Остатки лесов уничтожались их неотступным движением. Березники переместились к подножью гор и в виде колючих лесов распространялись по равнинной части котловины, создав так называемый ландшафт – х о л д н о й б е р е з о в о й л е с о с т е п и. Начался холодный ледниковый сартанский век.

На протяжении примерно десяти тысяч лет растительность непокрытой льдом равнины в кольце гор, занятых глетчерами, изменялась очень медленно. В это время в Сибири формировались вторые террасы Енисея, Оби и их притоков. Усилившееся иссушение климата (ввиду аккумуляции влаги поверхностью ледника), изгнало березу из степных ландшафтов (фаза злаково – полынной степи). Состав степного травостоя стал беднеть. Почти незащищенная растительностью почва разрушалась дующими с ледников ветрами, в воздухе носилась пыль, скопление которой образовали толщи пылеватых лессовидных суглинков. Образовался ландшафт – х о л д н о й п о л у п у с т ы н и.

В заключительную фазу сартанского оледенения, когда языки глетчеров начали подтаивать и отступать, в приледниковой полосе то тут то там, возникали небольшие сфагновые болота. Видовой состав растительности медленно обогащался (среди полыней появлялись и развивались злаково – бобовые и злаково – осоковые ассоциации). В целом в котловине сложился своеобразный ландшафт – «б о л о т о – с т е п и». Ускорившееся освобождение обрамления от льда, повело к образованию горно-таежного пояса. Склоны занимали сначала кедровники, а вслед за ними распространялась по долинам темнохвойная тайга. Леса не только сменили ледники, но и вступали в степь, продвигаясь на равнину

по долинам рек и северным склонам куэстовых гряд. Началась эпоха г о л о ц е н а, ознаменовавшаяся фазой расширения темнохвойно – таежного пояса, климатические условия начали меняться. Начавшееся потепление, при сохранении достаточной влажности, повело к расширению лесостепного и лугово-степного пояса. Л е с о с т е п н о й ландшафт занял в эту эпоху не только окраины котловин; но и нижние ярусы обрамления. В центре котловины господствовали злаково-бобово-разнотравные ассоциации. В озерах, пресных в это время, развилась флора водных растений. Эту фазу можно считать климатическим оптимумом голоцена. По палинологическим данным выясняется, что климат тогда был несколько теплее и влажнее современного.

Необходимо отметить, что если в других районах Западной и Средней Сибири главную роль в сменах растительного покрова играло в голоцене нарастание или уменьшение тепла, то в межгорных котловинах Южной Сибири определяющее значение имели перемены в увлажнении равнин под влиянием изменений условий аккумуляции осадков в горном обрамлении. В согласии с рядом авторов (Сакс, 1952; Кинд, 1965) мы считаем, что температурный режим в равнинной части котловин в течение всего голоцена был близок к современному.

В современную же эпоху намечилось новое улучшение увлажнения. Однако воздействие человека на растительный покров играет противоположную роль. Поэтому мы называем заключительную фазу – временем расширения а н т р о п о г е н н ы х ландшафтов на фоне улучшающегося увлажнения территории. Необходимо отметить, что современный облик ландшафтов котловин и их горного обрамления почти во всех поясах несет на себе следы воздействия человека. Выпас и пожары усилили роль элементов сухой степи в травянистых формациях равнины. Распашка повела к быстрому распространению видов сорной растительности.



В лесостепи и подтайге выпас и вырубки повели к внедрению степных видов на обезлесенные южные склоны, а также вызвали массовую смену хвойных насаждений березово – осиновыми. Горно – таежные леса также начали страдать от вырубки и выпаса вблизи населенных пунктов. Последние десятилетия значительные площади темнохвойной тайги сменились березняками. Ландшафт кардинально менялся. О роли человека в формировании современного ландшафта пишут многие географы, Ю.Г. Саушкин (1946, 1951), И. Шмитхюзен (1966) и другие. В последние годы возникла даже особая

отрасль географии, изучающая культурный ландшафт. «Культурным ландшафтом, как отмечает Саушкин, называется такой ландшафт, в котором непосредственное приложение к нему труда человеческого общества так изменило соотношение и взаимодействие предметов и явлений природы, что ландшафт приобрел новые, качественно иные особенности по сравнению с прежним, естественным своим состоянием». Это определение целиком соответствует нынешнему положению не только равнинных, но и межгорных ландшафтов котловин.

#### Список литературы

1. *Кинд Н.В.* Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода) // М.: Наука, 1965.
2. *Сакс В.Н.* Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. Материалы по четвертичному периоду, 1952. Вып. 3.
3. *Саушкин Ю.Г.* Культурный ландшафт // Вопросы географии, 1946. Сб. 1.
4. *Саушкин Ю.Г.* К изучению ландшафтов измененных в процессе производства // Вопросы географии, сб. 24, 1951. С. 289.
5. *Шмитхюзен И.* Общая география растительности // М: Изд-во «Прогресс», 1966.

# ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АРМЕНИИ | MAIN PROBLEMS OF THE NEWEST GEOLOGICAL HISTORY OF ARMENIA

**Ю.В. Саядян**

*Институт геологических наук НАН Республики Армения, Ереван, Армения  
sayad-yuri@rambler.ru*

**Y.V. Sayadyan**

*Institute of Geological Sciences of NAS RA, Yerevan, Armenia*

На основании обобщения материалов многолетних комплексных исследований в докладе обоснованы впервые разработанные следующие основные научные положения.

Установлены основные закономерности новейшей геологической истории, разработана новая региональная стратиграфическая схема и восстановлены палеогеографические события верхней части кайнозойской эратемы Армении (Саядян, 2009).

В геологической истории Армении четко выделяется последняя, новейшая, стадия ее развития, которая началась около 11 млн лет назад в позднем сармате и продолжается до современности. С новейшей стадией связаны интенсивные тектонические процессы, сопровождавшиеся наземным вулканизмом, сформировавшие современный рельеф. Горное сооружение Малого Кавказа, созданное в основном новейшими орогеническими движениями, отличается значительной сложностью строения и четкой связью между тектоническими структурами и рельефом. К межгорным впадинам области приурочены уникальные для Южного Кавказа разрезы плиоценовых и четвертичных отложений, являющиеся опорными и коррелируются с аналогичными по возрасту отложениями сопредельных регионов.

Изучена система опорных разрезов Ширакской, Севанской, Араратской, Воротан-Акеринских и Памбакских межгорных впадин Армении (Саядян, 2006). При выборе разрезов для изучения указанных межгорных впадин было отдано предпочтение таким из них, в которых естественные, иногда искусственные обнажения и глубокие буровые скважины вскрывают толщи миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений мощностью свыше 2000 м. Все изученные разрезы впадин дополняют друг друга и взаимно стратиграфически и палеогеографически увязываются.

Армения является характерной областью развития верхнемиоценовых морских, плиоценовых и четвертичных континентальных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, интенсивного проявления новейших тектонических движений, вулканизма и горного оледенения. Ее

современная природа является частью позднемиоценовой, плиоценовой и четвертичной природной среды. Этот этап ее геологической истории оставил многочисленные, хорошо сохранившиеся следы на территории республики, многие из которых являются уникальными и не имеют аналогов в других регионах.

В позднем миоцене, плиоцене и четвертичном периоде Армении установлены и прослежены 29 крупных, а в голоцене – 12 дробных климатостратиграфических подразделений (климатолитов) которые по своему объему в большинстве случаев соответствуют био-, климато- и литостратиграфическим единицам или их частям, некоторые из них выделены в объеме свит, подсвит, слоев. Стратоны выделены по совокупности осадочных пород, признаки которых обусловлены ритмическими изменениями климата, зафиксированными в особенностях вещественного состава пород и ассоциаций остатков фауны и флоры, с учетом длительности формирования стратонов соответствующего ранга. Границами стратонов являются палеоклиматические рубежи, выраженные в изменении литологического состава отложений, в смене ассоциаций климатических и экологических индикаторов – фауны, флоры (в т.ч. диатомовых водорослей), геохимической среды и др. Стратоны территории Армении коррелированы и спроектированы на общую шкалу.

С эпохи вовлечения территории Армении в континентальную стадию развития (конец сармата – начало мэотиса) выделены десять крупных эрозионно-седиментационных циклов: в конце сармата-мэотисе, в понте, киммерии, акчагыле, эоплейстоцене (два), неоплейстоцене (три) и голоцене. Эти циклы происходили в очевидной зависимости, в первую очередь от тектонических поднятий и их относительной стабилизации, а также климатических колебаний. Каждый из этих циклов начинался крупной фазой тектонического поднятия региона, глубинной эрозией, аллювиальной седиментацией, за ней следовала новая фаза воздымания региона и эрозии. Установлена четкая закономерность: озерные отложения формировались в эпохи относительной тектонической стабилизации, похолодания,

увлажнения и облесения области, а аллювиальные – в эпохи активизации тектонических движений (поднятий), глубинной эрозии, потепления (аридизации), ксерофитного остепнения. Существовала прямая зависимость эрозионно-седиментационных циклов четвертичного периода от изменений главного базиса эрозии – уровня Каспийского моря: трансгрессиям моря в Армении соответствовали эпохи похолоданий и увлажнений, а регрессиям – потеплений и аридизаций. В то же время важную роль играли изменения местного базиса эрозии в связи с локальными тектоническими поднятиями, вулканическими извержениями и излияниями лав.

Природный процесс на территории Армении, начиная с позднего сармата, протекал в рамках направленного общеклиматического похолодания, которое возрастало в четвертичном периоде. Похолодание прогрессировало от плиоцена к эоплейстоцену и неоплейстоцену: во второй половине киммерия, в конце этапов ачкагыла, апшерона, раннего, среднего и позднего неоплейстоцена. Эоплейстоценовое похолодание коррелируется с эпохой похолодания Русской равнины. Раннеэоплейстоценовое похолодание могло быть связано с окской ледниковой эпохой Русской равнины. Для среднего и позднего неоплейстоцена Армении установлены две стадии похолодаий и увлажнений, разделенные потеплениями, а также две стадии развития горных ледников, разделенные межстадиалами. Фазы активизации речного стока и формирования грубообломочного

аллювия были подчинены динамике снеговой границы во время развития двух стадий оледенения. Эти стадии могли быть связаны с двумя стадиями покровных оледенений Русской равнины – днепровской и валдайской.

Таким образом, главная суть природного процесса на территории Армении на протяжении последних 11 млн лет заключается в том, что на фоне длительного однонаправленного развития, сводившегося к постепенному похолоданию, происходили ритмические изменения природной среды в целом и во всех ее отдельных компонентах. Природный процесс на всей территории области отражался синхронно в региональном и межрегиональном масштабах и одновременно подчинялся законам повсеместности, направленности, ритмичности, местной (региональной) индивидуальности.

Разработанные научные положения и новая схема новейшей геологической истории Армении могут быть использованы для качественного проведения геологического картирования различных масштабов, для обоснования, оценки и поисков ряда полезных ископаемых (строительные материалы, пресные воды, россыпные месторождения и т.п.), для неотектонического, геодинамического и микросейсмического районирования, для инженерно – геологического обоснования строительных объектов, а также могут способствовать решению некоторых экологических аспектов ландшафтно-климатического прогноза будущего.

#### Список литературы

1. Саядян Ю.В. Опорные стратиграфические разрезы верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Республики Армения // Докл. РАН, 2006. Т. 407. № 2. С. 221–223.
2. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд «Гитутюн» НАН РА, 2009. 358 с.

# ИСТОРИЯ | THE HISTORY БОЛЬШОГО КАСПИЯ | OF THE GREAT CASPIAN REGION

А.А. Свиточ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
a.svitoch@mail.ru

A.A. Svitoch

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

«Главнейшей целью геологических исследований в прикаспийских странах является разъяснение истории того оригинального моря, которое занимает дно самой глубокой депрессии земной»  
(Андрусов, 1988, стр. 91)

Расположенное в глубине Евразии Каспийское море представляет крупнейший бессточный водоем нашей планеты. За последние 3 млн лет, в разное время существования этот уникальный водоем то распространялся от подножий Эльбурса до Вятки и Камы, от Черного до Аральского моря, то сокращался до размеров Азовского моря. Именно размахом колебания уровня и площади водоема, наряду с изменениями солености и состава фауны древний Каспий резко отличается от истории открытых морских бассейнов. Предыстория Большого Каспия охватывает среднеплиоценовую балаханскую континентальную эпоху продолжительностью порядка 2 млн лет. В это время отмечается резкая активизация тектонических движений в альпийских структурах Большого и Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Копетдага. Важно отметить отсутствие в преакчагыльское время на территории единого крупного водоема. В это время лишь Южнокаспийская впадина представляла устойчиво существовавший пресноводный бассейн с аномально низким уровнем, активно заполнявшимся осадками продуктивной толщи. Для большей части территории были характерны разнообразные речные системы и небольшие озерные водоемы, заполненные различными наземноводными отложениями, составившими литологически пестрое ложе для вод и осадков акчагыльской трансгрессии.

Акчагыльская трансгрессия представляла крупнейший и наиболее продолжительный по времени существования водоем Большого Каспия. По площади он почти в три раза (2,7) превосходил современный Каспий и имел длительность около 1,5 млн лет. Уровень моря в максимум трансгрессии достигал отметки 100 м абс. выс., а максимальная глубина превышала сотни метров.

Бассейн имел сложную плановую конфигурацию и, в общих чертах, представлял три крупных

сообщающиеся между собой водоема: центральный Волго-Каспийский, восточный Арало-Копетдагский и западную Понт-Азовский.

Заполняющие днище обширного водоема акчагыльские отложения фациально и литологически весьма разнообразные, среди них выделяются фашии: шельфа, эпиконтинентальных бассейнов, игрессионных заливов и эстуариев, межгорных и предгорных прогибов и глубоководных котловин.

Акчагыльские отложения содержат разнообразные остатки раковин моллюсков среди которых насчитывается более 60 видов семейств Cardidae, Mactridae и рода *Dreissena* представляющих морскую опресненную фауну, произошедшую от трех видов: *Potamides sumbarensis*, *Actschagyliia* (*Avimactra*) *subcaspia* и *Cerastoderma* (*Cardium dombra*), без родственных связей с предшествующей сарматской и меотической фауной Восточного Паратетиса.

Завершение акчагыльской трансгрессии (этапа) было обусловлено прекращением поступления извне морских вод, произошло существенное опреснение бассейна, смена состава солей и вымирание морской малакофауны. Почти полностью она исчезла в домашкинскую регрессию, разделившую позднеплиоценовые бассейны Большого Каспия.

Апшеронская трансгрессия отмечалась в конце позднего плиоцена (эоплейстоцена) около 1,8–0,7 млн лет назад. По площади она существенно (в 1,16 раза) уступала акчагыльскому морю и в 2,2 раза превышала современный Каспий. Уровень водоема в максимум трансгрессии достигал отметок 60–80 м абс. высоты, а сам бассейн помимо депрессии Каспия охватывал Северный Прикаспий, юг Сыртового Заволжья, Восточное Предкавказье, Куринскую и Предэльбурскую впадины, Западно-Туркменскую равнину, проникал в предгорья Копетдага, Предаралье, Устюрт и по Манычу в Приазовье. Апшеронские отложения фациально столь же разнообразны как и подстилающие их акчагыльские образования. За исключением окраинных частей бассейна между ними не отмечается заметных следов размыва указывающих на глубокие и длительные перерывы осадконакопления.



Апшеронские отложения содержат обильную фауну моллюсков на основе которой осуществляется их стратификация на подгоризонты. По составу фауна солоноватоводная, характерная для крупного остаточного водоема, включающая 39 видов двустворок, 9 родов и 2-х семейств, произошедшая из реликтов акчагыльской фауны.

По характеру солености это был замкнутый солоноватоводный водоем, с близкой по количеству и составу солей современному Каспию, значительно опресненный в самом начале (домашкинская регрессия) и конце (тюркянская регрессия) своего существования.

Апшеронский этап завершился в самом конце позднего плиоцена – к началу тюркянской регрессии – наиболее глубокой и продолжительной в истории Большого Каспия. Заметное опреснение апшеронского моря началось со второй половины его заключительной стадии, тогда же происходило исчезновение большей части ее солоноватоводной малакофауны, почти полностью вымерший к началу плейстоцена.

Каспийский этап – заключительная эпоха существования бассейнов Большого Каспия, общей продолжительностью около 0,8 млн лет назад. В отличие от позднплиоценовых морей Большого Каспия она характеризуется резкими разнопорядковыми колебаниями уровня и площади бассейна, представляя по существу систему разномасштабных трансгрессивных ритмов (стадий) разделенных глубокими регрессиями. В максимумы крупнейших трансгрессий уровень моря превышал современный на 80 м, а площадь затопления в 1,2 раза. В регрессивные эпохи уровень моря падал ниже современного до 100 м, осушался шельф, площадь акватории сокращалась на треть. Динамике развития водоемов соответствует строение разреза четвертичных отложений. По существу он представлял «слоеный

пирог» из морских, наземноводных и субаэральных образований.

Морские четвертичные отложения Каспия содержат разнообразные ископаемые остатки. Наиболее важное значение при стратификации осадков и палеогеографических реконструкциях имеет анализ комплексов моллюсков, в первую очередь распределение по размеру моллюсков рода *Didacna* Eichw. среди каспийских дидакн установлено присутствие 74 видов и подвидов, произошедших из апшеронских и гурийских реликтов.

В целом крупнейшие трансгрессии плейстоценового Каспия бакинская, раннехазарская и раннехвалынская совпадали с похолоданиями Русской равнины. В общих чертах достаточно хорошо определяется близкое соответствие донского оледенения бакинской трансгрессии; раннехазарской трансгрессии послелихвинскому похолоданию; раннехвалынской трансгрессии поздневалдайскому леднику.

В истории Каспия помимо «холодных» трансгрессий устанавливаются и «теплые» трансгрессии: урунджикская, позднехазарская и новокаспийская. Они определяются по резкому преобладанию в составе морских осадков дидакн термофильной группы «*crassa*», имеют ограниченное территориальное распространение, непродолжительное по времени существование и небольшой подъем уровня. Все они в целом совпадают с межледниковьями Русской равнины.

Плейстоценовый водоем, как предыдущие бассейны Большого Каспия представлял саморегулирующуюся систему. Однако, в отличие от них, его максимальные размеры контролировались не столько увеличением количества поступающих осадков речного стока, уменьшением испарения с акватории и особенностям неотектонического развития, сколько высотой Манычского порога, имевшего основное регулирующее значение при сбросе вод.

**ШОКОЛАДНЫЕ ГЛИНЫ  
СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ  
(РАСПРОСТРАНЕНИЕ, СТРОЕНИЕ,  
ФАУНА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ)** | **CHOCOLATE CLAY  
OF NORTHERN CASPIAN REGION  
(DISTRIBUTION, STRUCTURE,  
FAUNA, AND ORIGIN)**

**А.А. Свиточ, Р.Р. Макшаев, Д.С. Хомченко**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
a.svitoch@mail.ru*

**A.A. Svitoch, R.R. Makshaev, D.S. Khomchenko**

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

Шоколадные глины являются одной из самых распространенных фаций нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия, Нижнего и Среднего Поволжья. На них еще сто лет назад обратил внимание и описал П.А. Провославлев (1908). В основу публикации положен фактологический материал полученный авторами, за многие годы изучения шоколадных глин и при работе на опорных разрезах в 2011 и 2012 года.

**Распространение и строение шоколадных глин.** Территориально участки распространения шоколадных глин располагаются в районах Среднего и Нижнего Поволжья: на правом берегу и левобережье Волги и Ахтубы, в дельте Волги, приволжском районе Калмыкии, в полосе депрессии Кайсацкое-Эльтон-Верхний Баскунчак и в долине Урала (рис. 1).

Наибольший массив шоколадных глин приурочен к долине Волги – её второй террасе от Самары до Енотаевки. Восточнее, на Волго-Уральском междуречье шоколадные глины отсутствуют, здесь присутствуют их фациальные аналоги – пачка переслаивания (Свиточ, 1966). Вновь глины появляются в долине р. Урал, где слагают покров окружающей хвалынской равнины.

Среднее Поволжье. В Среднем Поволжье шоколадные глины развиты в пределах второй террасы р. Волги, где они слагают её верхний покров. Северное положение глин установлено А.И. Москвитиним (1958) у Самарской Луки в разрезе устьевой части левого притока Волги р. Чапаевки, где на отметках 35 м абс. высоты вскрываются шоколадные глины.

Для разрезов Среднего Поволжья отмечается: 1 – присутствие разнообразных по строению шоколадных глин. В северных разрезах, имеющих двухслойное строение, где глины располагаются в нижней части и перекрываются слоистыми песками и глинами. В южных разрезах строение более сложное, с несколькими горизонтами глин и глинистых алевроитов разделенных песками алевроитами

Нижнее Поволжье самый крупный район распространения шоколадных глин. В пределах мор-

фологически выраженной долины р. Волги они слагают её обширную вторую террасу, а в пределах Прикаспийской низменности поверхность раннехвалынской равнины. Отложения вскрываются в разрезах по обрывам левобережья: Быково, Средней Ахтуба, Селитряное, Бугор; и правобережья: Светлый-Яр, Райгород, Черный-Яр, Нижнее Займище, Копановка, Цаган-Аман, Енотаевка и Ленино.

Для разрезов левобережья р. Волги характерно: 1. Трехслойное строение, в котором глины занимают центральное положение, перекрыты и подстилаются песком с прослоями глины, содержащими обильную фауну моллюсков. 2. Пачка шоколадных глин иногда разделена слоем песков с множеством раковин руководящих хвалынских моллюсков, т.е. накопление глин осуществлялось двумя этапами.

Разрезы правобережья Волги наиболее обстоятельно изучены шоколадные глины по разрезам правобережья р. Волги (Светлый-Яр, Райгород, Черный-Яр, Нижнее Займище, Цаган-Аман, Копановка, Енотаевка и Ленино).

Для разрезов правобережья р. Волги характерно несколько типов строения. На севере (Светлый Яр, Райгород) это наиболее полные по глинистому составу и скудные по содержанию песка обнажения. Шоколадные глины, занимающие центральное положение в разрезе часто разделены слоем песка с обильной малакофауной. Южнее нижнехвалынские отложения имеют трехслойное строение, здесь глины в кровле и подошве ограничены пачками песков с раковинами хвалынских моллюсков. В обнажениях Нижнее Займище и Копановка в основании хвалынского разреза появляется пачка песков отвечающей начальной стадий трансгрессии.

Дельта Волги. В дельте р. Волги и смежных участках позднехвалынской равнины шоколадные глины в значительной части размывы и сохранились в основном в основании бэровских бугров. В приморской части аванделыты они погребены под новокаспийскими и современными морскими и аллювиально-дельтовыми образованиями.

Описание шоколадных глин сделано по разрезам: Восточный Красный-Яр, Оля, Басы и Сергиевка.

Шоколадные глины установлены в пределах приволжской части низменной Калмыкии, где описаны в разрезах: Сор и Халхута. Для нижнехвалынских отложений Калмыкии характерна плохая сохраненность осадков, отсутствие типичных шоколадных глин и несколько необычный состав солоноватоводных моллюсков, среди которых единичны руководящие хвалынские формы – *Didacna prtotracta* и *D. parallella*.

Разрезы шоколадных глин Кайсацкое-Эльтон-Верхний Баскунчак. В Северном Прикаспии, непосредственно восточнее долины р. Волги в субмеридианальном направлении протягивается целая система разнообразных по форме и размерам понижений, различного генезиса: солянокупольные депрессии (компенсационные мульды), речные участки ательской палеоВолги, озерные котловины выполненные шоколадными глинами. Детально их строение на участках Сайхин-Баткуль, Верхний Балыклай-Владимировка, Верхний Баскунчак-Шунгай и Верхний Баскунчак-Лощина рассмотрено М.П. Брицыной (1954). Для них характерно трехслойное строение, в котором шоколадные глины располагаются в центральной части разреза. На юге, в районе Верхнего Баскунчака, отмечается аномально высокие мощности шоколадных глин, до 15 и более (Брицына, 1954).

В Северном Прикаспии, помимо Нижнего Поволжья шоколадные глины установлены в долине р. Урал (Федоров, 1957), нами они описаны в разрезах Мергенево, Калмыково и Харькино. В уральских разрезах отсутствуют типичные монокристаллические шоколадные глины и распространенные их слоистые разновидности с обедненным составом хвалынских моллюсков. Нижнехвалынские отложения обычно имеют трехслойное строение, где глины занимают центральное положение, между двумя толщами песков охарактеризованных фауной нижнехвалынских моллюсков.

По характеру распространения шоколадные глины Северного Прикаспия и Поволжья выделяются два типа: сплошное поле развития и прерывистое (мозаичное). Сплошное распространение наблюдается на большей части волжской долины и устьях ее крупных притоков: Большого и Малого Иргиза, Большого и Малого Карамана, Торгуна и др. Здесь шоколадные глины слагают покров второй террасы морфологически соответствующей поверхности нижнехвалынской равнины. Цельное поле развития шоколадных глин отмечается и в прикаспийской части долины р. Урала.

Столь же обширны и поля мозаичного залегания шоколадных глин – это районы приволжской части Калмыкии, где они выполняют депрессии

рельефа и крупный территориальный массив дельты Волги и смежного ему района распространения бэровских бугров, ограниченной с севера нулевой горизонтальностью. Здесь в межбугровых и эрозионных понижениях шоколадные глины размыты и сохранились преимущественно в ядрах бугров.

Шоколадные глины и их аналоги приурочены исключительно к депрессиям дохвалынского рельефа, что отмечается всеми исследователями. В речных долинах это террасы, палеоврезы и устья крупных притоков, а на водоразделах разнообразные по форме и происхождению понижения: палеоложбины, лиманы, солянокупольные депрессии (Эльтон, Баскунчак), древние дефляционные котловины (Калмыкия).

Шоколадные глины приурочены исключительно к депрессиям дохвалынского рельефа, что отмечается всеми исследователями. В речных долинах это террасы, палеоврезы и устья крупных притоков, а на водоразделах разнообразные по форме и происхождению понижения: палеоложбины, лиманы, солянокупольные депрессии (Эльтон, Баскунчак), древние дефляционные котловины (Калмыкия). Кровля шоколадных глин согласно общему уклону поверхности Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия постепенно снижается с севера на юг. В Прикаспийской низменности обычно наивысший уровень залегания глин отмечается на отметках +20–25 м, севернее, в пределах долины Волги, кровля глин повышается до отметок +35 м и выше.

**Литология и фациальное строение шоколадных глин.** Шоколадные глины представляют тонкоотмученную породу светло-коричневого и розовато-коричневого темно-шоколадного цвета, неясно-тонкослоистую, с плитчато-призматической структурой, распадающейся на призматично-угловатые отдельности, в крупных обломках-глыбах с раковистым изломом, глянцевой отдельностью и налетом марганца. По данным термического и рентгеноструктурного анализа глинистая составляющая (95–97 %) имеет полиминеральный монтмориллонитово-гидрослюдистый состав. Во фракции менее 0,001 мм установлены: гидрослюды (60–80 %), каолинит (15–30 %), монтмориллонит (до 7 %), хлорит (до 4 %) и смешанно-слоистые минералы. Близкий состав глин отмечается и другими исследователями (Приклонский, 1956).

Наиболее характерный признак шоколадных глин это их окраска. Шоколадный цвет породы определяется разными причинами. Одна из них это источники сноса тонкого материала. В области волжского водосбора располагаются обширные поля днепровской и московской (?) морен имеющих коричнево-бурую окраску и красно-цветы пермотриаса, развитые на водосборе р. Урал.

Несмотря на ряд предложенных гипотез происхождения шоколадных глин остается загадочным. Почему в эпохи других каспийских трансгрессий столько же масштабных как и хвалынская, с неизменным (близким) положением источников сноса (морены, красноцветы пермо-триаса) и относительно сходными климатическими условиями (похолодания

на Русской равнине) шоколадноподобные глины не образовывались? Не исключено, что решения вопроса происхождения шоколадных находится в области палеогеографических и климато-гидрологических реконструкций хвалынской эпохи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-31281, 11-05-00093).

### Список литературы

1. Брицына М.П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды ин-та географии АН СССР, вып. 12. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 5–27.
2. Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
3. Обидиентова Г.В., Губонина З.П. О хвалынском веке в пределах Нижнего Поволжья. - В кн.: Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала, М.: Изд. АН СССР, 1962.
4. Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А., Реутова Н.С., Чепик В.Ф. Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования // Тр. лаб. гидрогеол. проблем, АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 13. С. 152.
5. Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков р. *Didacna* Eichwald из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1966.
6. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР, вып. 10. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. 297 с.

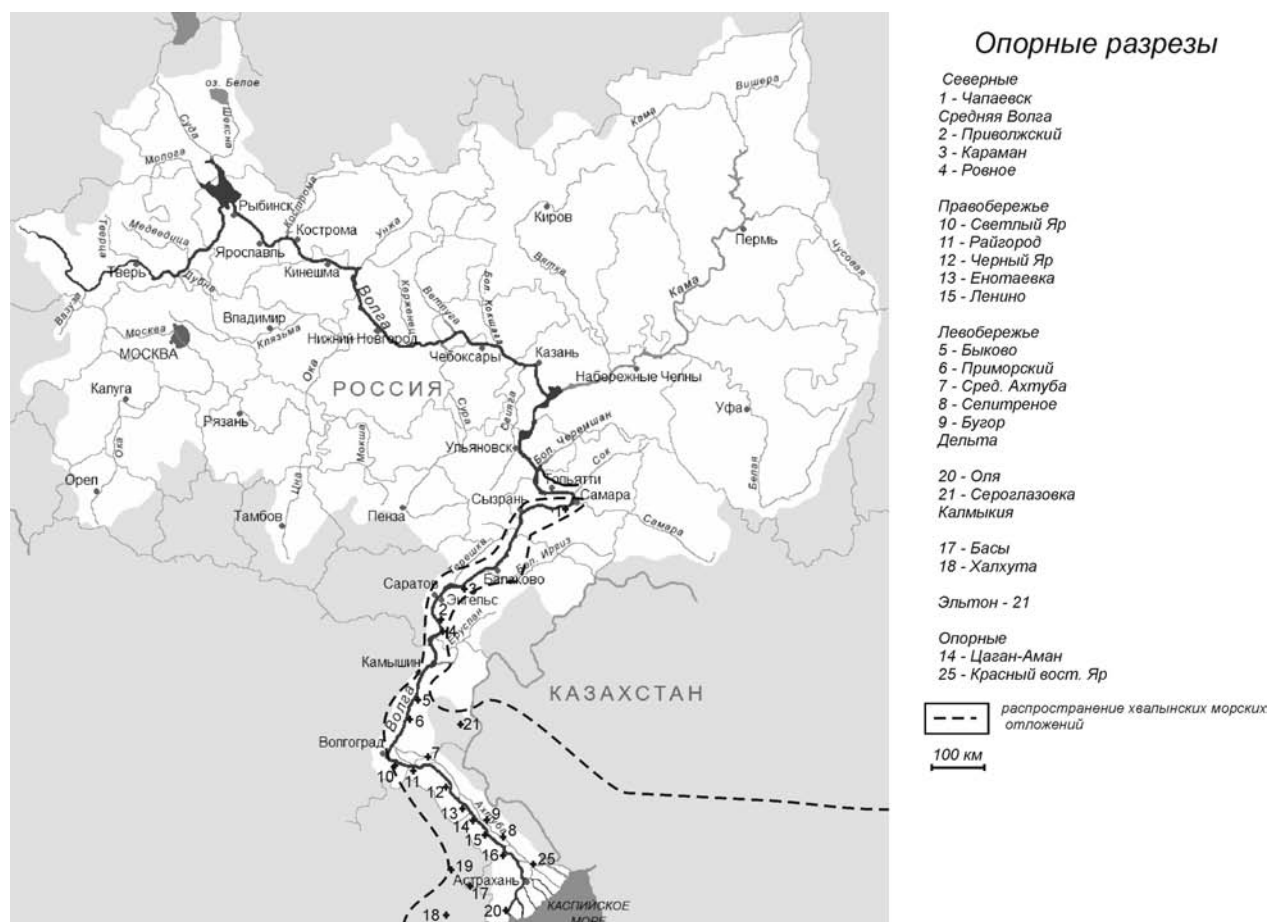


Рис. 1. Схема распространения хвалынских морских отложений



СТРОЕНИЕ И СОСТАВ  
СКИФСКОГО ГОРИЗОНТА  
ПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРЕ  
РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

STRUCTURE AND COMPOSITION  
OF THE PLEISTOCENE SCYTHIAN  
HORISON IN THE NORTH  
OF THE ROSTOV REGION

**В.И. Седлецкий**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия  
nin-levshin@yandex.ru*

**V.I. Sedletsy**

*Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia*

При поисково-оценочных работах на двух месторождениях в северной части Ростовской области – Южно-Тарасовском бентонитоподобных глин в 200 км к северу от г. Ростова-на-Дону и Песковатско-Лопатинском диатомитов у станции Казанской – буровыми скважинами были пересечены полные разрезы четвертичных отложений. Они представлены эоплейстоценом, неоплейстоценом и голоценом.

К эоплейстоцену ( $Q_e$  sk) в описываемом районе отнесен горизонт скифских глин, имеющий широкое, но неравномерное распространение. Глины распространены в виде сплошных покровов, небольших по размеру «останцев», залегающих на размытой кровле разновозрастных пород палеогена и неогена. Мощность глин колеблется от 0,0–3,0 м до 20–27 м в эрозионных врезках. В восточной части Южно-Тарасовского месторождения скифские глины почти на полную мощность, до 20 метров, прорезают и замещают глинистую толщу киевской свиты эоцена. Глины плотные, имеют красно-бурую окраску, содержат неравномерные скопления твердых и рыхлых карбонатных включений, местами загипсованных, белого цвета. Контакт с вышележащими и подстилающими породами четкий.

К плейстоцену ( $Q_{I-IV}$ ) отнесены плотные неравномерно опесчаненные, преимущественно монтмориллонитовые, темно-коричневые, коричневые, светло-коричневые, бурые, плотные глины ( $Q_{I-II}$ ), а также бурые, желто-бурые плотные лессовидные суглинки ( $Q_{III}$ ), монтмориллонит-гидролюдистого состава, содержащие известковую дресву.

Плейстоценовые отложения распространены повсеместно, формируют современный рельеф, покрывают водораздельные пространства, склоны рек, балок и оврагов, слагают речные террасы. Нижне- и среднечетвертичные глины залегают на размытой поверхности палеогена и неогена, образуя глубокие врезки; мощность их достигает 25–30 м, но большей частью составляет 5–10 м. Верхнечетвертичные суглинки формируют склоны балок, оврагов, речных долин, поверхность водоразделов. Мощность их не постоянна, изменяется

от 1–5 м до 10–15 м, а в редких случаях достигает значений 20–25 м.

Голоцен представлен современными ( $Q_{IV}$ ) аллювиальными песчано-глинистыми отложениями пойм рек (мощность 1,5–15,0 м) и почвенно-растительным слоем мощностью 0,2–0,8 м (чернозем, гумусированный суглинок).

Глины скифского горизонта на обоих участках были изучены как попутные полезные ископаемые и для определения их минерального состава. Глины красно-бурые, рыжевато-бежевые. Розоватые до темно-бордовых характеризуются следующим минеральным составом.

На Южно-Тарасовском участке глины имеют комковатую структуру, низкое содержание песчано-алевритовой фракции, максимальное содержание ее не превышает 4–6 %. Состав глин, определенный по 6 образцам, следующий:

- монтмориллонитовый и гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав – от 50,8 % до 60,2 %;
- содержание кварца изменяется от 3,2 % до 8,8 %, что объясняется низким содержанием песчаной фракции;
- опал тонкоструктурный присутствует в заметных количествах – от 10,3 до 19,6 %;
- содержание органического материала не превышает 2,4 %.
- Глины слабо и среднекарбонатные, содержание кальцита – от 2,6 % до 12,3 %.

На Песковатско-Лопатинском участке скифские глины также имеют комковатую структуру с низким и средним содержанием различных мелких включений, с содержанием песчано-алевритовой фракции от 0,2 % до 15,2 %.

Минеральный состав по определениям в 6 образцах керна, отобранном по 3-м скважинам, следующий:

- монтмориллонитовый состав – 37,6 %–67,5 %;
- содержание кварца – от 3,0 % до 16,6 %;
- органично-детритового опала – до 2,8 %;
- содержание органики – не более 3,0 %;
- карбонатных глин – слабое, низкое и среднее – от 4,0 % до 11,8 %.

Среди акцессорных минералов во всех изученных образцах присутствует в незначительных количествах чешуйки слюды, цеолиты. На отдельных участках глины ожелезненные, количество гидроксидов железа достигает местами 6,0 %.

Из керна буровых скважин, вскрывших красно-бурые пластичные глины скифского горизонта на Южно-Тарасовском участке, были отобраны пробы на испытания глинистого сырья для производства керамических изделий – кирпича и черепицы.

На основании проведенных испытаний можно сделать следующее заключение. По количеству, размеру и виду крупнозернистых включений глинистое

сырье относится к группе с низким содержанием мелких включений. Пробы представлены средне дисперсными и умеренно пластичными глинами. Сырье относится к группе легкоплавких. По составу порода относится к группе с высокими содержанием свободного кварца.

Результаты испытаний показали, что из глин скифского горизонта возможно получение керамического кирпича марки «100» и черепицы глиняной при температуре обжига 1000°C.

Учитывая повсеместное распространение глин скифского горизонта, их неглубокое залегание и большую мощность, можно рекомендовать их для практического использования.

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ  
И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ  
КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ  
СЕРИЙ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ  
И СРЕДНЕЙ АЗИИ** | **PALEOMAGNETIZM  
AND MAGNITOSTRATIGRAPHY  
CORRELATION OF LOESS-SOIL SERIES  
OF THE EASTERN EUROPE  
AND THE MIDDLE ASIA**

**В.В. Семенов**

*Институт географии РАН, Москва, Россия  
SemV5@rambler.ru*

**V.V. Semenov**

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

Автором, в составе коллектива Лаборатории эволюционной географии Института географии РАН, проводятся систематические палеомагнитные исследования наиболее представительных (стратотипического ранга) лессово-почвенных разрезов Восточно-Европейской равнины: Стрелица, Лог Красный (бассейн Верхнего Дона), Себряково-Михайловка – Средний Дон (Величко и др., 2002; Семенов и др., 2002), серии разрезов Северного Приазовья, важнейшим из которых и наиболее перспективным для палеомагнитных исследований представляется разрез Мелекино (Величко и др., 1973).

Результатом этих исследований является фиксация достаточно четкого положения изохронной границы Матуяма-Брюнес (М/Б). Так, и в разрезах Стрелица и Себряково-Михайловка, отстоящих друг от друга на 400 км., граница М/Б находится в четком стратиграфическом положении: между балашовской почвой и бобровским лессом.

В разрезе Мелекино, под воронской почвой вскрыт мощный (ок. 9 м.) горизонт донского лесса, который перекрывает буроцветную толщу – сложное образование, включающее в себя два почвенных уровня полигенетического строения. По-видимому, в этом разрезе вскрыты наиболее древние лессово-почвенные образования Северного Приазовья. В палеомагнитном отношении вся буроцветная толща оказалась намагниченной обратно – хрон Матуяма (Семенов, 2011 б). Несомненно, представляет интерес и выявленный интервал обратной намагниченности (ок. 1,5 м. мощности) в верхней части донского лесса. Этот интервал неоднократно, разными авторами, фиксировался ранее только в отложениях морены Донского ледникового языка (Куликов и др., 1977, Красненков и др., 1999, Семенов и др., 2002). В субаэральных образованиях он обнаружен впервые, достаточно детально изучен в палеомагнитном отношении (по 12 микроуровням (25 образцов-дублей) и, по всей видимости, может рассматриваться в качестве регионального корреляционного маркера (Семенов, 2011 а).

Наиболее ранние этапы лессообразования в Средней Азии оцениваются в 2,5–2,6 млн лет, что обосновывается палеомагнитными, палеонтологическими и археологическими данными (Лазаренко и др., 1977, 1980; Додонов, 2002; Семенов, 2009). В Чарвакской впадине (Приташкентский район) автором впервые установлено положение границы Матуяма-Брюнес и субхрона Харамильо (Лазаренко и др., 1980). В Таджикской депрессии изучались разрезы Чашманигар, Хонако и скв. Адырная (150 м. мощности), расположенной на территории г. Душанбе (Лазаренко и др., 1980; Пеньков, Гамов, 1980). Важнейший магнитостратиграфический репер – граница М/Б в этих регионах фиксируется между 9-ым и 10-ым почвенными комплексами (ПК). 10-й ПК намагничен полностью обратно. Автором и другими исследователями, в особенности, А.В. Пеньковым, в лессовых толщах Средней Азии зафиксировано в хроне Брюнес до 10 экскурсов геомагнитного поля.

Важнейшим корреляционным уровнем, положенным в основу сопоставления лессово-почвенных серий Восточной Европы и Средней Азии, является изохронная граница Матуяма-Брюнес. Более мелкие события в хроне Брюнес (экскурсы) имеют пока вспомогательное значение в связи с неразработанностью их диагностических характеристик и с известными трудностями выявления последних. Тем не менее, в последнее время некоторая перспектива и в этом отношении просматривается.

Важное значение имеет также субхрон обратной полярности в верхней части хрона Матуяма, идентифицированный на основании палеонтологических данных как Харамильо.

Учитывая существенные различия в общем строении лессово-почвенных серий Восточно-Европейской равнины и Средней Азии, находящихся в различных природных зонах, отстоящих друг от друга на 10–12<sup>0</sup> по широте, их корреляция по палеопедологическим данным существенно затруднена. Реальные предпосылки на этот счет дают гео-

хронологические датировки в комплексе с другими данными: палеомагнитными (экскурсы геомагнитного поля в хроне Брюнес), отчасти палеонтологическими (смена тираспольской фауны сингильской на рубеже нижнего и среднего плейстоцена в европейских разрезах) и археологическими (различные варианты домустьерской культуры на уровнях 5-го – 3-го ПК и их переход в культуры мустье на уровне 2-го ПК в среднеазиатских разрезах).

Сравнительный материал, положенный в основу межрегиональной корреляции неравноценен в отдельных своих компонентах. В отношении восточно-европейских лессово-почвенных разрезов более сильно стороной их изученности являются: 1) наличие в разрезах обоих типов (лессово-почвенных и аллювиальных) такого важного стратиграфического маркера, как донская морена, нижнеплейстоценовый возраст которой, обоснованный большим количеством микротермологических данных, не вызывает сомнений, 2) ряд уникальных и в количественном отношении, и по видовому составу сборов фауны мелких млекопитающих, как в аллювиальных, так и в лессово-почвенных фациях, 3) четко зафиксированные переходы субаэральных толщ в аллювий, а также – «вклинивание» морен и продуктов их размыва в субаэральные образования.

Более сильной стороной среднеазиатского материала, по сравнению с восточноевропейским, является: 1) уникальная по своей полноте насыщенности стратиграфических горизонтов археологическим материалом (находки *in situ* артефактов древних галечных культур, практически в каждом ПК, от 12-го до 2-го включительно: этот стратиграфический интервал оценивается по возрасту В.А.Рановым от 800 до 100 тыс. л. н.), 2) детально разработанная диагностическая характеристика практически всех главных («стратиграфических») погребенных почв, 3) сравнительно хорошо изученная тонкая структура геомагнитного поля (здесь автором и другими исследователями, в особенности Пеньковым, выявлено до 10 экскурсов в хроне Брюнес), 4) наличие палинологических данных по ряду разрезов, 5) выделение последовательного ряда закономерного

сменяющихся этапов развития природной обстановки, включая изменение растительности, почв и климата в целом.

Главными магнитостратиграфическими рубежами корреляции являются: 1) изохронный уровень границы Матуяма-Брюнес, 2) верхняя и 3) нижняя границы субхрона Харамильо. Первый из них позволяет сопоставить горизонт бобровского лесса, залегающий под ржаксинским лессово-почвенным комплексом на Восточно-Европейской равнине с лессовым горизонтом – кугитекским (Таджикская депрессия) и азадбаш-таваксайским лессом в Чарвакской впадине (Лазаренко и др., 1977, 1980), заключенным между 9-ым и 10-ым погребенными почвенными комплексами. Учитывая опорные уровни корреляции 2 и 3, можно также достаточно уверенно коррелировать острогожскую свиту на Восточно-Европейской равнине (Иосифова и др., 1992) с интервалом лессово-почвенного разреза Средней Азии, заключенного между 13-ым и 15-ым ПК. На нынешнем этапе исследований можно предварительно сопоставить донской горизонт (время максимального оледенения в Восточной Европе) с наиболее мощным горизонтом лесса (зимистанским) в среднеазиатских разрезах, залегающим под 6-ым ПК. Исходя из палеомагнитных данных (Пеньков, 1980) в разрезах Южного Таджикистана выявлена двоякая запись экскурса Блейк: непосредственно под 2-ым ПК и в верхней части 3-го ПК), в Приташкентской впадине автором зафиксирован экскурс в верхней части 3-го ПК (по видимому нижняя часть экскурса А.В. Пенькова), можно предварительно сопоставить 3-ю и 2-ю погребенные почвы вместе с относительно маломощным лессом, их разделяющим, с мезинским лессово-почвенным комплексом Восточно-Европейской равнины. Еще более вероятно сопоставление самого верхнего горизонта лесса (супоневского на Восточно-Европейской равнине и санглакского в Средней Азии), а также – полноразвитых профилей современной почвы, охватывающей практически весь голоцен по своему стратиграфическому объему и венчающей лессово-почвенные толщи.

#### Список литературы

1. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов М: Наука, 1973. С. 48–69.
2. Величко А.А., Семенов В.В., Поспелова Г.А. и др. Новые данные о положении палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес в лессово-ледниковой формации Восточно-Европейской равнины // Доклады АН. Геофизика, 2002. Т. 386. № 2. С. 240–244.
3. Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М: Ин-т географии РАН, 1992. С. 181–194.
4. Красненков Р.В., Семенов В.В., Поспелова Г.А. и др. Опорный разрез нижнеплейстоценовой лессово-почвенной формации (Лог Красный – Верхний Дон) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999. Т. 7. № 4. С. 85–95.
5. Куликов О.А., Красненков Р.В. О новой инверсии геомагнитного поля в эпоху максимального оледенения // Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973. С. 45–47.



6. Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лессовой формации Средней Азии. М: ГИН РАН, 1977. Ч. I. С. 70–132.
7. Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В. опыт дробного климатостратиграфического расчленения лессовой формации Приташкентского района // Изв. АН СССР, 1980. № 5. С. 53–66.
8. Пеньков А.В., Гамов Л.Н. Палеомагнитные реперы в плиоцен-четвертичных толщах Южного Таджикистана. М: Наука, 1980. С. 184–189.
9. Семенов В.В., Поспелова Г.А., Иосифова Ю.И. и др. Магнитостратиграфия нижнего неоплейстоцена Центральных районов Русской равнины. // М-лы III Всероссийского совещ. по изучению четвертичного периода. Смоленск: «Ойкумена», 2002. Т. 2. С. 57–59.
10. Семенов В.В. Мат. VI Всеросс. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 542–545.
11. Семенов В.В. Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2011а. С. 208–210
12. Семенов В.В. Новые палеомагнитные данные по лессово-почвенной формации Северного Приазовья // М-лы семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» М: ИФЗ РАН. 2011 б. С. 211–214.

ТРАВЕРТИНЫ ЕВРАЗИИ – ИДЕАЛЬНОЕ ХРАНИЛИЩЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА | EURASIA TRAVERTINES AS A PERFECTLY ATTUNED STORAGE FOR STRATIGRAPHIC INFORMATION AND FOR CULTURAL LAYERS OF QUATERNARY

Г.А. Семенов

Северо-Кавказский научный центр высшей школы ЮФУ, Ростов-на-Дону, Россия  
gregsemenov@gmail.com

G.A. Semenov

North Caucasian Scientific Center of the Higher School of SFU, Rostov-on-Don, Russia

Выходы травертинов, образовавшиеся в зоне гипергенеза из агрессивных вод различной газонасыщенности, минерализации и температуры, представляют собой идеальное хранилище стратиграфической информации и культурных слоев четвертичного периода, имеющих нередко уникальное реперное значение. Имеющие значительное распространение в областях тектоно-магматической активизации травертины (синоним – известковые туфы) являются специфическими образованиями, обычно не имеющими себе коррелятных осадков (за исключением возможности сопоставления с террасовыми отложениями), их возраст, как правило, растянут во времени или спорен. Отлагающийся на различных барьерах из раствора карбонат кальция, обизвестковывая фито – и биогенные остатки, выполняет функции прекрасного консерванта, обеспечивающего оптимальные условия сохранности стратиграфического, чаще всего реперного материала. В дальнейшем, в большинстве случаев, многие травертиноотлагающие источники прекращают свое существование, но оставшиеся в местах их выхода хемогенные осадки разного состава хранят уникальную информацию о давно исчезнувших растительных и животных видах, а также древних людей, большинство из которых обнаруживаются в травертиновых образованиях впервые (Семенов, 2011, и др.).

На данный факт обратил внимание Чарльз Дарвин, посетивший о. Тасманию (бывшая Вандименова Земля), на которой он обнаружил и описал «обособленное поверхностное включение желтоватого известняка – травертина, содержащего многочисленные отпечатки листьев деревьев, а также наземных моллюсков, ныне не существующих. Нет ничего невероятного в том, что этот маленький карьер заключает в себе единственный сохранившийся памятник растительности, покрывавшей Вандименову Землю в одну из былых эпох» (Дарвин, 1983, с. 381).

В травертинах проявлений Арчман и Коу (Копетдаг, Республика Туркменистан) А.В. Сидо-

ренко были встречены большое количество мелких раковин рода *Bithynia*, а также отпечатки листьев и стебли растений. Кроме этого, в травертинах района верховьев р. Кушки им (Сидоренко, 1948) были обнаружены крупные створки пресноводных моллюсков.

На поверхности травертиновых куполов р. Шахдара и в них самих (Южный Памир), нами были обнаружены в большом количестве (фактически танатоценоз) ископаемые раковины наземных моллюсков, живущих в настоящее время в тропической Азии и Африке (*Melanoides tuberculatus pemiricus* sub. Lindholm), прекрасной сохранности. Они отсутствуют в других районах Средней Азии, а на Южном Памире живут только в источнике Джаушангоз. Эта находка может указывать на специфические условия эндемичного существования данных моллюсков в прошлом и на резкое, возможно катастрофическое, изменение условий их обитания, которое привело к массовой гибели данной популяции на сопредельных территориях (Седлецкий и др., 1991).

Так, находки на горе Железной (Кавказские Минеральные Воды (далее – КМВ), Северный Кавказ) в травертинах вюрмского антропогенного возраста неизменных видов флоры (*Phragmites communis* Trin., *Salix abba* L. и др.) и наземных моллюсков (*Ericia costulata* Zgl., *Tachea atrolabiata* Krun, и др.) указывают (Герасимов, 1940) на относительную стабильность климатических условий в регионе на данный отрезок геологического времени.

Ископаемые останки крупных млекопитающих (*Elephas* sp., *Cervus elapus* L. (?), *Bos (Bison)* sp. и др.), реже – птиц, были обнаружены (Иванова, 1940) также в травертинах антропогена (рисс и рисс-вюрм) на горе Машук (КМВ), где также были найдены части черепов с травертиновыми слепками мозга представителей семейств Cervidae и Bovinae (?).

Не исключены также находки древней флоры и фауны в палеотравертинах девонского (Минусинский межгорный прогиб) и пермского (Казанско-Кировский прогиб) возраста.

Тематика настоящей публикации охватывает только территорию Евразии, но известны еще как минимум два случая уникальных палеонтологических и археологических находок в травертинах вне данной территории – в Северной Америке и на африканском континенте.

В Африке, в западной Кении, недалеко от озера Виктория, палеонтолог Луис Лики с коллегами в 1932 г. обнаружил в районе Канамы в травертинах артефакты, подтверждающие существование там, в среднем плейстоцене, человека разумного (найдена нижняя челюсть), грубые каменные орудия, а также зубы мастодонта и дейнотерия. (Кремо, Томпсон, 2008).

На североамериканском континенте, в известковом карьере Эванс, расположенном в районе Джордан-Нарроус, округ Солт-Лейк, штат Юта (США) в травертинах были обнаружены останки позвоночных, вероятно, раннеплейстоценового возраста (Уайт, 1958).

Травертины, как мы видим выше, хранят не только следы растительного и животного мира. Очевидно, что палеостоянки древнего человека в первую очередь тяготели к выходам минеральных источников различной температуры, и в первую очередь – термальным, которые в большинстве своем отлагали травертины, законсервировавшие за счет обизвесткования все прилегающие к зоне растекания источников многочисленные скелетные останки палеолюдей, кости убитых ими животных и прочие палеонтологические и археологические ценности. К примеру, в травертиновом куполе около с. Гановце (бывшая Чехословакия) был найден (Елинек, 1983) слепок мозговой коробки раннего неандертальца.

В течение ряда лет на территории Чимкентской области (Республика Казахстан) проводились исследования травертиновых памятников каменного века аридной зоны, выделяемый авторами (Деревянко и др., 2000) как «травертиновый палеолит». Работы ранее проводились в окрестностях с. Кошкурган между гг. Туркестан и Кентау, где располагается серия уникальных по своему контексту памятников древности, найденных в травертинах: Кошкурган I (1482 артефакта), Кошкурган II (44 артефакта), Шоктас I–III (около 5000 артефактов). «Фонтанальные памятники» (Деревянко, Петрин и др., 2000) располагаются около восходящих источников (грифонов), которые фиксируются на современной поверхности в виде кольца травертинов диаметром от 20 до 30 м. В ряде случаев каменные артефакты и кости находятся совместно в сцементированных травертинами отдельностях. Даты абсолютного возраста по костным остаткам предполагают их раннеплейстоценовый возраст. Находки в травертинах и в непосредственной близости от них уникальных микроиндустриальных комплек-

сов, указывают на важность выполненных работ, характеризующих сложный многонаправленный процесс освоения Евразии (западная и восточная ветвь пути) древним человеком в раннем палеолите при его миграции из Африки.

В Европе аналогичные стоянки первобытных людей (*Homo erectus*), пространственно и генетически связанные с травертинами, известны (Деревянко и др., 2000) в Италии (Изерния ля Пинета – более 70 тыс. артефактов), Германии (Бильцингслебен – около 70 тыс. артефактов), Венгрии (Вертешсёлеш – около 8 тыс. артефактов) и других местах.

Изучение стоянок древних людей (тавров) бронзового века на травертиновых площадках Горного Крыма свидетельствует о том, что формирование травертинов уже почти прекратилось в VII–VI вв. до нашей эры. Находки черепков черно-лаковой посуды кизил-кобинской культуры в приповерхностном слое травертинов у Красной пещеры на глубине 3–8 см указывают, что за последние 2500 лет формирование источниковых хемогенных осадков здесь происходило в минимальных количествах (Дублянский и др., 2002).

Проведя седиментологические исследования Ашель-Мустьерских высокогорных пещерных стоянок Кударо I и Кударо III (Южная Осетия), древнейших на территории нашей страны, авторами (Селиванова и др., 1989) был определен ряд хемогенных осадков карстовых коридорных пещер преимущественно карбонатного (известковый туф и др.), фосфатно-карбонатного (фосфатно-известковый туф и др.) и фосфатного состава. В пещерах ранее были обнаружены (Любин, Беляева, 2004): зуб архантропа, останки четвертичных млекопитающих (чаще всего – 70–80 % – это кости пещерного медведя), птиц и рыб, каменный инвентарь со следами применения огня (ручные рубила, отщепы, пластины), произведенный древнепалеолитическими людьми, обитавшими в пещерах и в ареале их распространения.

К XV веку под слоем травертинов Паммукале (Анатолия, Турция) был погребен Гиераполь (Hierapolis) – один из богатейших городов Малой Азии и Римской империи, ранее разграбленный турками-османами. При его раскопках в травертинах было найдено множество черепков керамики, обломков скульптур и монет того времени (Бауэр, 1978; Акшит, 1998).

В травертинах Арзни (Республика Армения) найдены остатки каменного оружия, а в бассейнах источников, отложивших травертины – иностранные монеты (Геология Армянской ССР, 1969), говорящие о популярности данного курорта с древнейших времен.

Возросшая в настоящее время популярность травертинов в строительстве, архитектуре, а также

в садово-парковом и жилищном дизайне привела к значительному увеличению объемов их добычи. При современной обработке карьеров и описании куполов травертинов необходимо проводить опережающее изучение их поверхностей, плоскостей раздела и субвертикальных стенок пластов в каскадах и (или) террасах, а также в образовавшихся раздробленных разностях для обнаружения уникальных палеонтологических и археологических артефактов в травертинах, согласно с циклическостью применяемой технологии добычи данного

высокоинформативного био-хемогенного новообразования.

Следовательно, находки в травертинах идеально сохранившихся ископаемых растительных остатков, останков животных и первобытных людей, следов их жизнедеятельности, а также культурных слоев четвертичного периода, поиском и изучением которых в травертинах ранее занимались лишь в единичных случаях, позволят заполнить данный пробел в современной науке о ранее происходивших процессах на планете Земля.

### Список литературы

1. Акишит И. Паммукале. Хиераполис. Стамбул-Денизли: «Aksit», 1998. 72 с.
2. Бауэр Э. Чудеса Земли. М: «Детская лит-ра». Серия «Международная б-ка», 1978. 126 с.
3. Геология Армянской ССР. Т. IX. Ереван: «Арм. ССР», 1969. 523 с.
4. Герасимов А.П. Обзор геологического строения Северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 123. М.-Л.: «ОНТИ НКТП», 1940. 84 с.
5. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». М.: «Мысль», 1983. 431 с.
6. Деревянко А.П., Петрин В.Т., Николаев С.В. и др. Раннепалеолитические микроиндустриальные комплексы в травертинах Южного Казахстана. Новосибирск: «ИАЭТ СОРАН», 2000. 300 с.
7. Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н. и др. Красная пещера. Опыт комплексных карстологических исследований. М: «РУДН», 2002. 190 с.
8. Елинек Я. Большой иллюстрированный атлас первобытного человека. Прага: «Артия», 1983. 559с.
9. Иванова И.К. О возрасте травертинов горы Машук и их соотношение с террасами Подкумка // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1940. № 9. С. 36–47.
10. Кремо М.А., Томпсон Р.Л. Запрещенная археология. 2008. Гл. 12. URL: [http:// www/philosophy/ru/library/cremo/12/html](http://www/philosophy/ru/library/cremo/12/html).
11. Любин В.П., Беляева Е.В. Стоянка Homo erectus в пещере Кударо I (Центральный Кавказ) // Тр. ИИМК РАН. Т. XIII. СПб.: «Петербургское Востоковедение», 2004. 272 с.
12. Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А. Травертины Альпийского тектонического пояса // Журн. Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. Науки, 1991. № 4. С. 106–116.
13. Селиванова Н.Б., Розина Е.Л., Москалева Г.П. Седиментологические исследования Ашель – Мустьерских пещерных стоянок Кударо I и Кударо III в Юго-Осетии. Четвертичный период. К XXVIII Межд. геол. конгрессу (Вашингтон, 1989). Кишинев: «Штиница», 1989, 252 с.
14. Семенов Г.А. Травертины Альпийского пояса Мира и основные направления их использования. // Учен. зап. Казан. ун-та. Естеств. Науки, 2011. Т. 153. Кн. 4, С. 267–278.
15. Сидоренко А.В. Травертины в Туркменистане // Журн. Изв. ТФ АН СССР, 1948. № 1. С. 93–95.
16. Уайт Д. Термальные источники и эпитепральные рудные месторождения // Проблемы рудных месторождений. М: «Иностранная литература», 1958. С. 91–144.



Г.А. Семенов<sup>1</sup>, А.И. Шифф<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Северо-Кавказский научный центр высшей школы ЮФУ, Ростов-на-Дону, Россия

<sup>2</sup>Spectrum-Info Ltd, Киев, Украина

gregsemenov@gmail.com; alexander.shiff@gmail.com

G.A. Semenov, A.I. Shiff

<sup>1</sup>North Caucasian Scientific Center of the Higher School of SFU, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup>Spectrum-Info Ltd, Kyev, Ukraine

В областях тектоно-магматической активизации группа био-хемогенных источников новообразований (травертины – синоним «известковые туфы») преимущественно карбонатного состава представляет высокоинформативные осадки, отложившиеся из углекислых (углекисло-сероводородных) вод различной минерализации, температуры и газонасыщенности. Они образовались в результате выпадения солей диоксида углерода и других кислот по общепринятым реакциям на термодинамическом, испарительном и прочих барьерах, чаще всего при участии растительности и бактерий, являясь уникальным творением природы планеты Земля.

По вещественному составу – это известняки, имеющие хемогенное или биохимическое происхождение, получившие название травертины. Само слово «травертин» происходит от латинского «*lapis Tiburtinus*» или итальянского «*travertino*», ранее искаженного «*tibertino*», что означало «камень из Тибура» – древнее название мест разработки, соответствующее в настоящее время г. Тиволи близ Рима. До середины XIX века термином «*travertino*» именовались по Cotta (1849) только итальянские залежи. В древние века Теофаст (372–287 гг. до н.э.) называл в описании Агриколы (1546) натечные известковые туфы *rogos*. Плиний Старший (23–79 гг. нашей эры) использовал как соответствующее латинское слово термин *tofus* (*tophus*), обозначая пористую крошащуюся разновидность горной породы. От *tofus* в дальнейшем могло произойти слово туф (*tuff*). Уже на древнегерманском наречии (780–1080 гг.) ячеистые известковоподобные породы назывались *tubstein* и *tufstein* (этимологические данные по Heune, 1895). Агрикола (1546), наряду с породами иных типов, описывает по Fischer (1939) известный натечный известковый туф Робцоца около Майсена (Германия) как *tophus* – *toffstein* (Damm, 1968).

Российские ученые XIX–XX вв. прекрасно понимая механизм отложения источников карбонат-

ных, железисто-карбонатных и кремнистых осадков и их преобладающий состав, называли данные отложения известняком (Чихачев, 1975), известковыми или железистыми туфами (Венюков, 1895), солями (Богомолов, 1956) или накипью (Пийп, 1937; Благоволин, 1965, и др.), а не травертинами, но данный термин уже был общепринят в геологическом мире.

Термин «травертин», отражающий лишь географическую привязку древних разработок, приобрел со временем генетический смысл для группы континентальных, преимущественно карбонатных источников новообразований всех континентов Земли, исключая пока только Антарктиду (Семенов, 2011), хотя там, на острове Росса, находится самый южный из активных вулканов на Земле – Эребус, с действующими фумаролами и гейзерами, но пока без гейзеритов.

Детальный анализ геологических и гидрохимических условий образования травертинов Альпийского пояса Мира позволяет утверждать следующее. Выходы травертинов распространены преимущественно вдоль долин рек и ручьев, трассируя крупные разломы и оперяющие их нарушения. С ними связаны зоны разгрузки трещинных, пластово-трещинных и трещинно-карстовых, нередко напорных, подземных вод различного состава. В зоне гипергенеза нарушается физико-химическое равновесие системы, газовая фаза покидает раствор, происходит осаждение карбонатов, сульфатов и других по составу осадков, имеющих специфическое положение и морфологию по отношению к подстилающему или вмещающему их комплексу пород.

Скорости отложения травертинов колеблются по Lyell (1837) от первых мм до 10 см в год, достигая максимума в Сан-Филиппо на Сицилии – один фут (0,3048 м) за 4 месяца (Damm, 1968).

Масштабы проявления на дневной поверхности травертиновых выходов весьма разноо-

бразны. Одними из самых крупных на Северном Кавказе являются поля травертинов, образующие локальные бронирующие поверхности в междуречье рек Малка-Гунделен (Республика Кабардино-Балкария), максимальные размеры которых составляют 300×500 м при мощности до 30 м. К наиболее крупным проявлениям травертинов Альпийского пояса относятся Агамзалинское (Закавказье), Гарм-Чашма, Бахмыр, Ширгин (Памир), Йеллоустон (США), разрушенные террасы Вайракевы (Новая Зеландия), а также террасы Байшуйтань и Золотой Дракон (Китай), Паммуккале (Турция), Хаммам-Мескутин (Алжир) и Налачевской гидротермальной системы (Камчатка). Самым крупным на Кавказе является Араратское месторождение травертинов (Армения), которое представлено плащеобразным выходом, площадью 20 км<sup>2</sup> и мощностью от 5 до 98 м, при средней мощности порядка 30 м. В мире же настоящим гигантом распространения на дневной поверхности являются выходы травертинов района Южной Турции (Анталья), отложенные по Pfannenstiel (1957) из речных вод и занимающие площадь около 1000 км<sup>2</sup> при мощности не менее 300 м (Damm, 1968). Интересно, что наиболее крупные выходы травертиновых террас, указывая на непрерывный процесс травертиноотложения, сопоставимы по максимальным мощностям, которые колеблются при этом в пределах первых сотен метров (г. Машук, Байшуйтань, Паммуккале, Анталья и др.). Например, мощности отложений травертинов, наблюдающиеся (Амброджи, Болелли и др. 1955) в Марокко в Среднем Атласе (источник Мездра-Джорф, котловина Сефру) равны 250 метров. Общий объем травертинов, отложившийся, например, на полуострове Челекен, составляет 0,3 км<sup>3</sup>, а на горе Машук (Кавказские Минеральные Воды – КМВ) – порядка 0,5 км<sup>3</sup>, причем образование последних могло произойти лишь из объема 15×10<sup>11</sup> м<sup>3</sup> (Щербаков, 1968) углекислых вод. Это указывает на гигантские по масштабу зоны разгрузки минеральных вод различного состава, минерализации, газонасыщенности и температуры, иногда не приводящие по ряду причин к отложению травертинов (Нарзан-Воклюз в Трусовском ущелье, р. Терек, Республика Грузия).

Отложение солей различных кислот интенсивно происходит также и в технологическом оборудовании, особенно при проведении буровых работ, в тепличных хозяйствах и бальнеотехнике. Мы выделяем самостоятельное направление по изучению особенностей образования техногенных травертинов и разработке и внедрению методов, препятствующих отложению в технологическом оборудовании солей различных кислот («накипи») различного состава, нередко радиоактивной, которая оказывает пагубное влияние на экологическую

ситуацию в районах распространения и здоровье местного населения.

Накипь – это твердые труднорастворимые отложения, образующиеся на внутренних стенках труб паровых котлов, испарителей, паронагревателей, теплообменных аппаратов, в буровом и бальнеологическом оборудовании, в тепличных хозяйствах и др., причем по составу техногенные накипи ничем не отличаются от природных источниковых новообразований. Преимущественно встречается накипь карбонатная и сульфатная, представленная углекислыми солями кальция (в обоих случаях) и магния (в первом случае). Реже встречается силикатная накипь, представленная кремнекислыми соединениями кальция, магния, железа и алюминия.

К настоящему времени техногенные новообразования в буровом оборудовании при добыче нефти и газа представлены «мягкой» и «твердой накипью». Первая сложена в основном карбонатами кальция, а вторая – из сульфатов бария, стронция и кальция. Отложение солей различных кислот объясняется негерметичностью обсадной колонны труб, приводящей к удалению из системы газовой фазы при снижении парциального давления (Леворсен, 1970).

На примере основных альнеологических курортов Северного Кавказа были выполнены (Семенов, Федоров, Шиф, 2000 а) исследования по выявлению минералогических, геохимических и термобарических особенностей образования техногенных травертинов и их природных аналогов, а также проведена разработка и внедрение методов, препятствующих зарастанию новообразованиями бальнеологического оборудования. Впервые было изучено 5 проявлений техногенных травертинов, открыто проявление техногенного мраморного оникса гипсово-кальцитового состава и выявлены битуминозные техногенные травертины проявления Нагутского. В результате проведенных научных исследований была разработана программа карбонатно – и сульфатно-кальциевого равновесия «GRIMA» (Шиф, Седлецкий и др., 1988), позволяющая оперативно производить имитационные эксперименты для количественного определения меры воздействия на любые растворы с целью повышения их стабильности. Применение данной программы позволяет существенно сократить, а в ряде случаев – полностью исключить процессы техногенного травертиноотложения в технологическом оборудовании.

Техногенные минеральные осадки сульфатного состава с повышенным фоном радиоактивных излучений, отлагающиеся в технологическом оборудовании, были изучены (Семенов и др., 2000 б) на Троицком йодном заводе (Краснодарский

край). Было установлено, что образование осадков техногенных радиобаритов, включающих примесь сульфата радия и обладающих в связи с этим повышенной радиоактивностью, обусловлено применением в технологическом процессе серной кислоты, взаимодействующей с ионами бария, содержащихся в йодо-бромных термальных подземных водах в значительных количествах. Нами было рекомендовано заменить серную кислоту на соляную или азотную, что позволило в дальнейшем исключить дальнейшее накопление радиоактивных компонентов в технологическом оборудовании в процессе извлечения самородного йода. В связи с этим, были решены проблемы радиоактивного облучения персонала завода, последующей утилизации радиоактивных отходов и радиационного загрязнения окружающей территории, исключено образование нерастворимых радиоактивных сульфатов, а также карбонатов, в продуктивных пластах йодо-бромными вод.

Впервые выделенная нами (Талпа, Семенов, 2005) антропогенная техногенная травертиновая формация получила к настоящему времени достаточно широкое распространение в России – это многочисленные и постоянно пополняющиеся техногенные преимущественно карбонатные отходы химводоочистки, которые накапливаются в пределах РГЭС, ТЭЦ и местных котельных, использующих воды с повышенной минерализацией. В процессе выполнения работ была разработана технология обезвоживания и грануляции техногенных травертинов, что позволило использовать их в качестве готового сырья для гиперпрессованных изделий.

Таким образом, природным и техногенным травертинам необходимо уделять самое пристальное внимание как важному источнику информации, позволяющей решать многочисленные прикладные задачи не только в геологических науках.

#### Список литературы

1. Амброджи Р., Болелли Эд. и др. Гидрогеология Марокко. М: «Ин. лит-ра», 1955, 359 с.
2. Благоволин Н.С. Особенности развитие карста в Юго-Западной Якутии // Тр. МОИП «Типы карста в СССР». Т. XV. М: «Наука», 1965. С. 79–83.
3. Богомолов Г.В. Сорок дней в Северной Африке. Минск: «АН Белорус. ССР». 1956, 124 с.
4. Венюков П.Н. Геологические исследования в северной части Кузнецкого каменноугольного бассейна летом 1894 года (Предварительный отчет) // Тр. геол. части кабинета его Императорского Величества, Т. I, вып. 2. СПб, 1895. 94 с.
5. Леворсен А. Геология нефти и газа. М: «МИР», 1970. 639 с.
6. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М-Л: «АН СССР», 1937. 268 с.
7. Семенов Г.А. Травертины Альпийского пояса Мира и основные направления их использования. // Учен. зап. Казан. ун-та. Естеств. науки. Т. 153. кн.4, 2011. С. 267–278.
8. Семенов Г.А. Травертины и известковые туфы Северного Кавказа // Журн. Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки. 1982. № 4. С. 20–25.
9. Семенов Г.А., Федоров Ю.А., Шиф А.И. Минералогические, геохимические и термобарические особенности образования техногенных травертинов и их природных аналогов (на примере Северного Кавказа) // Межвуз. сб. науч. тр. «Безопасность жизнедеятельности. Охрана труда и окружающей среды». Вып. 4 (международ.). Ростов н/Д: «РГАСХМ», 2000 а. С. 128–130.
10. Семенов, Федоров, Шиф А.И. Причины отложения радиоактивных техногенных сульфатных осадков на Троицком йодном заводе и пути их устранения // тез докл. Междунар. науч. сем. «Радон, гелий и другие радиогенные компоненты в природных водах: экологические и научные аспекты». СПб: «СПГУ», 2000 б. С. 66–68.
11. Талпа Б.В., Семенов Г.А. Закономерности размещения и перспективы освоения техногенного карбонатного сырья Южного региона // Науч. альманах ЮФО, вып.2. Ростов н/Д: «РГУ», 2005. С. 70–76.
12. Чихачев П. Испания Алжир Тунис. М: «Мысль», 1975. 350 с.
13. Шиф А.И., Семенов Г.А. Использование классической модели карбонатно-кальциевого равновесия вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры для решения прикладных задач в геологии // Матер. Всерос. науч. конф. «Осадочные формации Юга России и связанные с ними полезные ископаемые». Ростов н/Д: «СКНЦ ВШ ЮФО», 2011. С. 80–88.
14. Шиф А.И., Седлецкий В.И., Семенов Г.А. Моделирование карбонатно-кальциевого равновесия в минеральных водах на ЭВМ // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии на ЭВМ». Ч. I, Иркутск: «ИГ СО АН», 1988. С. 180–181.
15. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: «Наука», 1968. 234 с.
16. Damm B. Ein Riesenkegel aus Travertin (NW – Iran) // Aufschluss, 1968. Vol. 19. № 2. С. 323–332.

**ПОСТРОЕНИЕ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ** | **BUILDING OF NEOPLEISTOCENE DRAINAGE NETWORK BY MORPHOMETRIC METHODS**

**Ф.В. Семенов**

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия  
kuingi@rambler.ru

**F.V. Semenov**

FCUE «CNIIGeolnerud», Kazan', Russia

Целью работы является построение гидрографической сети позднего, среднего и раннего неоплейстоцена, морфометрическим методом с использованием специального программного обеспечения и цифровых моделей рельефа (ЦМР).

Для реконструкции основных черт палеорельефа применяются морфометрические цифровые модели (ЦМ), построенные по методу В.П. Философова (1960, 1963, 1967, 1975). Для построения морфометрических ЦМ и предполагаемой гидрографической сети используется геоморфологический и гидрологический анализ цифровых моделей рельефа предложенный Дж. Линдсеем (2005) (программное обеспечение TAS) и построение поверхностей по абсолютным высотам с использованием интерполяции и экстраполяции методом Криге (программное обеспечение Surfer) (Силкин, 2008). Исходные данные – ЦМР GTOPO 30, созданная геологической службой США, с размером ячейки ~ 900 м.

Концепция, используемая в работе, была предложена В.П. Философовым и заключается она в графическом разложении высот рельефа на базисные, остаточные, вершинные и эрозийные поверхности согласно порядкам долин и их водораздельных линий (Философов, 1975). Согласно этой концепции, в результате изменения тектонических движений происходит перестройка речных систем. Часть долин младших порядков, неглубоко врезанных в геологические напластования и получающих небольшое поверхностное и грунтовое питание, постепенно заполняется осадками и отмирает (Философов, 1963). Часть долин развивается за счет регрессивной (попятной) эрозии, водотоки этих долин увеличивают площади водосбора, и переходят на следующую ступень иерархии, сливаясь с потоками такого же порядка, при этом вырабатывая новый профиль равновесия, который будет соответствовать их водности и положению по отношению к базису эрозии. Этот пример сопоставим с эрозионными циклами омоложения, при которых создаются речные террасы.

О связи иерархии речной сети с террасами, как о гипотезе, говорит В.П. Философов (1963), своими исследованиями это подтвердили С.С. Четвертков

(1967), А.Т. Юдин и Р.И. Денисов (1967). А.П. Дедков (1967) и В.П. Философов, В.Ф. Филатов (1967) показали, что в условиях северной части Приволжской возвышенности и Саратовского Заволжья порядок долин связан с их геологическим возрастом. С большей степенью уверенности можно говорить об этой закономерности в отношении долин низших порядков, принимая во внимание близкие скорости эрозии на однородной по физико-географическим характеристикам территории (Ласточкин, 1967).

Исходя из вышеизложенного, в данной работе принимается следующие гипотетические допущения: 1) эрозионный цикл омоложения, при образовании поймы р. Камы соответствует образованию долин 1-го порядка – голоцену, при образовании 1 и 2 надпойменной террасы соответствует образованию долин 2-го и 3-го порядка – позднему неоплейстоцену (~57 и ~127 тыс. лет, соответственно), 3 террасы образованию долин 4-го порядка – среднему неоплейстоцену (~427 тыс. лет) и 4 террасы образованию долин 5-го порядка – раннему неоплейстоцену (~ 787 тыс. лет); 2) разница между базисными поверхностями различного порядка принимается за суммарную амплитуду тектонических движений согласно принятому в предыдущем пункте геологическому возрасту, т.е. разница между базисными поверхностями 1-го и 2-го порядка будет приниматься за амплитуду неотектонических движений за 1-ю половину позднего неоплейстоцена; 3) вершинные поверхности в соответствии с принятым в п.1 порядке выражают рельеф соответствующего возраста без эрозионно-денудационного врезов; 4) принять среднюю скорость плоскостной денудации для средних высот равнины 0,045 мм/год.

На первом этапе проводится гидрологический и геоморфологический анализ рельефа, при котором выделяется дренажная сеть и строится иерархия по Штраллеру-Хортону (Horton, 1932; Strahler, 1958), где в водоток 1-го порядка не впадает ни один водоток, при слиянии двух притоков 1-го порядка образуется водоток 2-го порядка, при слиянии двух водотоков 2-го порядка образуется водоток 3-го порядка и т.д. Затем согласно методики В.П. Философова строятся ЦМ водотоков (базис-



ных поверхностей) и водоразделов (вершинных поверхностей) различного порядка. Карты водотоков строятся только по водотокам одного порядка, исключая все другие порядки (ЦМ моноизобазит), а для водоразделов для определенного порядка и более высших порядков (ЦМ полизогипсобазит).

На втором этапе определяется амплитуда тектонического движения за период от времени, для которого проводится реконструкция палеогидрографической сети до настоящего времени, на всю площадь полигона, которая определяется вычитанием из базисной поверхности 1-го порядка последующих порядков 2-го, 3-го и т.д.

Земная поверхность – рельеф – это устойчивое образование, обладающее такими свойствами, как унаследованность и соподчиненность. Наиболее крупные формы рельефа сохраняются с древнейших времен (наследуются), контролируя при этом более мелкие формы. Исходя из этого, за исходную модель палеорельефа рассматриваемого периода принимается соответствующая ЦМ вершинной поверхности (см. выше).

На третьем этапе восстанавливается разрушенная денудацией поверхность, скорость денудации в пределах равнин, по данным Волина (Философов, 1975) не превышает 0,06 мм в год. По другим данным: срезание поверхности Русской равнины вследствие денудации составляет 0,03 мм за год. Для горных областей величина денудации возрастает в несколько раз: так, в Средней Азии величина денудации достигает 0,26 мм, на Кавказе – 0,45 мм, в Северных Альпах – 0,57 мм в год (Жуков и др., 1961). Для средневзвешенной высоты территории принимаем скорость денудации 0,045 мм/год. По В.Пенку, скорость денудации возрастает с возрастанием абсолютных высот и уменьшается с их понижением. Находим коэффициент денудации, который

будет наибольшим на максимальных высотах и наименьшим – на минимальных. Для этого делим мощность денудационного среза за определенный геохронологический период (это скорость денудации, умноженная на этот период) на средневзвешенную высоту ЦМ водоразделов и к этому коэффициенту прибавляем 1, для получения множителя для восстановления разрушенной плоскостной денудацией древней земной поверхности, далее умножаем его на высоты ЦМ вершинных поверхностей.

Четвертый этап – восстановление тектонической обстановки, достигается вычитанием амплитуды тектонических движений из высот ЦМ с восстановленной разрушенной денудацией поверхностью.

Пятый этап – геоморфологический и гидрологический анализ, при котором строится палеогидрографическая сеть.

Реконструкция была проведена для Камского бассейна и сопредельных территорий. Построены карты-гипотезы речной сети для раннего, среднего и позднего неоплейстоцена.

Реконструированная в процессе исследования палеогидрографическая сеть частично совпадает с реконструкциями проведенными предшественниками по геологическим и геофизическим данным, и подтверждаются следующие построения: русло раннечетвертичной р. Волги располагалось от устья р. Камы до устья р. Бол. Иргиз (Саратовская область) в 2–25 км восточнее современного русла реки (Обедиентова, 1983); направление р. Камы в верхнем и среднем течении на север (Краснов, 1948; Горецкий, 1964); главенство р. Белой и ее слияние с р. Камой выше современной р. Буй (Горецкий, 1964); главенство р. Чусовой над р. Камой, которая сегодня является притоком р. Камы (Обедиентова, 1983).

### Список литературы

1. Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. 346 с.
2. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., Наука, 1964. 415 с.
3. Дедков А.П. О связи порядка и возраста речных долин / Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С 67–74.
4. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 626 с.
5. Краснов И.И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий / Материалы по геоморфологии Урала. Под ред. Герасимова И.П., Эдельштейна Я.С. Т. 1. М; Л: Гос. изд-во геол. лит. Мин. геол. СССР, 1948. С. 47–88.
6. Ласточкин А.Н. К вопросу о теоретическом обосновании некоторых морфометрических построений Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С 147–158.
7. Морфометрический метод при геологических исследованиях: Материалы перв. межвед. совещ. по морфометр. методу поисков тектонических структур, 1–4 февр. 1961 г. / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263 с.
8. Морфометрический метод при геологических исследованиях: Материалы перв. межвед. совещ. по морфометр. методу поисков тектонических структур, 1–4 февр. 1961 г. / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263 с.

9. Обидиентова Г.В. Века и реки. М.: Недра, 1983. 120 с.
10. Силкин К.Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8: Учебно-методическое пособие для вузов. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.
11. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1960. 93 с.
12. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.
13. Философов В.П., Филатов В.Ф. Связь порядков долин и водоразделов с их геологическим возрастом на территории Саратовского Заволжья / Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С 4–66.
14. Чернова И.Ю., Нургалеев Д.К., Хасанов Д.И. Применение геоинформационных технологий для прогнозирования зон нефтегазонакопления. <http://scilance.com/library/book/27822>.
15. Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я., Бильданов Р.Р., Каширина Т.С. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // ArcReview. Современные геоинформационные системы. – М.: ООО ДАТА+, 2005. – № 1 (32). С. 6–7.
16. Четвертков С.С. Некоторые результаты применения морфометрического метода при комплексном изучении закономерностей размещения золотоносных россыпей в бассейнах рек Амазар и Гербы / Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С 296–302.
17. Юдин А.Т., Денисов Р.И. Методика и результаты морфометрических исследований на равнинных пространствах юго-запада Узбекистана / Вопросы морфометрии. Вып. 2 / под ред. Корженевского А.А., Философова В.П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967. С 273–278.
18. Horton R.E. Drainage basin characteristics, Transactions American Geophysical Union, 13, 1932. pp.350–361.
19. Lindsay J.B. The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications. Hydrological Processes, 2005. V. 19. Is. 5. P. 1123–1130.
20. Strahler A.N. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, Geological Society of America Bulletin, 1958. 69. P. 279–300.

# ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕСКОВ УДМУРТИИ

# FEATURES OF QUATERNARY CONTINENTAL SANDS OF UDMURZIA

**А.В. Сергеев**

*Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия  
cylph@rambler.ru*

**A.V. Sergeev**

*Udmurt State University, Izhevsk, Russia*

Территория Удмуртии площадью всего 42 тыс. км<sup>2</sup> располагает значительными запасами песков в количестве более 133 млн. м<sup>3</sup>. Ежегодная лицензионная добыча песков в республике составляет около 300 тыс. м<sup>3</sup>.

Большинство местонахождений (месторождений и проявлений) располагаются в пределах двух субширотных массивов протяженностью десятки и сотни километров, где полезная толща достигает 20 м мощности. Около 60 местонахождений обладают геологическими запасами (балансовыми и забалансовыми) 117,3 млн м<sup>3</sup> и прогнозными ресурсами 16,7 млн. м<sup>3</sup>. Пески используются как стекольное, формовочное и строительное сырье (Сергеев, 2010).

Разведанные запасы стекольных песков составляют 1137 тыс. т.

Металлургия занимает одно из ведущих мест в промышленности республики. Эта отрасль требует использования формовочных песков в литейном производстве. Однако до сих пор разведано только одно месторождение этого сырья (3308 тыс. т).

Строительными песками Удмуртия обеспечена в полной мере. Они применяются для производства строительных растворов, бетонов и силикатных изделий; для подсыпки автодорог, трубопроводов, дамб и других земляных сооружений.

При развитии кирпичном производстве есть необходимость в песках-отошителях. Неоднократные геологоразведочные работы советских лет выявили лишь одно месторождение (311 тыс. м<sup>3</sup>), расположенное в настоящее время на территории природного парка.

Практически все месторождения песков приурочены к четвертичным отложениям различного генезиса. Известны лишь одно месторождение и одно проявление, на которых разрабатывались коренные (уржумский ярус пермской системы) рыхлые песчаники.

На основании анализа фондовых материалов и самостоятельных научных исследований существующие точки зрения на генезис песков междуречья Вятки и Камы можно объединить в следующие группы: 1. зандры донских и днепровских флювиогляциальных потоков; 2. эоловые осадки; 3. аллювиальные отложе-

ния; 4. перигляциальный делювий; 5. флюидизатно-эксплозивные образования (Сергеев, 2012).

1. На государственных геологических картах крупные песчаные массивы, в пределах которых находится большинство местонахождений трактуются как ранне- и среднечетвертичные зандровые поля. Действительно, слабая гранулометрическая и минералогическая сортировка, высокое содержание алевритовой и глинистой фракции, ярко выраженная характерная флювиальная слоистость (неправильная волнистая, диагональная, косая), указывающая на формирование, скорее всего, временными водотоками тающих ледников, а также обширное распространение подтверждают эту точку зрения. Однако указанные структурно-текстурные особенности характерны только для нижней части толщи, а сами массивы имеют не субмеридианальное направление, а субширотное, сплошным покровом пересекая речные долины.

2. Верхняя часть толщи вышеуказанных местонахождений сложена кварцевыми песками, хорошо сортированными (фракция 0,25–0,1 мм составляет 60–80 % и более), тонко- и мелкозернистыми, с полированной поверхностью зерен, неслоистыми, залегающими в виде дюн различной формы (кольцеобразными, параболическими, продольными и поперечными) и изометричных бугров. Эти особенности указывают на эоловый генезис верхней генерации песчаных массивов. В ряде случаев (8 % местонахождений, 15 млн м<sup>3</sup>) данные пески залегают на речных террасах, что говорит об эоловой переработке верхнечетвертичного аллювия. Однако подавляющая часть местонахождений эоловых песков (46 %, 106 млн м<sup>3</sup>) расположены за пределами надпойменных террас выше по склону. Тем не менее, они приурочены именно к субширотным массивам флажковой формы, берущих свое начало в долине р. Вятка, аллювий которой, как считается, подвергся эоловой транспортировке (Бутак, 1986).

Таким образом, разрез песчаных массивов выполнен как минимум двумя генерациями перигляциальных отложений – верхний горизонт песков относится к средне- и (или) верхнечетвертичным отложениям, возникшим в результате ветрового переотложения

кровли подстилающих гляциофлювиальных образований нижнего и (или) среднего неоплейстоцена.

Именно гляциофлювиальные пески, подвергшиеся эоловой переработке, являются объектами пристального внимания недропользователей, далеко не всегда добывающие их на законных основаниях. Благодаря удовлетворительному качеству эти пески широко применяют для производства строительных растворов и, к сожалению, на грунтовую отсыпку различных сооружений (Сергеев, 2007, 2009).

3. Вторая точка зрения трактует пески как аллювий рек, подпруженных ледником; осадки каспийских ингрессий апшеронского века. Однако достоверно аллювиальными могут считаться лишь пески речных террас и современного русла. Местонахождения песков нижних надпойменных террас, пойм и русла составляют 39 % (18 млн м<sup>3</sup>) фонда. В большинстве своем, это мелкие объекты (за исключением русла р. Кама) на низкой пойме средних рек, состоящие из плохо отсортированных песков, полиминеральных, разнотернистых, с мелким гравием. Такие местонахождения активно разрабатываются на отмелях благодаря простой технологии и ежегодному восполнению, что позволяет недобросовестным недропользователям и маркшейдерам скрывать реальный объем добычи.

4. Известны единичные местонахождения песков (7 %, 0,6 млн м<sup>3</sup>), залегающих на коренных и четвертичных породах склонов, которые могут считаться перигляциальным делювием. Они отличаются очень плохой сортировкой, глинистостью, наличием дресвы, неясной волнистой слоистостью, небольшой мощностью. Перспектив делювиальные пески не имеют.

5. Пермскими геологами высказана точка зрения, согласно которой широко распространенные отложения могут быть определены как песчаные флюидизиты – продукты деятельности высокофлюидных магм кимберлит-лампроитового ряда, сформированные на начальной стадии активизации флюидизатно-эксплозивной системы. Обломочный материал в этих породах обнаруживает разную степень обработки: наряду с оскольчататыми присут-

ствуют обломки с высокой степенью сферичности. В кварце часто выявляются ориентированный рутил и планарные элементы, деформации, двойникование и другие признаки ударных и хрупко-пластических деформаций. Характерным индикационным признаком являются жилы ксенотуффизитов, развившихся по системам контракционных трещин, заложенных в момент остывания флюидизитов и внедрения последующих порций интрузивно-пирокластического материала (Головков, 2011). Однако полное отсутствие в четвертичном периоде магматических явлений в Удмуртии, высокая степень консолидации фундамента и осадочного чехла при мощности последнего 3–6 км, а главное – приуроченность перечисленных признаков к коренным песчаникам не позволяют распространять данный генезис на четвертичные пески.

Таким образом, наиболее вероятным представляется гетерогенное происхождение песков на территории Удмуртии (Головков, 2012; Сергеев, 2012).

Наиболее перспективными в плане расширения сырьевой базы представляются эолово-гляциофлювиальные пески. Самые крупные залежи таких песков образовались в период отступления ледников неоплейстоцена, скорее всего, донского века (fs I dn), криушинской свиты (f I kš). Гляциофлювиальные отложения этого времени, а, возможно, также среднего и верхнего плейстоцена (стратиграфия этих песков изучена недостаточно), подверглись эоловой переработке, вероятно, в осташковский век.

Литолого-фациальные особенности помогают установить связь месторождений с определенными фациями осадочных пород и пространственное распределение месторождений. Гляциофлювиальные пески образовались в термоксеротические фазы межледниковий четвертичного периода (период отступления ледника), эоловые пески – в криоксеротические фазы оледенений (период стабилизации наступания ледника). Выделяя фации на предварительно оконтуренных площадях по картам четвертичных отложений, можно конкретизировать границы перспективных участков.

### Список литературы

1. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казанского университета, 1986.
2. Головков И.Г. Геолого-минералогическое исследование песков на территории Удмуртской Республики (1 этап), выполненный ООО НПП «Геомониторинг», 2011.
3. Головков И.Г., Сергеев А.В., Рыбальченко А.Я. Геолого-минералогическое исследование песков на территории Ижевской агломерации (2 этап), выполненный ООО НПП «Геомониторинг», 2012.
4. Сергеев А.В. Проблемы минерально-сырьевой базы Удмуртской Республики // Природно-ресурсный потенциал Республики Татарстан и сопредельных территорий. Казань: Изд-во ТГПУ, 2007. С. 54–57.
5. Сергеев А.В. Проблемы добычи нерудных полезных ископаемых в Удмуртии // Материалы Международной научно-практической конференции «Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты». Воронеж: Изд-во ООО «Воронежпечать», 2009.
6. Сергеев А.В. Территориальный баланс запасов нерудных полезных ископаемых Удмуртской Республики на 01.01.2010 г. Ижевск, 2010.
7. Сергеев А.В. К вопросу генезиса песчаных массивов Удмуртии // Материалы XXVII пленарного межвузовского координационного совещания по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Ижевск: Изд-во Удмуртского университета, 2012. С. 173–174.



**КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ГОРИЗОНТОВ ЛЁССОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ  
СИБИРИ, РАЗРЕЗ ЛОЖОК**

**COMPLEX STUDY  
OF LATE PLEISTOCENE LOESS LAYERS,  
SOUTH OF WEST SIBERIA,  
LOZHOK SECTION**

**А.О. Сизикова**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
sizikova\_a@ngs.ru*

**A.O. Sizikova**

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Разрезы верхнеоплейстоценовой лёссово-почвенной толщи широко распространены в Западной Сибири. Лёссово-почвенная последовательность является наиболее полной и детальной континентальной записью климата, отражающей глобальные и региональные изменения природной среды в прошлом. Ее стратиграфические горизонты отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата (Зыкина, Зыкин, 2012) и, следовательно, она является подробной эталонной шкалой для детального исследования не только ископаемых почв, но и горизонтов лессов, а также для внутри и межрегиональных корреляций.

Структура верхнеоплейстоценовой лёссово-почвенной толщи южной части Западной Сибири показывает периодичность условий почвообразования и лёссонакопления, связанных с изменением влажности и температуры. Она состоит из трех горизонтов лёссов (баганский, ельцовский и тулинский) – и двух педокомплексов (искитимский и бердский). Баганский и ельцовский лёссы выделены в составе сартанского горизонта (МИС-2). Первый залегает непосредственно под голоценовым почвенным покровом (МИС-1), а последующий – на образованиях каргинского интерстадиала (МИС-3). Тулинский лёсс соответствует МИС-4 и перекрыт отложениями искитимского педокомплекса (МИС-3). Ниже находится бердский педокомплекс, коррелируемый с МИС-5 и объединяющий почвенные образования и субаэральные отложения казанцевского межледниковья (Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012).

Комплексное исследование проводилось для разреза Ложок, который является стратотипическим для верхнеоплейстоценовых отложений лёссово-почвенной последовательности Новосибирского Приобья. Впервые он был изучен И.А. Волковым. В данном разрезе представлены все горизонты лёссово-почвенной последовательности позднего неоплейстоцена (Волков, 1971).

Комплекс методов включает в себя морфоскопию и морфометрию песчаных кварцевых зерен,

использование элементных отношений Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Ca, Mg/Sr, получение подробного валового состава, проведение детального гранулометрического анализа, измерение магнитной восприимчивости.

Для доказательства, что изученные отложения образовались в условиях холодного аридного климата и являются лёссами, впервые для исследуемой территории был применен метод морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен по методике, разработанной в ИГ РАН (Величко, Тимирева, 2002). Для различных палеогеографических обстановок свойственны характерные текстуры зерен и признаки, указывающие на определенную среду и преобладающие в ней процессы. На основании изучения кварцевых зерен по различным параметрам делается вывод об условиях формирования осадка и его происхождения.

Отношения Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Ca, Mg/Sr основаны на различных скоростях выщелачивания соответствующих элементов из отложений. Для исследуемой территории эти отношения использовались впервые и гипотетически должны были предоставить детальную информацию об изменчивости увлажненности климата прошлого. Содержание Ca, Ba, Sr и Mg получено атомно-эмиссионным методом (ICP-AES) из карбонатной вытяжки грунта в азотнокислой среде по методике, предложенной М. Бокхорстом с соавторами (Bokhorst et al., 2009). Интервал отбора образцов составлял 10 см.

Подробный валовой состав получен рентгенофлюоресцентным методом с интервалом отбора образцов 20–30 см. Впервые детально охарактеризованы разновозрастные горизонты лёссов последних 130000 лет. Педокомплексы были подробно изучены и описаны ранее (Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012), при этом горизонты лёссов рассматривались только в качестве материнской породы палеопочв и подробно не изучались. Выявлено, что основными компонентами валового состава, отражающими значительные изменения по разрезу, являются  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ , CaO и MgO. Вариации их содержания позволяют отследить флуктуации, выразившиеся в увлажнении или иссушении палеоклимата. Кроме

того, рассчитаны молекулярные отношения  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ .

Помимо впервые использованных для исследуемой территории новых методов были также применены и традиционные: изучен гранулометрический состав и измерена магнитная восприимчивость. Отбор образцов для этих методов проводился с детальностью 5 см.

Гранулометрический анализ позволяет получить информацию о характере и динамике среды, в которой происходило накопление осадка. Крупнозернистые фракции связаны с активной средой, для которой типичны холодные аридные условия и сильные ветра, а мелкозернистый материал соответствует низкой энергии осаждения в теплых условиях (Nugteren et al., 2004). Пробоподготовка проводилась согласно Конерту и Ванденбергу (1997), образцы измерялись на лазерном измерителе размера частиц Fritsch Analysette 22. Помимо стандартных характеристик гранулометрического состава, впервые для исследуемой территории применены коэффициент  $U$ -ratio, свидетельствующий о силе ветрового потока (Vandenberghe et al., 1985), и суммарная фракция  $>16$  мкм (Nugteren et al., 2004). Исключение глинистой фракции из обоих параметров позволило избежать влияния вторичных процессов, тем самым позволив отразить непосредственно сам процесс седиментации. Ранее гранулометрический состав почв и лёссов разреза Ложок был изучен, но с более низкой степенью детальности (Зыкина и др., 1981).

В сочетании с корректными данными о первичном гранулометрическом составе магнитная восприимчивость может выступать в роли индикатора увлажненности. Магнитные исследования опорного разреза Ложок проводились ранее (Матасова, 2006; Kravchinsky et al, 2008).

Измерения низкочастотной ( $X_{LF}$ ) и высокочастотной ( $X_{HF}$ ) магнитной восприимчивости проводились в лаборатории на приборе Bartington MS-2 по неориентированным образцам. Детальность измерения обеспечивалась отбором образцов с интервалом 5 см. Также рассчитывалась частотно-зависимая магнитная восприимчивость ( $X_{FD}$ ).

Метод морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен разреза Ложок показал, что рассматриваемые горизонты лёссовидных суглинков образовались эоловым путем, о чем свидетельствует повсеместная микроямчатая текстура поверхности зерен и достаточно высокие показатели коэффициента окатанности и степени заматованности. При их образовании присутствовал также криогенез: на большинстве зерен отмечаются характерные раковистые сколы. Это доказывает, что все изученные верхнеплейстоценовые горизонты лёссов образовались в условиях перигляциальной обстановки (сухие холодные пустыни).

Элементные отношения  $\text{Ba}/\text{Sr}$ ,  $\text{Sr}/\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}/\text{Sr}$  показывают большие значения в отложениях педокомплексов, а меньшие в лёссовых горизонтах и обратно пропорциональны магнитной восприимчивости. Наиболее показательным для исследуемых отложений является отношение бария к стронцию. Отношения, контролируемые содержанием кальция, показывают большое соответствие друг другу.

Данные валового состава горизонтов лёссов показывают уменьшение содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и увеличение  $\text{CaO}$  от сузунского лёсса (МИС-6) к баганскому (МИС-2); происходит отчетливое увеличение молекулярных отношений  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  от МИС-6 к МИС-2. Это свидетельствует о том, что климат холодных эпох в интервале от 130000 до 10000 лет назад постепенно становился суше и холоднее. Наличие колебаний, которые выявляются различными индикаторами, говорит о том, что этот тренд не был постоянным, присутствовали явные кратковременные периоды незначительного увлажнения палеоклимата.

Результаты гранулометрического анализа изученных отложений показали, что преобладающей фракцией является крупная пыль. Распределение фракции мелкозернистого песка, крупной пыли, среднего размера зерна, увеличивается от сузунского лёсса (МИС-6) к баганскому (МИС-2). Это свидетельствует об усилении активности динамики среды в течение позднего неоплейстоцена (от МИС-6 к МИС-2). Сила ветрового потока, о которой свидетельствует коэффициент  $U$ -ratio, также подтверждает интенсификацию среды, что согласуется с данными о большей скорости лёссонакопления в это время (Сизикова, Зыкина, 2011). В теплые периоды превалировала седиментация фракции  $<16$  мкм, в то время как осадконакопление в холодные периоды показывает преобладание фракции  $>16$  мкм. По этой причине, фракция  $>16$  мкм может использоваться в качестве индикатора палеоклимата для лёссовых горизонтов, а именно для периодов сильного похолодания.

Таким образом, данные по элементным отношениям, магнитной восприимчивости, гранулометрическому и валовому составу отложений холодных стадий последних 130 000 лет показывают наличие палеоклиматических колебаний.

В течение каждой холодной аридной эпохи за последние 130 000 лет отмечается несколько явных кратковременных периодов незначительного увлажнения климата, во время которых также снижалась сила ветра, что свидетельствует о том, что тренд иссушения и похолодания климатических условий не был постоянным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31414-мол\_a).

### Список литературы

1. Величко А.А., Тимирева С.Н. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лёссов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: ИГ РАН, 2002. С. 170–185.
2. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. – М.: Наука, 1971. 254 с.
3. Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 203 с.
4. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене // Новосибирск: «Гео», 2012. 477 с.
5. Матасова Г.Г. Магнетизм позднелайстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субаэральной формации: диссертация ...доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10. Новосибирск, 2006. 276 с.
6. Сизикова А.О., Зыкина В.С. Лёссовые горизонты верхнего плейстоцена юго-восточной части Западной Сибири – свидетели холодных эпох // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Том II. Кайнозой. Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса, 18–22 апреля 2011 г., Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011. С. 159–164.
7. Bokhorst M.P., Beets C.J., Markovic S.B., Gerasimenko N.P., Matviishina Z.N., Frechen M. Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences // *Quaternary International*, 2009. Vol. 198. P. 113–123.
8. Konert M., Vandenberghe J. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction // *Sedimentology*, 1997. 44. P. 523–535.
9. Nugteren G., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Zhizheng A. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the Central Loess Plateau, China // *Global and Planetary Change*, 2004. 41. P. 167–183.
10. Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zysin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequence // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008. V. 265. P. 498–514.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ  
СПЕЦИФИЧЕСКИХ РЫХЛЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ ПЕЩЕРЫ ТРЮ-44  
(КАВКАЗСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ПРИРОДНЫЙ БИОСФЕРНЫЙ  
ЗАПОВЕДНИК)** | **THE GEOLOGICAL SETTINGS  
OF PECULIAR UNCONSOLIDATED  
SEDIMENTARY FORMS IN THE TRYU-44  
CAVE (CAUCASIAN STATE  
NATURE BIOSPHERE  
RESERVE)**

**А.Н. Симакова<sup>1</sup>, А.С. Тесаков<sup>1</sup>, В.А. Исаев<sup>2</sup>, М.А. Ренева<sup>2</sup>, А.А. Остапенко<sup>3</sup>,  
О.Ю. Крицкая<sup>3</sup>, П.Д. Фролов<sup>1</sup>, М.И. Школьник<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва; *simak2001@mail.ru*

<sup>2</sup>Сочинское отделение РГО, Сочи, Россия; *sorgo05@gmail.com*

<sup>3</sup>Кубанский Государственный Университет, Краснодар, Россия; *sorgo05@gmail.com*

**A.N. Simakova<sup>1</sup>, A.S. Tesakov<sup>1</sup>, V.A. Isaev<sup>2</sup>, M.A. Reneva<sup>2</sup>, A. A. Ostapenko<sup>3</sup>,  
O.Yu. Krickaya<sup>3</sup>, P.D. Frolov<sup>1</sup>, M.I. Shkolnik<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Sochi Branch of the Russian Geographic Society, Sochi, Russia

<sup>3</sup>Kuban State University, Krasnodar, Russia

Карстовый массив хребта Скирда расположен на междуречье рр. Малая Лаба и Уруштен в районе кордона Черноречье на территории Кавказского государственного природного биосферного заповедника. Он относится к системе Передового хребта Большого Кавказа. Это участок среднегорного рельефа с высотами не выше 2500 м над у.м. Хребет Скирда представляет собой одиночный останцовый платообразный массив с крутыми обрывистыми склонами, сформированными эрозией рек и тектоникой. Массив сложен мощной моноклиальной толщей триасовых известняков. Верхнюю часть массива составляют рифогенные карбонатные породы норийского яруса верхнего триаса. Это в основном массивные или толстослоистые известняки красноватых и розовых тонов от массивных крупнокристаллических до пелитоморфных фарфоровидных, общей мощностью до 200 м. В их основании лежит базальный конгломерат, являющийся водоупором для карстовых полостей, заложенных в породах норийского яруса. Массив интенсивно закарстован. Поверхностные формы (воронки, колодцы) наиболее широко представлены в верхней платообразной части хребта. Входы в крупные горизонтальные пещеры расположены на склонах хребта и приурочены к древним эрозионным ступеням. Практически все известные пещеры такого типа в настоящее время не имеют активного водотока (Костин, 1974; Крицкая, 2000, 2001; Крицкая и др., 2002; Крицкая, Остапенко, 2010).

В 1981 г. на массиве Скирда работала экспедиция Адлерской секции спелеологии под руководством А.А. Плоткина. В этой экспедиции было открыто около двух десятков пещер (Плоткин, Астахов, 1982), в том числе небольшая пещера, получившая индекс Трю-44. Это слабонаклонная

субгоризонтальная полость с общей ориентировкой 3-В и слабым уклоном на запад. Суммарная длина отснятой части около 200 метров, амплитуда около 18,4 м (рис. 1). В нижней части пещеры расположен неисследованный восходящий колодец, по которому когда-то шел мощный приток воды. В дальней (западной) части пещеры расположен нижний зал с мощными глиняными валами, окаймляющими пониженный участок карбонатного пола, в который «вцементированы» части скелетов двух особей пещерного медведя в анатомическом зале гании. Вход в пещеру Трю-44 расположен в эскарпе юго-западной экспозиции и приурочен к древней структурно-эрозионной ступени у верхнего края лесного пояса. Судя по морфологии полости, чередованию нисходящих и восходящих участков, на начальном этапе она была создана напорными водами. В последующую (инфильтрационную) стадию вода накапливается в дальней нижней части пещеры, о чем свидетельствуют кальцитовые плиты и другие крупные натечные формы. Возможно Трю-44 является остатками верхнего этажа более крупной карстовой системы куда входила и известная пещера Бабайловская.

В 1983 г. пещере Трю-44 изучалась экспедицией с участием адлерских спелеологов, научных сотрудников Кавказского заповедника и палеозоолога Н.И. Бурчак-Абрамовича. Из пещеры были изъяты кости пещерного медведя, в том числе несколько черепов. В последующие годы (1986, 1996, 1998–1999, 2011–2012) изучение пещеры проводилось силами спелеологов Сочинского отделения РГО под руководством В.А. Исаева.

Особый интерес исследователей вызывали глиняные валы, образующие разорванное кольцо в дальнем зале пещеры. В 1996 г. спелеологом



А. Старых было высказано предположение об искусственном происхождении валов и их использовании в качестве плотин водосборной системы. Исследовательская программа по проверке рукотворного происхождения глиняных валов была предложена В.Д. Резваном (2003).

В 2011 г. были взяты образцы из небольшого шурфа в южном валу, а во время экспедиции 2012 г., организованной СО РГО с участием исследователей из ГИН РАН и Кубанского госуниверситета, было проведена топографическая съемка пещеры, а глинистые отложения валов были вскрыты четырьмя скважинами с использованием ручного бура. Были отобраны образцы для палинологического анализа. Скв. 1 и 4 прошли толщу валов, скважины 2 и 3 были заложены в дне межвального понижения (рис. 1).

Наиболее представительным оказался разрез скважины 4, вскрывшей толщу правого вала и подстилающие отложения до коренного дна пещеры. Принципиальный разрез имеет следующее строение, снизу-вверх: слой 1 (глубина от вершины вала – 1,35–1,0 м): переслаивание супесчано-песчаных отложений с включениями мелкой гальки и гравия известняков и песчаников, и карбонатных корок (отложения под современным дном зала); слой 2 (1,0–0,9): карбонатная кора с марганцевыми выцветами (современное дно межвального блюдцеобразного понижения); слой 3 (0,9–0): рыжевато-коричневые глины (собственно тело вала). Глины слоя неоднородны и имеют цветовые границы на глубинах 0,2 и 0,6 м, кроме того, глина на глубинах 0,0–0,2 и 0,6–0,9 м – более крупнокомковатая и пластичная.

Палинологический анализ был проведен в Лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН. Мацерация образцов проводилась по традиционной методике (Гричук, 1949). Образцы дополнительно обрабатывались пирофосфатом натрия и плавиковой кислотой. При интерпретации палинологического материала мы основывались также на данных по рецентным спектрам для различных растительных зон (Гричук, Заклинская, 1948; Клопотовская, 1973), на присутствии в спектрах индикаторных видов для различных возрастных интервалов (Шатилова, 1982; Мчледлишвили, 1982; Маргалитадзе, 1982).

Изучение образцов дало следующие результаты. **Обр. 1** (Слой 1: 1,12 м) содержит единичные зерна *Pinus*, *Betula*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*. **Обр. 2** (Слой 3: интервал 0,9–0,6: 0,75 м) – преобладает пыльца *Pinus* и *Picea*. Присутствует *Cedrus*, *Abies*, *Pinus* sg. *Haploxyylon*, *Betula*, *Tilia*, *Carpinus*, *Lonicera*. Травы представлены пыльцой *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Chenopodiaceae*. Встречены единичные споры *Polypodiaceae*. Спектр характеризует широкое развитие хвойных сосново-еловых ле-

сов. Присутствие *Cedrus* и *Pinus* sg. *Haploxyylon* позволяет предположить *среднеплейстоценовый* возраст отложений. **Обр. 3** (Слой 3: интервал 0,6–0,4) – доминирует пыльца трав – *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Caryophyllaceae*. В древесной группе доминирует пыльца сосен. Встречены единичные зерна ели, пихты, березы, ольхи, вяза и в значительных количествах (>5 %) липы. Вверх по разрезу сокращается количество древесной пыльцы в общем составе спектров, возрастает количество пыльцы астровых и гвоздичных, исчезает реликтовая пыльца. Вероятно, доминировали безлесные луговые ландшафты или граница лесной и луговой зоны проходит рядом. Возраст отложений верхних образцов *не древнее позднего плейстоцена*. **Обр. 4** (Слой 3: интервал 0,4–0,2) – содержит разнообразный состав пыльцы древесных пород, при доминировании сосен. Среди хвойных определены *Tsuga* cf. *sieboldii*, *Cedrus* cf. *deodara*, *Picea* и *Abies*. Среди лиственных деревьев присутствует пыльца *Corylus*, *Buxus*, *Celtis*, *Platycarya*, *Quercus*. В травянистой группе доминирует пыльца *Asteraceae*, *Dipsacaceae*. Значительно количество спор (*Polypodiaceae*) – 10 % от общего состава спектра. Пещера была окружена хвойно-широколиственными лесами в сочетании с участками луговой растительности. Присутствие в спектрах пыльцы *Tsuga* cf. *sieboldii*, *Cedrus* cf. *deodara*, *Platycarya*, *Buxus* указывают на относительно древний возраст отложений. Последние находки пыльцы *Tsuga sieboldii* и *Cedrus* на территории Грузии по данным И.И. Шатиловой (1982), Н.Ш. Мчледлишвили (1982) относятся к отложениям узунларского времени. Таким образом, возраст отложений с глубины 0,2–0,4 м – *среднеплейстоценовый*. **Обр. 5** (Слой 3: интервал 0,2–0,0) – преобладает пыльца трав – *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Caryophyllaceae*. В древесной группе доминирует пыльца сосен. Встречены единичные зерна ели, пихты, березы, ольхи, вяза и в значительных количествах (>5 %) липы. Сокращается количество древесной пыльцы в общем составе спектров, возрастает количество пыльцы астровых и гвоздичных, исчезает реликтовая пыльца. Доминировали безлесные луговые ландшафты, граница лесного пояса проходила ниже современной. Возраст отложений – не древнее *позднего плейстоцена*.

Глинистые отложения валов подстилаются песчано-галечными отложениями, что указывает на наличие водных потоков, которые, вероятно текли со стороны зала с колодцем. В глинах межвального понижения и в песчано-галечных отложениях встречены единичные пыльцевые зерна сосны, березы, астровых и споры грибов. В то же время глинистые отложения валов содержат достаточное количество пыльцы и спор. В спектрах отмечается две смены молодых (позднеплейстоценовых) и более

древних (среднеплейстоценовых) спектров, границы которых имеют литологическое подтверждение. Эти данные позволяют предположить, что валы имеют искусственное происхождение. Глина для постройки валов, вероятно, принесена из мест, расположенных ближе к выходу из пещеры, куда достигал пыльцевой дождь. Послойная разновозрастность отложений (чередование более древних – среднеплейстоценовых и молодых – позднеплейстоценовых) также указывает на искусственное происхождение валов. Возраст самих построек оценить на данный момент трудно, но вероятнее всего он – голоценовый. Ассоциация млекопитающих с преобладанием костей пещерного медведя *Ursus kudarensis* – типична для фаун среднего-позднего плейстоцена Западного Кавказа (Baryshnikov, 2002; Барышников, 2012) и вероятно значительно древнее времени постройки валов. В пещере не проводилось специальных археологических работ. Примечательный артефакт в средней части пещеры – горшок догончарной лепной керамики указывает на использование пещеры

в хозяйственных и ритуальных целях в период не ранее 2–4 тысячелетия до н.э.

Установление искусственного происхождения глиняных валов в нижнем зале пещеры Трю-44 не решает проблемы их функционального назначения. Две рабочие гипотезы предполагают использование их в качестве стенок водосборной системы или/и в ритуальной деятельности, связанной с медвежьим культом.

Пещера Трю-44 является уникальным георхивом, накопивших свидетельства развития природной среды и человека на Кавказе в среднем-позднем плейстоцене и голоцене. Отложения пещеры должны стать объектом дальнейших археологических и палеонтологических исследований.

Работа поддержана проектами РФФИ 12-05-00904-а, 12-04-01691-а. Администрация Кавказского государственного природного биосферного заповедника оказала любезное содействие по доступу сотрудников экспедиции в район массива Скирда.

#### Список литературы

1. Барышников Г.Ф. Обзор ископаемых остатков позвоночных из плейстоценовых слоев Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) // Труды Зоологического института РАН, 2012. Т. 316. № 2. С. 93–138.
2. Гричук В.П. 1949. Использование спорово-пыльцевых диаграмм для целей реконструкции растительности четвертичного периода // Пыльцевой анализ. Под ред. И.М. Покровской. Ленинград. Госгенлитиздат, 1949. С. 90–106.
3. Гричук В. П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и использование этих данных в палеогеографии. М. Географгиз, 1948. 240 с.
4. Костин П.А. Карст в триасовых известняках Передового хребта междуречья Малой Лабы и Белой (Северный Кавказ) // Северный Кавказ, сборник. Вып. 3-й (физическая и историческая география). Ставрополь, 1974. С. 51–63.
5. Барышников Г.Ф. Обзор ископаемых остатков позвоночных из плейстоценовых слоев Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) // Труды Зоологического института РАН, 2012. Т. 316. № 2. С. 93–138.
6. Клопотовская Н.Б. 1973. Основные закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров в горных районах Кавказа АН СССР. Ин-т географии им. Вахушти, 1973. Тбилиси. Мецниереба, 184 с.
7. Крицкая О.Ю. Карстовые пещеры хр. Скирда (Западный Кавказ) // Свет. Междунар. спелеологический журнал СНГ, 2000. № 1(21). С. 35–37.
8. Крицкая О.Ю. Закономерности формирования и развития карстового рельефа в триасовых известняках Западного Кавказа. Автореф. канд. дисс. Краснодар, 2001. 23 с.
9. Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Газарян С.В. Результаты комплексной экспедиции на карстовый массив Скирда / Актуальные вопросы экологии и охрана природы южных регионов России и сопредельных территорий. Мат-лы научн. конференции. Краснодар, 2002. С. 257–260.
10. Крицкая О.Ю., Остапенко А.А. Региональные особенности распространения и развития карстовых пещер на северном макросклоне Западного Кавказа / Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук. Материалы международной научно-практической конференции. Набережные Челны, 2010. С. 17–21.
11. Маргалитадзе Н.А. Голоценовая история растительности горной Колхиды / Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 131–150.
12. Мчледлишвили Н.Ш. Значение рода *Tsuga* Carr. для геохронологического подразделения плиоценовых и плейстоценовых отложений Грузии / Четвертичная система Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 117–123.
13. Плоткин Л.А., Астахов В.В. Карст Передового хребта западного Кавказа (междуречье Малой Лабы и Уруштена) // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. Тезисы докладов. М., 1982. С. 183.
14. Резван В.Д. Некоторые предложения по методике исследования аномального элемента подземного ландшафта в пещере Трю-44 (карстовый массив Скирда, Западный Кавказ) / Карст и пещеры Кавказа. Материалы IV регионального карстолого-спелеологического совещания. Сочи: Кавказ, 2003. С. 39–45.
15. Шатилова И.И. Палинологические комплексы узунларских отложений Грузии / Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 88–107.
16. Baryshnikov G. Local biochronology of Middle and Late Pleistocene mammals from the Caucasus // Russian Journal of Theriology, 2002. V. 1. № 1. P. 61–67.

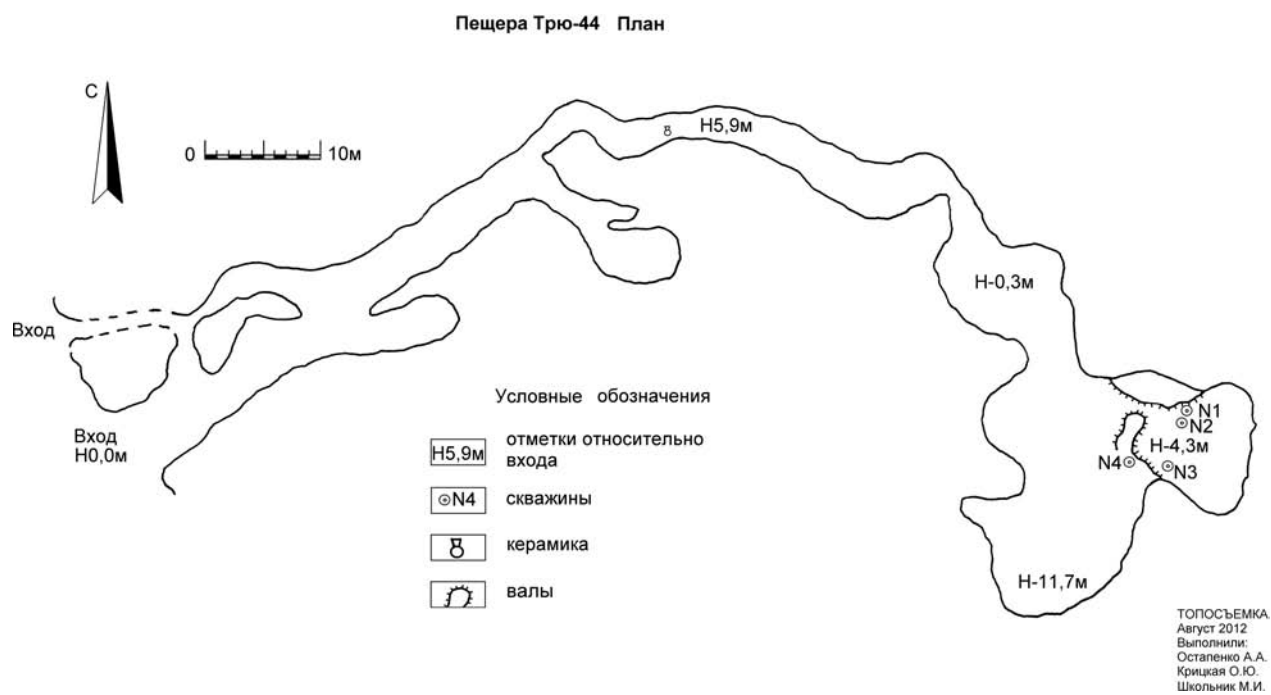


Рис. 1. План пещеры Трю-44

**УРОВНИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА  
РАСТИТЕЛЬНОСТИ ТЕРРИТОРИИ  
УКРАИНЫ НА ПРОТЯЖЕНИИ  
ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА – РАННЕГО  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА**

**LEVELS OF CHANGE  
OF VEGETATION COMPOSITION  
IN UKRAINE DURING THE LATE  
PLIOCENE – EARLY NEOPLEISTOCENE**

**Е.А. Сиренко**

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина  
o\_sirenko@ukr.net*

**E.A. Sirenko**

*Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine*

Анализ результатов детальных палинологических исследований разнофациальных отложений верхнего плиоцена и субаэральных пород нижнего неоплейстоцена платформенной Украины позволяет реконструировать следующие уровни изменения состава позднеплиоценовой-раннеоплейстоценовой растительности.

Первый уровень (3,5 млн лет, кизыльярское время) проявился в исчезновении из лесов большей части территории Украины практически всех термофильных элементов, обеднении таксономического состава лесных и травянистых группировок, господстве хвойных (преимущественно сосен под рода *Diploxylon*) в составе лесных ценозов.

Второй уровень – раннекуяльницкое и раннебогдановское время – связан с преобладанием в составе растительного покрова территории Украины хвойных лесов с незначительной примесью широколиственных и термофильных растений, а также сосен подрода *Haploxyton* и подчиненным значением травянистых группировок.

Третий уровень – начало второй половины раннекуяльницкого и позднебогдановского времени – проявился в практически полном исчезновении из состава лесов термофильных элементов, изменении доминант среди широколиственных пород умеренно-теплой зоны, а также сокращении их количества. Наиболее отчетливо нашел отражение в восточных и юго-восточных регионах Украины. К этому периоду приурочено начало яркой дифференциации растительного покрова территории Украины

Четвертый уровень – начало среднекуяльницкого времени и раннесиверское время (2,58 млн лет). С этого периода на значительной части территории Украины господствующим стал лесостепной тип растительности, а в районах, прилегающих к береговой линии куяльницкого моря (Северное и Восточное Приазовье) и области развития боярского озера (центральная часть Украинского щита) – степной. В структуре растительного покрова расширилась роль травянистых ценозов, а в их

составе – разнотравных группировок. В пределах Приднепровской низменности, Приднепровской возвышенности и частично Приднепровской равнины появились мелкие водоемы и приуроченная к ним лугово-болотная растительность. В этот период также продолжилось нарастание дифференциации растительного покрова. К речным террасам были приурочены сосновые и березово-сосновые лесные группировки очень обедненного состава, на плакорах широкое развитие получили разнотравные ценозы, а вблизи побережий куяльницкого моря – травянистые ценозы с преобладанием *Chenopodiaceae*.

Пятый уровень отвечает позднекуяльницкому и береговскому времени и отличается господством в пределах практически всех регионов Украины лесостепных ценозов, значительным участием и таксономическим разнообразием в составе лесов лиственных растений, в том числе и термофильных.

Шестой уровень связан с аридизацией климата в березанское время эоплейстоцена (1,8 млн лет) по-сравнению с позднеплиоценовым (береговским временем). В пределах всей территории платформенной Украины широкое развитие получили лесные группировки обедненного таксономического состава и травянистые ценозы, основными компонентами которых были представители семейств *Chenopodiaceae* и *Asteraceae*. О некотором похолодании климата в эоплейстоцене может свидетельствовать также появление темнохвойных элементов в составе лесных ценозов практически всей территории Украины, а также некоторое сокращение количества и разнообразия в их составе термофильных элементов. Растительность широкинского времени имела переходный характер от эоплейстоцена к неоплейстоцену.

Седьмой уровень связан со значительной гумидизацией климата, приурочен к первому теплому этапу раннего неоплейстоцена (мартоношскому) и очень ярко проявился в растительном покрове всей территории Украины доминированием в пределах ее центральной, северо-восточной и западной



частей лесного типа растительности, а также значительным участием в составе растительного покрова хвойных, в том числе сосен подрода *Haploxyylon*, заметным таксономическим разнообразием лиственных растений и присутствием термофильных элементов.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что наиболее ярко выраженные уровни изменения растительности на протяжении позднего плейстоцена – раннего неоплейстоцена Украины приурочены к рубежам 3,5 млн лет, 2,58 млн лет и 1,8 млн лет и прослежены также для территории Европейской части России.

В конце раннего – начале позднего плейстоцена (3,5 млн лет) в пределах значительной части территории Украины и Европейской части России зафиксирован уровень заметного обеднения состава растительности, а древесные группировки состояли преимущественно из хвойных (кизиль-ярское время в Украине и начало раннего акчагыла в России). Согласно материалам В.В. Писаревой (Pisareva, 2006), в лесной зоне Камско-Ветлужского междуречья на уровне 3,5 млн лет широкое развитие получили темнохвойные леса, близкие к северо-таежным, которые на более позднем этапе сменились хвойно-широколиственными лесами с примесью реликтовых древесных пород и травянистых растений. В пределах лесостепной зоны (Саратовское Заволжье) в это время произрастали хвойные леса с заметным участием широколиственных пород. По данным Л.И. Линкиной (2006), в центральной части Среднего Поволжья в начале раннеакчагыльского времени (раннесокольского) господствовали сосновые леса, которые к середине этапа (среднесокольское время) сменились смешанными лесами с участием широколиственных пород, а в конце этапа (позднесокольское время) состав этих лесов несколько обеднился.

Следующий заметный уровень в изменении состава растительности приурочен к рубежу 2,58 млн лет и также связан с похолоданием и аридизацией климата. По данным А.А. Величко с соавторами (2011) в бассейнах Камы и Верхней Волги в это время распространялись ельники, а на болотах-кустарниковые виды берез и ольховник. В центральной части среднего Поволжья (Линкина, 2006) в раннечистопольское время также отмечено похолодание, проявившееся в широком развитии елово-сосновых лесов с небольшой примесью березы и ольхи. В среднечистопольское время небольшое потепление и увлажнение климата способствовало возвращению в состав лесов широколиственных пород, количество которых значительно сократилось в позднечистопольское и аккумуляевское время.

В Южных регионах России, в частности в пределах Приазовья в среднеакчагыльское время, по

материалам Е.Н. Анановой (1974) произошла смена лесостепных ландшафтов степными. На значительных площадях широкое развитие получили злаково-разнотравные и марево-полянныя ценозы с участием эфедры, а малочисленные лесные группировки были приурочены лишь к долинам рек.

Подобные закономерности смены состава растительности прослежены нами в начале среднекуляницкого времени Восточного Приазовья и северского времени центральных и северо-восточных регионов Украины. Необходимо отметить, что эфедра и полянно-маревые группировки были характерны преимущественно для территорий, прилегающих к среднекуляницкому и среднеакчагыльскому бассейнам, а на удаленных от береговой линии участках, как в пределах Украины, так и России широкое развитие получили разнотравные и злаково-разнотравные ценозы.

Таким образом наши исследования полностью подтверждают вывод Величко и соавторов (2011) о значительных изменениях в ландшафтной обстановке в пределах Восточно-Европейской платформы на рубеже около 2,6 млн лет. В то же время мы считаем, что указанный уровень не может быть использован в качестве основания для понижения границы квартала. Смена типа ландшафта от лесных и лесостепных второй половины раннекуляницкого (позднебогдановского) времени к степным первой половины среднекуляницкого (раннесиверского) времени обусловлена преимущественно усилением аридизации климата и не повлекла за собой в дальнейшем обеднение и исчезновение термофильных элементов, которые вновь появились в составе растительных группировок среднекуляницкого (среднесиверского) времени, а позднее – береговского времени и по количеству и таксономическому разнообразию зачастую превышали лесные сообщества раннекуляницкого времени. Изменения же таксономического состава флор и выпадение из их числа американо-восточно-азиатских и восточно-азиатских родов приурочены именно к уровню плейстоцен-эоплейстоцен (1,8 млн лет) и наиболее ярко проявились в южных и юго-восточных регионах Украины.

На рубеже 1,8 млн лет изменилась экологическая структура растительных группировок, в составе которых в эоплейстоценовое время увеличилась роль ксерофильных травянистых растений и лиственных пород, менее требовательных к влаге (*Quercus*), а в лесах крыжановского времени практически всей территории Украины появились темнохвойные элементы (*Picea*), заметно возросла роль мелколиственных растений умеренной зоны, а также сократилось количество термофильных растений. Более яркие изменения на уровне поздний плейстоцен-эоплейстоцен зафиксированы в южных

регионах Украины и на Донбассе. Так, среднекуяльницкие (среднесиверские) и береговские растительные группировки позднего плиоцена отличались от эоплейстоценовых березанских и крыжановских более широким представительством и таксономическим разнообразием термофильных растений, некоторые из них, к примеру *Nyssa* и *Ostrya*, уже не характерны для лесов эоплейстоцена. Последнее появление *Engelhardtia* также приурочено к середине среднекуяльницкого времени южных регионов Украины. Об увеличении роли ксерофильных элементов в составе палинофлор эоплейстоцена,

по сравнению с позднеплиоценовыми указывают и материалы исследований нижней части разреза саркельских слоев низовья Дона (Додонов и др., 2007).

Таким образом, реконструированные уровни изменения растительности могут быть использованы в качестве основы для повышения надежности стратификации и корреляции отложений верхнего плиоцена-нижнего неоплейстоцена Украины и смежных регионов, а также для более полного палинологического обоснования границ плиоцен-эоплейстоцен и эоплейстоцен-неоплейстоцен.

### Список литературы

1. Ананова Е.Н. Пыльца из неогеновых отложений юга Русской равнины – Л.: ЛГУ, 1974. – 228 с.
2. Величко А.А. В.В. Писарева, М.А. Фаустов К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего неоплейстоцена Восточной Европы // Кватер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VII Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода, (Апатиты 12–17 сентября 2011 г.) – Апатиты, С-Петербург: РАН, 2011. – Т. 1. – С. 104–107.
3. Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В. и др. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища // Геологические события неогена и кватернера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. – М.: ГЕОС, 2007 – С. 43–53.
4. Линкина Л.И. Изменение растительности и климата центральной части Среднего Поволжья в неогене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Уч. Записки Казанского. гос. ун-та – 2006 – Т. 148, кн. 2 – С. 150–161.
5. Pisareva V.V. The Akchagylian Flora and Vegetation of the Udmurtian Kama River Region // Paleontological Journal. – 2006. V. 40. – Suppl. 5. P. 648–655.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МОРСКОГО  
ЛЬДА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
СУБАРКТИЧЕСКОЙ ПАЦИФИКИ ЗА  
ПОСЛЕДНИЕ 20 ТЫС. ЛЕТ ПО ДАННЫМ  
ИЗУЧЕНИЯ ДИАТОМЕЙ

DISTRIBUTION OF SEA ICE  
IN THE NORTHWESTERN  
SUBARCTIC PACIFIC  
DURING THE PAST 20 000 YEARS  
ACCORDING DIATOMS

М.А. Смирнова, Г.Х. Казарина, А.Г. Матуль

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия  
Smirnova.ocean@gmail.com

M.A. Smirnova, G.Kh. Kazarina, A.G. Matul

P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Изменения температуры поверхностной воды, условий образования и положение границы морского льда в Северной Пацифике хорошо восстанавливаются по данным изучения ископаемых диатомей в донных отложениях. Это определяется хорошей сохранностью створок диатомей в осадках и ярко выраженной реакцией флоры на экологические изменения самого разного масштаба. Хорошо известны биогеографические группировки диатомей в современных (поверхностных) осадках Северной Пацифики – неритические, открытоокеанические, ледовые, продуктивные и т.д. – отвечающие определенным типам биотопов (Жузе, 1962; Sancetta, 1985; Kazarina, Yushina, 1999). Выявление соотношения этих группировок в толще донных отложений позволяет восстанавливать параметры палеосреды: температуру поверхностной воды, структуру водной толщи, пределы распространения морского льда.

Для северо-западной части Тихого океана в качестве наиболее яркой характеристики, отражающей интенсивность палеогеографических изменений, следует рассматривать перемещение границы распространения морского льда. Ясное представление об изменчивости в состоянии ледового покрова в СП за последние 20 тыс. лет дают результаты изучения ископаемых диатомей в осадках двух колонок, полученных по проекту КАЛЬМАР в достаточно удаленных друг от друга районах – Беринговом море на севере хребта Ширшова (SO201–2-101KL) и на континентальном склоне Восточной Камчатки (SO201–2-12KL). Значительная длина вскрытых колонками разрезов, полученных в районах высоких скоростей осадконакопления и почти послыйный отбор проб, позволили получить стратиграфические и палеоокеанологические данные высокой степени разрешения.

Согласно возрастной модели, разработанной немецкими учеными и основанной на радиоуглеродных АМС-датировках абсолютного возраста, колонка SO201–2-12-KL охватывает последние

20 тыс. лет, а изученный интервал (верхние 200 см) колонки SO201–2-101KL – последние 25 тыс. лет (Max et al., 2012). В разрезах определены общая численность, видовой состав, биогеографические группировки диатомей, что позволило выделить и охарактеризовать следующие палеоклиматические события: конец последнего оледенения, потепление «беллинг-аллеред», похолодание «поздний дриас», а также голоцен.

В конце последнего оледенения в районе континентального склона Восточной Камчатки по данным изучения диатомей фиксируется четкая вертикальная стратификация воды. Комплексы, отвечающие данному временному интервалу, характеризуются очень низким количественным содержанием диатомей. Вместе с тем, видовой состав и структура ассоциаций, в которой доминирует *Thalassiosira latimarginata*, отвечают дихотермальной структуре водной толщи, формирование которой в СП по данным К. Сансетты (Kazarina, Yushina, 1999) происходило во время максимума последнего оледенения. Берингово море в районе хребта Ширшова в это время, по-видимому, было полностью заблокировано льдом, о чем свидетельствует полное отсутствие диатомей в соответствующих по возрасту осадках.

Во время межстадиала «беллинг-аллеред» в прикамчатском районе существовали открытоокеанические условия, для которых характерно преобладание в составе диатомей *Neodenticula seminae* (до 90 %) и *Coscinodiscus marginatus* (до 15 %) – видов, типичных для открытых, глубоководных районов Северной Пацифики. А в Беринговом море, в районе хребта Ширшова, в это время проходила граница распространения морского льда, на что указывает преобладание в составе комплекса диатомей ледовых видов (до 40 %).

В период похолодания «поздний дриас» в прикамчатском районе отчетливо прослеживается граница распространения сезонного льда. Ясное представление об изменчивости в состоянии ледо-

вого покрова в данном районе с временным разрешением тысячелетнего масштаба дают результаты изучения диатомей, а именно изменения их количественного содержания и соотношения наиболее массовых и контрастных по своей природе видов: *Fragillariopsis oceanica* – индикатора ледовых условий и *Neodenticula seminae* – индикатора открыто-океанических условий.

Вероятно, на данный момент изученности региона, в разрезе колонки SO201–2-12KL зафиксировано самое южное положение границы распространения морского льда в северо-западной субарктической Пацифике за последние 20 тыс. лет, наблюдавшееся во время похолодания «позднего дириаса». Самое северное положение границы рас-

пространения льда предположительно отмечено в колонке SO201–2-101KL во время потепления «беллинг-аллеред».

В начало голоцена, отложения которого представлены только в разрезе SO201–2-12KL, вероятно существовали контрастные сезонные условия. Наличие в осадках данного временного интервала небольшого количества ледовых видов говорит о том, что сезонное таяние льдов возможно в какой-то мере еще сохранялось, а присутствие тепловодной *Thalassiosira oestrupii* характеризует достаточно теплые условия летнего сезона.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12–05–00979-а и программы фундаментальных исследований ПРАН № 23.

### Список литературы

1. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана // Изд-во АН СССР, 1962, С 260.
2. Kazarina G.Kh., Yushina I.G. Diatoms in recent and Holocene sediments of the North Pacific and the Bering Sea // Berichte zur Polarforschung, 1999. V. 306. P. 134–148.
3. Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., Max L., Smirnova M.A., Lembke-Jene L., Fahl K., Nuernberg D., Matul A., Mollenhauser G. Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // Paleoceanography, 2012. V. 27, PA3213, doi:10.1029/2012PA002292.
4. Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Marine Geology, 1985. V. 62. P. 55–68.

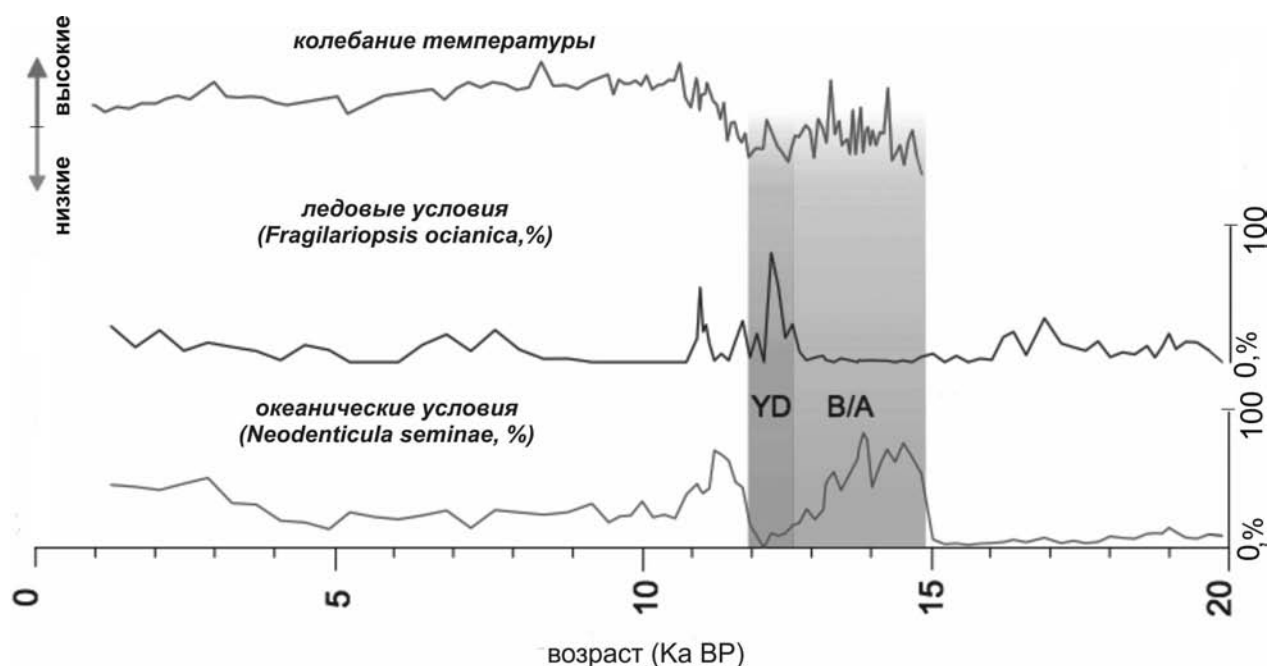


Рис. 1. Сопоставление палеотемпературы поверхностной воды с распределением диатомей *Fragillariopsis oceanica* (индикатор ледовых условий) и *Neodenticula seminae* (индикатор условий открытого океана). (Рисунок из статьи Max et al., 2012 с изменениями)



ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ  
ПАНТЕР ЛЬВИНОЙ ГРУППЫ:  
*PANTHERA FOSSILIS*, *PANTHERA SPELAEA*  
И *PANTHERA ATROX* В ЕВРАЗИИ  
И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ

PLEISTOCENE HISTORY OF THE LION-  
LIKE PANTHERINE FELIDS:  
*PANTHERA FOSSILIS*, *PANTHERA SPELAEA*  
AND *PANTHERA ATROX* IN EURASIA  
AND NORTH AMERICA

М.В. Сотникова<sup>1</sup>, И.В. Форонова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический Институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
sotnikmarina@yandex.ru, irina\_foronova@mail.ru

M.V. Sotnikova<sup>1</sup>, I.V. Foronova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Крупные представители рода *Panthera* – пещерный лев *P. spelaea* и американский ископаемый лев *P. atrox* являлись важными компонентами мамонтовой фауны и были широко распространены в позднем плейстоцене Северной Голарктики. Они описывались под различными видовыми и подвидовыми названиями: евразийские формы, как *P. spelaea*, *P. spelaea spelaea*, *P. leo spelaea*, *P. leo vereshchagini*, а ископаемые львы Северной Америки, как *P. atrox*, *P. leo atrox*, *P. leo spelaea* (обзор см. в Baryucka, 2008; Barnett et al., 2009; Christiansen, Harris, 2009). Однако систематический статус этих форм долгое время оставался неясным.

Морфологическая ревизия и молекулярные исследования последних лет позволили подтвердить принадлежность этих таксонов к львиной группе пантер (Baryshnikov, Voeskorov, 2002; Burger et al., 2004; Sotnikova, Nikolskiy, 2006; Barnett et al., 2009). На основании последних данных, а также следуя концепции Н. К. Верещагина (1971), мы относим эту группу Felinae к подроду *P. (Leo)*. В состав последнего входят ископаемые виды *P. (L.) spelaea*, *P. (L.) atrox* и *P. (L.) fossilis* (Sotnikova, Foronova, в печати).

В настоящее время позднеплейстоценовые львы Евразии, Аляски и Канады рассматриваются в рамках вида *P. spelaea*, а ископаемые львы из более южной части Северной Америки относятся к виду *P. atrox*. Американский лев отличается от пещерного более крупными размерами и своеобразным комплексом признаков, сочетающих более примитивные и более продвинутое, чем у *P. spelaea*, характеристики (Sotnikova, Nikolskiy, 2006; Sotnikova, Foronova, в печати).

Несмотря на то, что обе формы представлены многочисленными находкам и достаточно хорошо изучены, более ранняя их история и эволюционные связи остаются предметом дискуссии. Так, например, до сих пор обсуждаются две концепции происхождения *P. atrox*. Первая, поддерживающая

родственные связи американской формы со львами, связывает происхождение *P. atrox* с наиболее ранними представителями *P. spelaea*. Предполагается, что американский лев является потомком первой миграционной волны из Евразии, имевшей место в конце среднего плейстоцена. В дальнейшем эта группа фелид изолированно развивалась в южной части Северной Америки за плейстоценовым ледниковым щитом (Barnett et al., 2009). Другая концепция базируется на морфометрическом анализе находок, с помощью которого были выявлены «ягуаровые» признаки на нижних челюстях у *P. atrox*. Эти признаки являются основным аргументом в пользу предположения о происхождении *P. atrox* от древних ягуароподобных форм, появившихся на Американском континенте в раннем плейстоцене (Christiansen, Harris, 2009). Проведенная нами ревизия азиатских находок и анализ европейских форм позволили предположить, что происхождение американского льва может быть связано с наиболее древней львоподобной пантерой *P. fossilis*, известной в Европе из отложений, датированных отрезком времени 0,78 до 0,45 млн лет.

Традиционно считается, что *P. fossilis* была распространена в Европе в первой половине среднего плейстоцена. В конце этого интервала – на границе Заале/Эема или в Эеме, появляются формы, имеющие смешанные признаки «*fossilis*» и «*spelaea*». Эти формы обычно рассматриваются, как переходные от *P. fossilis* к *P. spelaea*, что предполагает прямые эволюционные связи этих таксонов (Argant et al., 2007; Baryucka, 2008; Marciszak, Stefaniak, 2010). Однако в последнее время получила распространение гипотеза о том, что *P. fossilis* и *P. spelaea* не были хроновидами, а представляли собой сестринские таксоны. Эта гипотеза была поддержана также кладистическим анализом (Hankó, Korsós, 2007). Кроме того, она нашла подтверждение в результатах детального морфологического анализа остатков *P. cf. fossilis* из мустьерских слоев в палеолитической стоянке

Молодого В. Результаты этого анализа позволили предположить, что «смешанные» признаки у представителей пантер львиной группы из отложений второй половины среднего и самого начала позднего плейстоцена могут быть интерпретированы не как характеристики переходных от *fossilis* к *spelaea* форм, а как продвинутые морфотипы в эволюционном развитии *P. fossilis* (Форонова, Сотникова 2012). Приведенные кладистические и морфологические выводы вполне соответствуют сценарию развития крупных плейстоценовых пантер, предложенному М. Сабол, где предполагается совместное существование *P. fossilis* и *P. spelaea* в Европе в конце среднего и самом начале позднего плейстоцена (Sabol, 2011).

С морфологической точки зрения среднеплейстоценовая пантера *P. fossilis*, также как и другие крупные ископаемые пантеры Евразии и Северной Америки, имела преобладающие львиные характеристики. Ее размеры соответствовали размерам американской формы *P. atrox*, и были в среднем на 20–30 % больше, чем у *P. spelaea*. Однако, несмотря на размерное сходство, сравнительный анализ *P. fossilis* и *P. atrox* никогда не проводился ранее из-за бедности морфологических данных *P. fossilis*, а также по причине отсутствия сведений об этой форме на промежуточной между Европой и Америкой территории – от Восточной Европы до Западной Берингии.

В связи с этим, важными являются последние данные о наиболее древней западносибирской пантере. Ревизия материалов из Кузнецкой котловины (юго-восток Западной Сибири) показала, что нижняя челюсть пантеры из отложений сагарлыкской свиты без сомнения принадлежит *P. fossilis* (Сотникова, Форонова, в печати). Сагарлыкская свита охарактеризована раннетаманской фауной, в то время как более точный геологический возраст челюсти *P. fossilis* определяется временем формирования вмещающей ее верхней части свиты – в пределах эпизода Харамилье эпохи Матуяма, на уровне 1.0 млн лет. Ранее этот материал был описан как *Panthera* sp. (Форонова, 2001). Пантера из Кузнецкой котловины близка по размерам к самым крупным ископаемым представителям подрода *P. (Leo)*, а длина ее щечных зубов (p3-m1) превосходит все значения аналогичных промеров, известные для этой группы фелид. Таким образом, в настоящее время сибирская

находка является первым свидетельством присутствия *P. fossilis* в Азии, а также самым древним ее представителем на Евразийском континенте.

Изучение западносибирской находки, наряду с комплексным анализом европейских материалов по *P. fossilis* (представленных в основном нижними челюстями), показало, что самая древняя евразийская львоподобная форма существенно отличается от *P. spelaea*. Она имеет прямую линию вентрального края горизонтальной ветви челюсти; практически одинаковую ее высоту впереди и позади щечных зубов (p3-m1); длинный p4, имеющий короткий главный и очень крупный передний бугорки; а также сильно развитый задний бугорок, окруженный цингулюмом. Кроме того, среди отличительных признаков можно отметить усиленную переднюю часть p4, поддерживаемую мощным передним корнем, а также глубокую, хорошо оформленную, узкую и высоко расположенную переднюю часть массетерной ямки.

Все перечисленные признаки, включая плезиоморфные и апоморфные, являются общими у *P. fossilis* и американского льва *P. atrox*, что указывает на близкие родственные связи этих форм. Таким образом, происхождение *P. atrox*, связано, по-видимому, с ранней миграцией в Америку *P. fossilis* – наиболее древнего евразийского представителя пантер львиной группы, в то время как *P. spelaea* проникла на американский континент гораздо позже – в позднем плейстоцене, и ее ареал охватывал только самые северные области Северной Америки. Что касается группы *P. fossilis* – *P. atrox*, то ее дальнейшее изолированное развитие в Америке происходило за плейстоценовым ледниковым щитом. Подобная интерпретация объясняет своеобразное сочетание примитивных и продвинутых признаков у *P. atrox*, отмеченное выше, а также наличие у *P. atrox*, как и у *P. fossilis*, так называемых «ягуаровых» признаков, которые в данном случае рассматриваются в качестве плезиоморфных. Сказанным выше объясняется также тот факт, что американский лев сохраняет больше примитивных признаков, чем пещерный, с которым он одновременно существовал в позднем плейстоцене Северной Америки: *P. atrox* – на юге, за ледниковым щитом, а *P. spelaea* – на Аляске и в Канаде.

### Список литературы

1. Верещагин Н.К. Пещерный лев и его история в Голарктике и в пределах СССР // Материалы по фауне антропогена СССР. Труды Зоологического Института АН СССР. Наука. Ленинград, 1971. Т. 49. С. 123–199.
2. Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина): филогения, биостратиграфия, палеоэкология. Издательство СО РАН, Филиал ГЕО, Новосибирск, 2001, 243 с.
3. Форонова И.В., Сотникова М.В. Особенности морфологии некоторых представителей фауны млекопитающих (Proboscidea, Carnivora) конца среднего – начала позднего плейстоцена на юге Восточной Европы, бассейн Днестра // Мат. IV Международн. научно-практ. конф. «Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья». Тирасполь, 2012. С. 321–324.

4. Argant A., Jeannet M., Argant J., Erbajeva M. The big cats of the fossil site Château Breccia Northern Section (Saône-et-Loire, Burgundy, France): stratigraphy, palaeoenvironment, ethology and biochronological dating. Frankfurt a. M // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 2007. Vol. 259. P. 121–140.
5. Barnett R., Shapiro B., Barnes I., Ho S.Y.W., Burger J., Yamaguchi N., Higham T.F.G., Wheeler H.T., Rosendahl W., Sher A.V., Sotnikova M., Kuznetsova T., Baryshnikov G.F., Martin L.D., Harington C.R., Burns J.A. & Cooper A. Phylogeography of lions (*Panthera leo* ssp.) reveals three distinct taxa and a Late Pleistocene reduction in genetic diversity // Molecular Ecology, 2009. Vol. 18. P. 1668–1677.
6. Baryshnikov G., Boeskorov G. The Pleistocene cave lion *Panthera spelaea* (Carnivora, Felidae) from Yakutia, Russia // Cranium, 2001. Vol. 18. No.1. P. 7–24.
7. Burger J., Rosendahl W., Loreille O., Hemmer H., Eriksson T., Gotherstrom A., Hiller J., Collins M.J., Wess T. & Alt K.W. Molecular phylogeny of the extinct cave lion *Panthera leo spelaea* // Molecular Phylogenetics and Evolution, 2004. Vol. 30. P. 841–849.
8. Christiansen P., Harris J.M. Craniomandibular morphology and phylogenetic affinities of *Panthera atrox*: implications for the evolution and paleobiology of the lion lineage // Journal of Vertebrate Paleontology, 2009. Vol. 29. No. 3. P. 934–945.
9. Hankó E., Korsós Z. A cladistic analysis of the teeth and mandible morphological characters of Pleistocene lions from Hungary // Állattani Közlemének, 2007. Vol. 92. No.1. P. 39–51.
10. Marciszak A., Stefaniak K. Two forms of cave lion: Middle Pleistocene *Panthera spelaea fossilis* Reichenau, 1906 and Upper Pleistocene *Panthera spelaea spelaea* Goldfuss, 1810 from the Biśnik Cave, Poland // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 2010. Hf. 258. No. 3. P. 339–351.
11. Sabol M. Masters of the lost word: A hypothetical look at the temporal and spatial distribution of lion-like felids // Quaternaire, Hors-serie, 2011. Vol. 4. P. 229–236.
12. Sotnikova M., Nikolskiy P. Systematic position of the cave lion *Panthera spelaea* (Goldfuss) based on cranial and dental characters // Quaternary International, 2006. Vol. 142–143. P. 218–228.
13. Sotnikova M., Foronova I. The first Asian record of *Panthera (Leo) fossilis* (von Reichenau, 1906) (Mammalia, Carnivora, Felidae) in the Early Pleistocene of Western Siberia, Russia (в печати).

## ВОЗРАСТ ЛЕДНИКОВ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА | THE AGE OF GLACIERS ON THE SUNTAR-KHAYATA RANGE

В.Б. Спектор<sup>1</sup>, В.С. Пушкар<sup>2</sup>, А.Н. Федоров<sup>1</sup>, А.А. Галанин<sup>1</sup>, В.В. Спектор<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

<sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
vspektor@mail.ru

V.B. Spektor<sup>1</sup>, V.S. Pushkar<sup>2</sup>, A.N. Fedorov<sup>1</sup>, A.A. Galanin<sup>1</sup>, V.V. Spektor<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

<sup>2</sup>Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Предметом сообщения является определение геологического возраста последней фазы оледенения ледника на хр. Сунтар-Хаята, и реконструкция климатическая обстановки в это время. Существенный вклад в решение указанных проблем вносят данные по изотопному составу льдов в районе г. Мус-Хая (62°46' с.ш., 141°00' в.д.), полученные в результате работ 2012 г. В полевых работах приняли участие ряд сотрудников ИМЗ СО РАН, Института географии РАН и японских ученых из Исследовательского института глобальных изменений и Института полярных исследований, а лабораторные определения проведены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

Одним из важных геоморфологических реперов района является поверхность выравнивания, которая на склонах хребта занимает обширные участки современных водоразделов и располагается на уровнях от 1000 до 1600 м. В центральной части хребта по наблюдениям Б.А. Корнилова (Граве, 1964, Русанов и др., 1967) сохранившиеся участки этой поверхности встречаются до высот 2300 м. По нашим наблюдениям (Спектор, 2008) эта поверхность имела на Северо-Востоке Азии практически повсеместное распространение и связана с «квазиплитным» этапом развития региона (поздний мел – ранний неоплейстоцен). В среднем неоплейстоцене в связи с началом «возрожденного» горообразования поверхность была поднята и расчленена водотоками. Ряд особенностей этой поверхности в рассматриваемом районе указывает, что еще до начала расчленения, в начале этапа подъема на этой поверхности имело место покровное оледенение (Русанов и др., 1967). Конец древнего оледенения ознаменован формированием на поверхности выравнивания относительно неглубоких (первые сотни метров) и широких (несколько км) долин. Можно предварительно датировать окончание древнего оледенения казанцевским климатическим оптимумом (МИС 5e, 117–127 тыс. л.н.), когда началось формирование плана современной гидросети в горном массиве, были разрушены кары, а средненеоплейстоценовые льды были полностью уничтожены.

Поздненеоплейстоценовое оледенение выражено формами хорошей сохранности: троговыми долина-

ми с комплексами экзарационных и аккумулятивных ледниковых форм: донных морен, боковых морен, конечноморенных валов, каров, подпрудных озер, маргинальных каналов отмечаемых всеми предшествующими исследователями. По положению конечных морен Б.С. Русанов отмечает три стадии отступления ледника. Наиболее свежие валы конечных морен окружают подножья высокогорных массивов и не выходят в главную долину. Непосредственно выше них располагаются современные ледники. По аналогии со следами оледенения в Верхоянских горах и современному высотному положению конечных морен, время интенсивного отступления ледника относится ко второй половине климатического пессимума, предшествующего голоцену и соответствующего изотопной стадии МИС 2 (сартанский горизонт стратиграфической шкалы Сибири).

Таким образом, максимум последнего оледенения в хр. Сунтар-Хаята приходится на середину или начало позднего неоплейстоцена (МИС 3 или 4). Современные ледники могут считаться реликтами этого оледенения. Данные изотопно-кислородного анализа льда современных ледников хребта позволяют уточнить время максимума последнего оледенения и температуру на поверхности накопления атмосферных осадков.

Возраст льда в хр. Сунтар-Хаята был получен путем сопоставления концентраций  $d^{18}O$  с хорошо изученным разрезом региона, охарактеризованными определениями абсолютного возраста. В качестве такового выбран разрез оз. Эликчан, в котором вскрыт непрерывный разрез озерных осадков от голоцена до зырянского горизонта Сибирской стратиграфической шкалы (Ложкин и др., 2010). Этот разрез расположен в пределах Колымского нагорья и основное питание атмосферными осадками получает и получал, как и хребет Сунтар-Хаята со стороны Охотского моря. Поскольку в этом разрезе льды отсутствуют, изотопный состав атмосферных осадков меняющихся во времени был получен из корреляционной зависимости между концентрацией изотопов кислорода  $^{18}O$  и дейтерия в осадках и среднегодовой температурой воздуха (Ферронский, Поляков, 2009). Она выражается уравнением:



$\delta^{18}\text{O}=0,695t_n - 13,6\%$ , где  $t_n$  – среднегодовая температура.

Применение этого уравнения ограничивается (Ферронский, Поляков, 2009), областями с холодным климатом и расположенными недалеко от побережий. В нашем случае эти условия соблюдаются. Среднегодовая температура приземного слоя воздуха в рассматриваемом разрезе определялась, исходя из палинологических данных установленных в этом разрезе, методом ареалов с помощью карт современной растительности и климатических атласов.

Вычисленные изотопные и температурные данные, а также изотопные данные по леднику внесены в таблицу, в которой глубина приведена в относительных единицах – в десятичных долях от полной мощности вскрытого разреза (10 м). Это сделано для удобства сопоставления с изученным разрезом льдов Сунтар-Хаята (мощность около 100 м).

Из таблицы 1 следует, что разрез льдов изученного языка ледника к северу от г. Мус-Хая (верховья р. Бургали) охватывает возрастной интервал от МИС

4 до МИС 2, соответствующий зырянскому – сартанскому горизонтам стратиграфической шкалы Сибири. Концентрации  $d^{18}\text{O}$  двух сопоставляемых разрезов весьма близки. Реконструированные температуры на леднике несколько ниже, чем на оз. Эликчан, что может объясняться как высотным фактором, так и влиянием континентального фактора (большей удаленностью ледника от побережья Охотского моря). Таким образом, во время изотопной стадии МИС 3 (средний вюрм), отвечающей каргинскому горизонту Сибирской шкалы, на горном массиве Сунтар-Хаята имела место основная фаза последнего, позднеплейстоценового, оледенения. Аналогичный по возрасту максимум оледенения ранее отмечен для севера Чукотки (Лаухин, 2006), а в последнее время, доказывается для хр. Черского и Колымского нагорья (Галанин, 2012). Полученные данные требуют пересмотра существующих представлений о числе оледенений на северо-востоке Азии.

Реконструкции природной среды проведены при поддержке Партнерского интеграционного проекта № 9 СО РАН.

Таблица 1

**Вычисленная концентрация изотопа  $\delta^{18}\text{O}$  и температура приземного слоя воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в осадках оз. Эликчан по данным скв. 13 (Ложкин, 2010) и аналитические данные по  $\delta^{18}\text{O}$  на леднике Сунтар-Хаята**

Относительная глубина		Спорово-пыльцевая зона	Реконструированные $^{\circ}\text{C}$		$d^{18}\text{O}$ , вычисленные по скв. 13 и аналит. по леднику		Абс. возраст Скв. 13	МИС
Скв 13	Ледник	Скв. 13	Скв 13	Ледник	Скв 13	Ледник		
0–0,325		1–4	-9		-19		10,095	1
0,325–0,625	0,25	5	-16	-18	-25	-26	15,240	2
0,625–0,725	0,4	6	-12	-14	-22	-23,3	28,820; 35,920	3
0,725–0,850	0,7	7	-12	-14	-22	-23,3		3
0,850–0,860		8	-15		-24		45–39	3
0,860–0,900		9	-12		-22			3
0,900–0,940	0,93	10	-13	-12	-23	-22		3
0,940–0,960	0,94	11	-12	-13,5	-22	-23		3
0,960–1,00	0,97–1,00	12	-15		-24	-24,1 -24,3		4 4

#### Список литературы

1. Галанин А.А. Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI. № 3. С. 39–52
2. Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.С. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Наука, 1964. 141 с.
3. Лаухин С.А., Цзян Чжи Мин, Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики // ДАН, 2006. Т. 411. № 3. С. 405–409
4. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А. и др. Новая летопись изменения климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 4–1 // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 63–70.
5. Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1987. 376 с.
6. Спектор В. Б., Спектор В.В. Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области. ХLI Тектоническое совещание МТК «Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики». Тезисы докладов. 29 января – 2 февраля 2008 г., Москва, 2008
7. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.

**ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ  
ЗАПАДНОГО ЯМАЛА (КАРСКОЕ  
МОРЕ) КАК ОТРАЖЕНИЕ  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ  
КОНЦА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНА** | **UNDERGROUND ICE  
OF WESTYKT YAMAL COAST (KARA SEA)  
AS A PROXY OF PALAEOGEOGRAPHICAL  
HISTORY OF LATE PLEISTOCENE  
AND HOLOCENE**

**И.Д. Стрелецкая<sup>1</sup>, Б.Г. Ванштейн<sup>2</sup>, А.А. Васильев<sup>3</sup>, Г.Е. Облогов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва, Россия

<sup>2</sup>ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург, Россия

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

*irinastrelets@gmail.com*

**I.D. Streletskaya<sup>1</sup>, B.G. Vanshtein<sup>2</sup>, A. A. Vasiliev<sup>3</sup>, G. E. Oblovov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory 1, Russia*

<sup>2</sup>*VNII Okeangeologia, St. Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia*

Четвертичные отложения в районе полярной станции Марре-Сале (побережье западного Ямала), вмещают крупные залежи подземных льдов разного генезиса. Разрез является одним из самых обсуждаемых в Западной Арктике (Forman et al., 2002; Каневский и др., 2005; Стрелецкая и др., 2006, 2009; Крицук, 2010; Слагода и др., 2012; 2010, и др.). Толща состоит из двух пачек: верхней – континентального генезиса мощностью 10–15 м с разновозрастными полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), и нижней – морского, которая содержит мощные (более 20 м) линзы монолитных пластовых льдов (ПЛ). На контакте пачек залегает 3–5 м дислоцированная ледогрунтовая толща (ЛГ), состоящие из ритмично чередующихся ледяных прослоев в разной степени насыщенных морскими солями, минеральными и органическими включениями.

Верхняя часть континентальной пачки с поверхности до глубины 2–3 м сложена пресными песками и торфом мощностью 0,5–1,5 м (рис. 1 А). Соотношение тяжелых минералов в песчаной фракции, хорошая окатанность частиц указывают на накопление отложений в условиях речной поймы. Находка древесины в основании слоя, датированная в  $8240 \pm 70$  лет ГИН-5204, указывает на существование здесь древесной растительности в голоцене. Сингенетические голоценовые ПЖЛ шириной по верху 0,5–1,0 м и высотой 1,5–2,0 м образуют на поверхности решетку со стороной полигона 6–8 м. Значения стабильных изотопов в ПЖЛ для  $d^{18}O$  изменяются в диапазоне от  $-16,1 \text{ ‰}$  до  $-15,6 \text{ ‰}$  и для  $dD$  от  $-118,5 \text{ ‰}$  до  $-115,1 \text{ ‰}$ . Дейтериевый эксцесс близок к 10‰.

Ниже залегают пресные пылеватые слоистые супеси и суглинки мощностью 2,5–4,0 м с включениями темных пятен органики, намывного торфа и автохтонными корешками растений (рис. 1 В).

Подшва слоя подчеркивается выдержанным 0,2–0,3 м прослоем ожелезненных крупнозернистых песков с обломками древесины, темноцветными гальками и крупными шлирами льда. Количество органического углерода в породах ( $C_{org}$ ) изменяется от 0,4 до 0,6 %. Континентальные отложения начали накапливаться 35–45 тыс. лет назад (МИС3) (Forman et al., 2002). Отложения вмещают крупные сингенетические ПЖЛ шириной по верху 2,0–2,5 м и высотой 6–7 м, которые образуют решетку со стороной полигона 10–20 м и залегают ниже слоя сезонного оттаивания. Жилы имеют хорошо выраженные плечики, на которые ложатся пояски. Лед жил прозрачный с тонкими вертикальными минеральными и газовыми включениями размером до 2 мм. Радиоуглеродная дата  $29860 \pm 720$  лет АА-26937, полученная непосредственно по ледяной жиле, указывает на активное сингенетическое льдообразование уже в каргинское время. Значения стабильных изотопов в верхнеплейстоценовых ПЖЛ изменяются от  $-24,8 \text{ ‰}$  до  $-23,4 \text{ ‰}$  для кислорода, и от  $-190,6 \text{ ‰}$  до  $-179,3 \text{ ‰}$  для водорода. Превышение содержания изотопов водорода над кислородом составляет от 6,8 до 8,9 ‰.

На контакте с пачкой морских глин залегают ЛГ мощностью 3–10 м (рис. 1 С). Толща содержит включения хорошо разложившейся органики ( $C_{org} = 1,27\text{--}1,0 \text{ ‰}$ ), примесь песчаных, пылеватых и глинистых частиц. С глубиной количество песчаных частиц в ЛГ сокращается, а примесь глинистых и пылеватых увеличивается. Количество воднорастворимых солей в ЛГ выше, чем в перекрывающих континентальных отложениях и изменяется от 0,07 до 0,7 %. Состав солей остаётся неизменно хлоридно-натриевый. Максимальное количество солей ( $D_{sal} = 0,4\text{--}0,7 \text{ ‰}$ ) содержат ледогрунтовые прослой с большим количеством органики и гли-

нистых частиц. Степень засоления не зависит от льдистости, вниз по разрезу более засоленные горизонты чередуются менее засоленными, льдистость при этом остается высокой (суммарная влажность превышает 100 %). В одной из проб на глубине 7,1 м, найдено угловато-окатанная частичка самородного золота. Частица золота переносилась потоками, насыщенными пылевато-глинистой взвесью, имеющей плотность больше, чем «чистая вода». Значения стабильных изотопов кислорода в ледо-грунтовой толще для  $d^{18}O$  меняется в диапазоне от -21,5 ‰ до -19,4 ‰ и для  $dD$  от -164,2 ‰ до -146,4 ‰. Дейтериевый эксцесс изменяется 7,5 до 10,5 ‰. Во льду можно наблюдать пузырьки газа диаметром 1–2 мм, которые находятся под давлением и собраны в неявно выраженные цепочки. За счет обилия пузырьков газа лед приобретает молочный оттенок.

Под ЛГ толщей залегают плотные засоленные глины ( $D_{sal} = 0,7–0,9$  %) с большим количеством хорошо разложившейся органики черного цвета ( $C_{орг} = 0,65–0,75$  %) (рис. 1 D).

В 2 км к югу от участка обрыва, изображенного на рис. 1, в плотных черных глинах залегают линзы ПЛ мощностью более 8 м (лед уходит под уровень моря). Пластовая залежь представляет собой чередование прослоев чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных и газовых включений, частичек торфа. Присутствие минерала марказита указывает на сероводородное загрязнение воды до промерзания. Значения стабильных изотопов в ПЛ для  $d^{18}O$  изменяются в диапазоне от -17,7 ‰ до -8,8 ‰ и для  $dD$  – от -150,4 ‰ до -76,7 ‰, с глубиной наблюдается закономерное облегчение изотопов кислорода во льду, а дейтериевый эксцесс изменяется в пределах от 2,7 ‰– 4,7 ‰.

Анализ химического состава газовых включений в ПЖЛ, ПЛ и ЛГ показал, что газ содержит углеводородные и не углеводородные компоненты. Содержания не углеводородных компонентов газа во льдах, таких как азот, кислород, углекислый газ

и сероводород не зависят от генезиса льда (пластового, жильного) и изменяются в узком диапазоне. Из углеводородных компонентов газа преобладает метан. Больше всего метана содержится в ЛГ (до 1,37 %). Результат изотопно-спектрометрического анализа метана  $\delta C^{13} (CH_4)$  (-70 ‰) свидетельствует о его биохимическом происхождении (Зорькин и др., 1986). Высокое содержание метана в ПЖЛ голоценового возраста (0,16 %) по сравнению с более древними ПЖЛ (0,0044 %) отражает увеличение содержания метана в атмосфере в голоцене.

По геологическому строению разреза, составу подземных льдов и вмещающих их отложений реконструируется смена морского осадконакопления на континентальное.

Сингенетически промерзали отложения морских лагун и ваттов, содержавшие органику в большом количестве. Низкие морские поверхности периодически заливались пресными водами с континента. Формировались ледогрунты и пластовые льды, включающие частицы органики, минерального вещества, защемленные болотные газы. Состав и соотношение стабильных изотопов указывают на участие как пресных, так и морских вод в формировании льдов. Анализ газа из пузырьков, заключенных во льду, показал, что в его составе преобладает метан биогенного происхождения.

Установлено утяжеление изотопного состава от более древних льдов к более молодым. Формирование верхнеоплейстоценовых ПЖЛ происходило при более низких, зимних температурах. Вмещающие жилы отложения накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводненным деятельным слоем, а на ранних этапах, в условиях морского мелководья. Сингенетические голоценовые жилы начали формироваться после голоценового «оптимума» и надстраивали верхние части частично деградировавших верхнеоплейстоценовых ПЖЛ.

Состав защемленных газов в ПЖЛ отражает увеличение метана в атмосфере голоцена.

### Список литературы

1. Зорькин Л.М., Суббота М.И., Стадник Е.В. Метан в нашей жизни. М.: Недра, 1986. 151 с.
2. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // «Криосфера Земли», 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
3. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
4. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях западного Ямала // ДАН, 2010. Т. 432. № 2. С. 1–3.
5. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли, 2006. Т. X (2). С. 68–78.
6. Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л. Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5 География, 2009. № 3. С. 50–57.
7. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research, 2002. 21. P. 1–12.



Рис. 1. Береговой обрыв в районе полярной станции Марре-Сале:

1 – A, B, C, D – горизонты пород; 2 – полигонально-жильные льды и фрагменты криотекстуры; 3 – песчано-глинистые талые отложения; 4 – возраст отложений, по Forman et al., 2002; 5 – номера разрезов



**РЕКОНСТРУКЦИЯ  
КРАЕВЫХ ЗОН РАЗНОВОЗРАСТНЫХ  
ОЛЕДЕНЕНИЙ В ЦЕНТРЕ  
РУССКОЙ РАВНИНЫ** | **THE REKONSTRUCTION  
OF MARGINAL ZONES OF  
HETEROCHONOS GLACIATIONS  
IN THE CENTRE OF THE RUSSIAN PLANE**

**Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия  
tsn60@mail.ru*

**N.G. Sudakova, S.I. Antonov, A.I. Vvedenskaya**

*Moscow State University, Moscow, Russia*

В Центральном регионе четко прослеживаются зоны краевых ледниковых образований средне- и позднеплейстоценового возраста, отличающиеся сложной радиально-маргинальной структурой, холмисто-грядовым рельефом, с характерным фациально-генетическим комплексом отложений. В связи с широким площадным распространением краевых образований, сыгравших важную роль в становлении рельефа и формировании слагающих отложений, большой интерес представляют различные аспекты их изучения: геоморфологический, стратиграфический, палеогеографический и геоэкологический. Актуальность изучения морфолитосистем краевых ледниковых зон определяется также дискуссионностью вопросов диагностики и динамики разновозрастных стадийных образований и их пространственной корреляции при неоднозначной трактовке границ распространения московского и калининского оледенений (Заррина и др., 1965; Геология СССР ... 1971; Московский ледниковый ... 1982; Чеботарева и др., 1986; Алексеев и др., 1997; Проблемы ... 2001; Борисов, Минина, 2012, и др.).

В связи с этим необходимо: а) реконструировать краевые зоны на основании геоморфологического строения и литостратиграфического комплекса, б) надежно обосновать стратиграфическую позицию стадийных морфолитоструктур, в) провести пространственную межлопастную корреляцию выделенных стадийных подразделений.

Решение поставленных задач опирается на результаты многолетнего системного изучения краевых гляциоморфолитосистем в границах московского и калининского оледенений с использованием геоморфологического, комплексного литолого-фациального и геохронологического методов и с опорой на ключевые детально изученные сектора (Верхневолжский, Боровско-Калужский, Клинско-Дмитровский, Рыбинско-Ярославский), что позволяет выявить закономерности пространственной локализации краевых зон в соответствии с радиально-маргинальной структурой ледниково-

го покрова и их динамикой во времени (Судакова и др., 1997; Проблемы ... 2001; Реконструкция ... 2008; и др.).

Реконструирована сложная радиально-маргинальная структура краевых ледниковых комплексов московского и калининского покровов. В сфере деятельности Ладожского и Онежского ледниковых потоков на составленной карте отображены элементы потоковой структуры: ледоразделы разного ранга, срединные и угловые массивы, ледниковые лопасти и выводные языки. Обозначена конфигурация краевых аккумулятивных гряд. Получена сравнительная литологическая характеристика парагенетического ряда ледниковых и водно-ледниковых фаций: основных, напорных и абляционных морен, камов, озов, звонцев, зандров. Детальные комплексные исследования в ключевых регионах Ржевского Поволжья, Боровско-Калужского радиуса, Западного и Северного Подмосковья, Ярославского Поволжья и Вологодского края – служат основой для воссоздания структуры и динамики краевых зон ледниковых образований (Судакова и др., 1997; Проблемы ... 2001; Реконструкция ... 2008).

В западном Боровско-Калужском радиусе Ладожского ледникового потока краевые образования группируются по трем лопастям – Верхнеугринской, Протвинско-Лужской, Нарской, отчлененных ледоразделами: Оленино-Вяземским, Кувшиново-Уваровским, Рузо-Малоярославецким. В тылу максимальных границ московского оледенения по геоморфологическому строению и фациально-генетическим особенностям слагающих отложений четко выделяются конечно-моренные гряды: Боровско-Спас-Деменская и Можайская (с относительными превышениями 50–70 м), отвечающие этапам дегляциации московского покрова. В Боровском районе наряду с литолого-геоморфологическими получены стратиграфические доказательства стадийности московского оледенения. Палинологические спектры озерных отложений, разделяющих моренные

слои, свидетельствуют о значительном потеплении климата (Реконструкция ... 2008) а, следовательно, о перерыве ледникового литогенеза, чему не противоречат термолюминесцентные (ТЛ) датировки боровской стадии (170–168 тыс. л.н.).

Предложенная возрастная трактовка краевых образований согласуется с материалами по Клинско-Дмитровской возвышенности, где образования икшинской стадии имеют близкую датировку (около 160 тыс. л.) (Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997). Типичная радиально-маргинальная структура краевых образований наблюдается в Онежском секторе восточнее ледораздела по линии Бежецк-Калязин-Александров. Гляциогеографический краевой комплекс представлен серией срединных массивов и ледоразделами (Нагорский, Тарховхолмский, Борисоглебский, Крестецкий) разграничивающих лопастные и языковые потоки: Плещеевский, Юхотско-Мокринский, Приволжский, обрамленные с дистальной стороны краевыми грядами, группирующимися в краевые зоны (Берендеевскую, Петровскую (с ТЛ датой 186 тыс. л.н.) и фиксирующие стадии отступления московского и калининского ледниковых покровов.

Процессы неравномерной во времени и пространстве ареальной дегляциации московского ледникового покрова затрудняют субширотную межлопастную корреляцию стадияльных краевых зон по морфолитологическим признакам и требуют геохронологического подтверждения. По данным комплексного анализа краевой комплекс боровской стадии (170–168 тыс. л.н.) может быть сопоставлен с икшинскими стадияльными образованиями Северного Подмосковья (168–160 тыс. л.н.), а восточнее соответствуют стадияльным образованиям Петровской гряды Ярославского Поволжья (186 тыс. л.н.).

В связи с продолжающейся дискуссией по поводу границ распространения калининского ледникового покрова и его краевых образований большой интерес представляет изучение опорных и стратотипических разрезов Верхней Волги (Молодой Туд, окрестности г. Дмитрова, Черменино-Яковка, Долгополка), где калининская морена залегает над микулинскими отложениями (Судакова и др., 1997; Проблемы ... 2001; Реконструкция ... 2008; и др.). Это позволило документально обосновать геоморфологическую и стратиграфическую границу калининского оледенения, которая прослеживается по правобережью Верхней Волги от г. Ржева до г. Тутаева, подступая к северному подножью Клинско-Дмитровской гряды, а восточнее – к Борисоглебской возвышенности.

В тылу этой границы в Рыбинско-Тутаевском регионе прослеживаются геоморфологически

выраженные конечно-моренные гряды и камы. Фронтальная гряда проходит от Большого Села в направлении углового массива, расположенного в верховьях р. Черемуха. Она обрамлена с юга зандровыми полями. При этом Могзинский долинный зандр достигает котловины оз. Неро. Приволжскую гляциодепрессию пересекают прерывистые моренные гряды от долины Черёмухи до устья Юхоти. Севернее невысокие гряды подступают к Волжской долине, пересекая ее вблизи современного Рыбинского водохранилища и далее протягиваются до Шестихино.

В Клинско-Дмитровской провинции к северу от стратиграфической границы Яхромского языка калининского оледенения наблюдаются гряды, представленные в районе Клусово-Ольгово моренами напора (Судакова и др., 1997; Реконструкция ... 2008). Холмисто-грядовый рельеф прослеживается до г. Клина (Алексеев и др., 1997).

В пределах Вехневолжской низменности, занимаемой москворецким ледниковым потоком, в рельефе отчетливо выделяется несколько краевых зон (Московский ... 1982). К юго-востоку от меридионально вытянутого, с зафиксированными многочисленными отторженцами, Вышневолоцко-Новоторжковского вала, являющегося ледоразделом между ледниковыми потоками, прослеживается Калининская краевая зона. Она состоит из собственно Калининской гряды, в цоколе которой залегают известняки и глины карбона, занимающей междуречье Волги и Шоши, Горицкой гряды, протягивающейся вдоль долины р. Медведицы с ЮЗ на СВ, и примыкающие к ней гряды, идущие на Калязин и Кашин. Лихославльско-Бежецкая краевая зона прослеживается в ВСВ направлении от Торжка на Красный Холм. Зона состоит из Лихославльских конечно-моренных гряд напора, гряд Моркины горы и угловых сочленений конечно-моренного рельефа Бежецкого Верха. (Московский ... 1982). Самой северной полосой краевых образований вблизи границы ваддайского (калининского, ошашковского?) оледенения являются Покров-Коноплянские и Карамышевские моренные гряды протягивающиеся с ЮЮЗ на ССВ от Максатихи на Сандово.

Несмотря на хорошую выраженность в рельефе краевых образований Верхневолжской низменности, их возрастная привязка до настоящего времени неоднозначна (Заррина и др., 1965; Геология СССР... 1971; Московский ... 1982; Проблемы ... 2001; и др.). Причиной тому является недостаточная изученность разрезов с межледниковыми отложениями, неразработанность геоморфологических критериев выделения разновозрастных краевых образований; кроме того – возможное наложение калининских краевых образований на московские.

Итак, на основе согласующихся геоморфологических, литологических, биостратиграфических и геохронологических данных определена конфигурация краевых ледниковых образований московского и калининского оледенений с уточнением границ их максимального распространения, обоснована стадийность длительного московского

оледенения и проведена межрегиональная корреляция разновозрастных краевых образований. Установленные пространственно-временные закономерности формирования морфолитосистем краевых зон имеют важное значение для палеогеографических реконструкций и стратиграфических построений.

#### Список литературы

1. *Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др.* Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Сборник научных трудов «Четвертичная геология и палеогеография России». М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.
2. *Борисов Б.А., Минина Е.А.* Краевые образования и особенности деградации московского, калининского, и ошашковского ледниковых покровов на территории северо-запада России. Материалы международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов» Санкт-Петербург, 2012. С. 193–195.
3. Геология СССР, т. IV. Четвертичная система (Центр Европейской части СССР) М.: Недра, 1971. С. 489–636.
4. Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 240 с.
5. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС, 2001. 158 с.
6. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М., 2008, 167 с.
7. *Судакова Н.Г. Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В.* К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997, с. 171–180.
8. Схематическая карта краевых образований и позднечетвертичных приледниковых озер европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. Составили Е.П. Зарина, Д.Д. Квасов, И.И. Краснов. Масштаб 1:2 500 000. 1965.
9. *Чеботарева Н.С., Гаврюшина Е.А., Лехт Э.Е. и др.* Объяснительная записка к гляцигеоморфологической карте периода деградации московского ледникового покрова центра Русской равнины. М.: Наука, 1986. 40 с.

**КАЙНОЗОЙ НИЖНЕЙ КАМЫ | CENOZOIC LOWER KAMA  
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КРУПНОМАСШТАБНОГО | (BASED ON LARGE-SCALE  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ) | GEOLOGICAL MAPPING)**

**Р.Х. Сунгатуллин, Г.М. Сунгатуллина**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия  
Rafael.Sungatullin@ksu.ru*

**R.Kh. Sungatullin, G.M. Sungatullina**

*Kazan Federal University, Kazan, Russia*

Начиная с середины прошлого века, в бассейне Нижней Камы выполнены исследования кайнозойских отложений с целью решения стратиграфических задач (Блудорова и др., 1984; Горецкий, 1956, и др.), а также в практических целях – для обоснования строительства Нижнекамской ГЭС и поисков полезных ископаемых (Горецкий, 1964; Кирсанов и др., 1957; Рябков, 1959 и др.). К концу XX века возросли потребности строительной индустрии в сырье и развитии данного промышленно-урбанизированного региона (гг. Набережные Челны, Нижнекамск, Менделеевск, Елабуга, ОАО «КамАЗ», «Нижнекамскнефтехим», «ТАНЕКО» и др.) Это обусловило необходимость проведения здесь групповой геологической съемки масштаба 1:50000 (Сунгатуллин, 2001).

Основные результаты изучения кайнозойских отложений следующие.

1. Изучены опорные разрезы четвертичных и плиоценовых отложений (Биклянь, Афанасово и др.).

2. Произведено геологическое, инженерно-геологическое, геоморфологическое районирования и составлен комплект геологических карт, включая карту четвертичных образований.

3. Выделены перспективные поисковые площади и произведена оценка ресурсов торфа, охры, известкового туфа, сапропелей, кирпичных и бентонитовых глин, песков, песчано-гравийно-галечных смесей, подземных вод.

4. С применением методов математической статистики и компьютерных технологий проведен комплексный анализ геологического пространства, позволивший выявить взаимосвязи разных геосред.

В будущем необходимо проведение следующих специальных исследований:

– разработка детальной стратиграфической основы, опирающейся на широкое применение количественных методов геофизики, геохимии, абсолютной геохронологии, современных физических методов изучения вещественного состава пород, минералов, ископаемых остатков (электронная микроскопия, микрозондовый анализ, ядерно-магнитный резонанс, оптическая и мессбауэровская спектроскопии и др.);

– детальное изучение стратиграфических особенностей в зонах фациальных переходов, включающее методы выделения и обоснования картируемых подразделений, их корреляцию со смежными районами, определение границ местных и региональных стратонов, выявление перерывов в осадконакоплении и изучение их как особых «отрицательных» стратиграфических единиц. Разработка зональных стратиграфических схем, увязывание их с хронологическими, физическими, химическими, биологическими и другими параметрами;

– фаунистические исследования палеоэкологического направления с выявлением таких характеристик биоты (угнетенность или гигантизм форм, минеральный и элементный состав скелетных образований и др.), которые могут свидетельствовать об условиях образования полезных ископаемых. Необходимо дальнейшее изучение палинологических комплексов, позволяющих сопоставлять морские и континентальные отложения. Объединение палеонтологических и стратиграфических данных позволит лучше понять связи биотических и абиотических процессов;

– возможности сопоставления абсолютного (изотопного) и относительного (геологического) возраста осадочных отложений.

#### **Список литературы**

1. *Блудорова Е.А., Дорофеев П.И., Николаева К.В., Ясонов П.Г.* Корреляция разрезов плиоцена Нижней Камы // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 53–62.
2. *Горецкий Г.И.* О возрасте древних аллювиальных свит антропогена, погребенных в долинах Волги и Камы // Докл. АН СССР, 1956. Т. 110. № 5. С. 825–827.
3. *Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 415 с.
4. *Кирсанов Н.В., Сементовский Ю.В., Максютова К.М. и др.* Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Тр. Каз. фил. АН СССР. Сер. геол. Казань, 1957. Вып. 4. 438 с.
5. *Рябков Н.В.* Древняя речная сеть бассейна Камы и миграция русел ее основных артерий // Докл. АН СССР, 1959. Т. 124. № 1. С. 175–178.
6. *Сунгатуллин Р.Х.* Комплексный анализ геологической среды (на примере Нижнекамской площади). Казань; Изд-во Мастер-Лайн, 2001. 140 с.



ОСТАТКИ АМФИБИЙ И РЕПТИЛИЙ ИЗ  
МЕЗМАЙСКОЙ ПЕЩЕРЫ:  
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕРПЕТОФАУНЕ  
ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА  
КАВКАЗА

THE AMPHIBIAN AND REPTILIAN  
REMAINS FROM THE MEZMAISKAYA  
CAVE: NEW DATA ON THE LATE  
PLEISTOCENE HERPETOFAUNA  
OF THE CAUCASUS

Е.В. Сыромятникова, И.В. Доронин, Г.Ф. Барышников  
Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия  
esyromyatnikova@gmail.com

E.V. Syromyatnikova, I.V. Doronin, G.F. Baryshnikov  
Zoological Institute of the RAS, St. Petersburg, Russia

Герпетофауна Кавказа заметно выделяется в пределах Северной Евразии своим высоким фаунистическим разнообразием (Ananjeva et al., 2006; Туниев и др., 2009). Современная фауна этого региона изучена относительно хорошо, однако плейстоценовый этап ее развития еще недостаточно известен (Амиранашвили и др., 1991; Барышников, 2012; см. обзоры Зерова, Чхиквадзе, 1984; Чхиквадзе, 1984). В связи с этим, любые данные о плейстоценовых находках амфибий и рептилий представляют значительную ценность.

Одним из наиболее известных плейстоценовых местонахождений Кавказа является памятник среднего-позднего палеолита – пещера Мезмайская (Северный Кавказ, Россия; 74–30 тыс. л., 1310 м н.у.м.), откуда происходят уникальные находки неандертальцев (Golovanova et al., 1999). Фауна Мезмайской хорошо описана в литературе (Baryshnikov et al., 1996), однако амфибии и рептилии до настоящего времени оставались практически неизвестными. Так, ранее упоминались находки *Bufo* sp. и *Lacerta* sp. Нами был предварительно изучен материал по амфибиям и рептилиям из этой пещеры (культурные слои 2а, 2б и 5, поздний плейстоцен; раскопки Л.В. Головановой, 1988–89 и 1991 гг.). Материал представлен многочисленными (более 400) изолированными фрагментами скелета представителей двух семейств амфибий и четырех семейств рептилий. В материалах определены следующие таксоны: *Rana macrocnemis* Boulenger, 1885 (Ranidae), *Bufo* sp. (Bufonidae), *Anguis fragilis* L., 1758 (Anguidae), *Lacerta cf. agilis*, *Darevskia* sp. (Lacertidae), *Coronella austriaca* Laurenti, 1768 (Colubridae), Viperidae indet. (Viperidae).

Большинство остатков принадлежит представителям семейства Lacertidae, среди которых насчитывается не менее 70 особей. Имеющийся материал по ящерицам выборочный (отобранные при промывочных работах фрагменты зубных и верхнечелюстных костей, а также костей конечностей). Среди лацертид определяются две формы.

Первая форма лацертид – крупная, отнесена нами к *Lacerta cf. agilis*. Ее остатки сравнительно многочисленны и составляют около 10 % от остатков лацертид. Принадлежность *Lacerta* из Мезмайской к этому виду основана на размерах и пропорциях зубных костей, однако более точные определения пока затруднительны из-за слабо изученной морфологии скелета современных представителей этого рода. Вторая форма лацертид – мелкая, отнесена к *Darevskia* sp. Она преобладает по количеству остатков среди лацертид. *Darevskia* из Мезмайской принадлежит к относительно крупной среди скальных ящериц форме, однако, учитывая недостаточно изученную морфологию скелета видов этого рода, более точное определение пока затруднительно. В настоящее время в рассматриваемом районе обитает 4 вида скальных ящериц рода *Darevskia* Arribas, 1997: *D. alpina* (Darevsky, 1967), *D. brauneri* (Méhely, 1909), *D. pontica* (Lantz et Cyren, 1919), *D. derjugini* (Nikolsky, 1898). Среди них ящерица из Мезмайской по размерам наиболее близка к *D. brauneri*.

Остальные таксоны из Мезмайской известны по единичным находкам. *Rana macrocnemis* определяется по единственной неполной плечевой кости, которая характеризуется наличием сильно развитых медиального и латерального гребней, сближенных на дорзальной стороне. Такое строение характерно для самцов бурых лягушек (род *Rana sensu* Frost, 2006). *Bufo* sp. также представлена неполной плечевой костью, наиболее сходной по строению с таковой представителей группы зеленых жаб *Bufo* (*Pseudepidalea*). Среди группы зеленых жаб *Bufo* из Мезмайской вероятнее всего принадлежит *Bufo* (*Pseudepidalea*) *viridis* Laurenti, 1768. *Anguis fragilis* представлена фрагментом правой зубной кости, а *Coronella austriaca* и Viperidae indet. – одним туловищным позвонком каждый.

Скопление костей в Мезмайской выделяется преобладанием в нем остатков ящериц, что неизвестно в других пещерах Кавказа. Такое скопление

могло образоваться в результате охотничьей деятельности хищных птиц, среди которых наиболее вероятными являются *Circaetus gallicus* (Gmelin, 1788), *Buteo buteo* (L., 1758) и *Falco tinnunculus* (L., 1758). При этом из Мезмайской ранее указывалась находка *Falco* sp. (Baryshnikov et al., 1996). Образование такого скопления также может объясняться расположением в пещере постоянного места зимовки ящериц. В частности, повышенная концентрация в местах зимовок отмечается для представителей рода *Darevskia* (Трофимов, 1981). Помимо этого, согласно данным по смертности в популяциях скальных ящериц (Целлариус, Целлариус, 2009), ее основным фактором является гибель на зимовке (53 % случаев), проходящей на глубине до 1 м и бо-

лее, тогда как гибель от хищников отмечена реже (21 % случаев).

Представители всех указанных таксонов обитают в районе пещеры и в настоящее время. Среди них, *Rana macrocnemis* и *Darevskia* sp. – субэндемики Кавказа, а остальные определенные таксоны широко распространены и за пределами Кавказского региона. При этом находки *Coronella austriaca* и *Anguis fragilis* указываются для плейстоцена Кавказа впервые. Наличие трех из пяти таксонов, представленных единичными находками, свидетельствует о потенциально большем разнообразии герпетофауны Мезмайской пещеры.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Гранта Президента РФ НШ-6560.2012.4.

### Список литературы

1. Амиранавили Н.Г., Гутиева Н.В., Чхиквадзе В.М. Новые данные о герпетофауне палеолита Грузии / Флора и фауна мезо-кайнозоя Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. С. 159–165.
2. Барышников Г.Ф. Обзор ископаемых останков позвоночных из плейстоценовых слоев Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) / Труды Зоологического института РАН, 2012. Т. 316. № 2. С. 93–138.
3. Зерова Г.А., Чхиквадзе В.М. Обзор кайнозойских ящериц и змей СССР / Изв. АН ГССР. сер. биол., 1984. Т. 10. № 5. С. 319–325.
4. Трофимов А.Г. Пространственная структура популяций некоторых партеногенетических и двуполых скальных ящериц Кавказа. Автореферат диссертации кандидата биологических наук. Киев, 1981. 20 с.
5. Туниев Б.С., Орлов Н.Л., Ананьева Н.Б., Агасян А.Л. Змеи Кавказа. Таксономическое разнообразие, распространение, охрана. СПб-М.: Товарищество научных изданий КМК, 2009. 223 с.
6. Целлариус А.Ю., Целлариус Е.Ю. Продолжительность жизни и факторы смертности у скальной ящерицы *Darevskia brauneri* (Sauria) по данным многолетних наблюдений на хребте Навагир / Зоологический журнал, 2009. Т. 88. № 10. С. 1276–1280.
7. Чхиквадзе В.М. Обзор ископаемых хвостатых и бесхвостых земноводных СССР / Изв. АН ГССР. Сер. биол., 1984. Т. 10. № 1. С. 5–13.
8. Ananjeva N.B., Orlov N.L., Khalikov R.G., Darevsky I.S., Ryabov S.A., Barabanov A.V. The Reptiles of Northern Eurasia. Taxonomic Diversity, Distribution, Conservation Status. (Pensoft Series Faunistica, 47). Sofia, 2006. 245 p.
9. Baryshnikov G., Hoffecker J., Burgess R. Palaeontology and zooarchaeology of Mezmaiskaya Cave (northwestern Caucasus, Russia) / Journ. Archaeol. Sci., 1996. Vol. 23. P. 313–335.
10. Frost D.R., Grant T., Faivovich J. et al. The amphibian tree of life / Bulletin of the American Museum of Natural History, 2006. 297. P. 1–370.
11. Golovanova L.V., Hoffecker J.F., Kharitonov V., Romanova G. Mezmaiskaya Cave: Neanderthal Occupation in the Northern Caucasus / Current Anthropology, 1999. № 1. P. 77–86.

ПОЧВЕННО-ЛЕССОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ  
СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ  
(ОТ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ДО ГОЛОЦЕНА)  
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА  
НОВОПОСЕЛКОВСКИЙ КАРЬЕР  
(КУРСК)

SOIL-LOESS STRATIGRAPHY  
OF THE CENTRAL RUSSIAN UPLAND  
(FROM THE EOPLEISTOCENE TO HOLOCENE)  
ACCORDING TO THE STUDY  
OF THE SECTION NOVOPOSELKOVKIY  
QUARRY (KURSK)

С.А. Сычева, И.В. Ковда, В.В. Семенов, И.Г. Шоркунов, П.Р. Пушкина  
*Институт географии РАН, Москва, Россия*

S.A. Sycheva, I.V. Kovda, V.V. Semenov, I.G. Shorkunov, P.R. Pushkina  
*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

Лессово-почвенный разрез «Новопоселковский карьер» – новый полный разрез плейстоцена для внеледниковой области Восточно-Европейской равнины. Он расположен на Среднерусской возвышенности между двумя ледниковыми районами: Донским и Днепровским. В одном разрезе представлены практически все стратиграфически значимые горизонты палеопочв (геосоли), разделенные лессами или делювиальными суглинками.

В трех ступенях карьера обнажаются разновозрастные погребенные врезы, палеопочвы (чаще педолитокомплексы), педоседименты и лессы со следами криогенеза. В днище карьера развиты желтые палеогеновые пески и красноцветные неогеновые глины, залегающие на меловых мергелях. В нижней ступени карьера вскрывается нижнеплейстоценовая (эоплейстоценовая в российской школе) полигенетическая текстурно дифференцированная **Новопоселковская** почва (современный аналог одной из ее стадий развития – субтропический желтозем), развитая на наиболее древнем лессе со следами перемыва неогеновых глин. Новопоселковская палеопочва имеет обратную намагниченность и, вероятно, является репером, отражающим границу Матуяма–Брюнес. Эта почва коррелируется нами с Балашовской почвой (таблица). В палеодепрессии 2, связанной с кровлей этой почвы, залегают слаборазвитые пойменные почвы и педоседименты (наиболее близкий современный аналог – луговые слитые) **Духовецкого** педолитокомплекса, сопоставляемый с Ржаксинским педокомплексом. Выше, во второй ступени карьера, обнажается **Цветовский** педолитокомплекс: красновато-бурая почва типа бронеэма, перекрытая ее же педоседиментом. В палеодепрессиях сохранились две слитые луговые почвы этого

комплекса. Эти почвы коррелируются с Воронским педокомплексом. Выше залегает среднеплейстоценовая текстурно дифференцированная (типа альбелювисоли) **Ворошиневская** палеопочва, нарушенная мерзлотными клиновидными структурами – временной аналог Инжавинской палеопочвы. В основании первой ступени обнажается две среднеплейстоценовые черноземовидные почвы: двухстадийная лугово-черноземная (с лесной фазой) – **Рассыльненский** педокомплекс (его временной аналог – Каменская палеопочва) и оглеенная луговая **Черницынская** – коррелируется с Роменской палеопочвой. Над ним залегает палевый лесс мощностью 3–4 м, разделенный слаборазвитой **Курской** почвой на московский и днепровский. Позднеплейстоценовые отложения прислонены к московскому лессу и развиты на сниженной части погребенного балочного склона. Они включают **Рышковский** педолитокомплекс микулинского межледниковья (дерново-подзолистая почва с погребенной луговой почвой), две ранневалдайских черноземовидные (**Кукуевскую** и **Стрелецкую**), разделенные педоседиментами делювиально-солифлюкционного генезиса (Сычева, 2012). Вместе они коррелируются с мезинским почвенно-лессовым комплексом. Средневалдайская **Брянская** палеопочва развита более, как на сниженных поверхностях (в прислоениях), так и в верхних частях склона – на московском лессе.

Полное строение и отличная сохранность палеопочвенных уровней (геосолей) и чередование их лессовыми и делювиальными слоями, данные палеомагнитных исследований позволяет провести предварительную корреляцию с хорошо изученными разрезами Днепровского и Донского ледниковых районов (Величко и др., 1997, 2011).

Таблица 1

**Корреляция разреза Новопоселковский карьер со схемой А.А. Величко и др.**

Подразделения неоплейстоцена		Горизонты почв, лессов		Криогенные горизонты (КГ)	Горизонты почв, лессов	КГ или КС	Врезы	М И С	
Величко и другие, 1997, 2011				Сычева и другие					
Голоцен		Голоцен			Голоцен			1	
Поздний	Поздний валдай	Алтыновский лесс		Ярославский	Поздневалдайский лесс	Владимировский	Врез 6	2	
		Трубчевская почва							
		Деснинский лесс		Владимировский					
	Средний валдай	Брянская почва			Брянская почва			3	
	Ранний валдай	Хотылевский лесс		Смоленский, фаза а	Тускарский лесс	Селиходворский		4	
	Верхневолжский интерстадиал	Мезинский ЛПК	Крутицкая Почва			Стрелецкая почва			5a
						Млодательский лесс	КГ		5b
	Кукуевская почва					5c			
Холодная эпоха	Севский Лесс		Смоленский, фаза б	Сеймский лесс	Сеймский		5d		
Микулинское межледниковье	Салынская почва			Рышковский педолитокомплекс			5e		
Средний	Днепровское оледенение	Московский лесс		Днепровский	Московский лесс	Московский	Палеоврез 5	6	
		Курская почва			Курская почва				
		Днепровский лесс			Днепровский лесс				Днепровский
	Ромёновское потепление	Ромёновская почва			Черницынская почва			7	
	Орчикская холодная эпоха	Орчикский лесс		Игоревский	Орчикский лесс	КГ	Размыв	8	
	Каменское межледниковье	Каменский педокомплекс			Рассыльненский педокомплекс			9	
	Холодная эпоха	Борисоглебский лесс		КГ	Лесс	КГ	Размыв	10	
	Лихвинское межледниковье	Инжавинский педокомплекс			Ворошневецкая почва			11	
	Окское оледенение	Коростелевский лесс		КГ	Лесс	КГ	Палеоврез 4	12	
	Мучкапское межледниковье	Воронский педокомплекс			Цветовский педолитокомплекс			13–15	
	Донское оледенение	Донской лесс		КГ	Лесс		Палеоврез 3	16	
	Ильинское межледниковье	Ржаксинская почва			Духовецкий педолитокомплекс			17	
	Покровское оледенение	Бобровский лесс		КГ + Б	Лесс		Палеоврез 2	18	
Нижний	Петропавловское межледниковье	Балашовская почва		– М	Новопоселковская почва			19	
		Лесс			Лесс		Палеоврез 1		

**Список литературы**

1. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколони Н.И. Раздел I. Основные черты строения лессово-почвенной формации. С. 5–24 // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия М.: Институт географии РАН, 1997. 140 с.
2. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.Ф. Современное состояние концепции покровных оледенений // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Выпуск 3. М.: МГУ, 2011. С. 21–33.
3. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012. Т. 16, № 4. С. 45–56.



**ВОЗДЕЙСТВИЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ  
НА ХОЗЯЙСТВЕННУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ  
ЧЕЛОВЕКА В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ  
НЕОЛИТИЧЕСКИХ ПОСЕЛЕНИЙ  
АЗЕРБАЙДЖАНА)**

**INFLUENCE OF NATURAL CONDITIONS  
CHANGING AT INDUSTRIAL HUMAN  
ACTIVITY DURING THE HOLOCENE  
(ON THE EXAMPLE OF THE NEOLYTIC  
SETTLEMENTS OF AZERBAIJAN)**

**Е.Н. Тагиева, С.С. Велиев**

*Институт географии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан  
tagelena@rambler.ru, seyran\_sibirli@mail.ru*

**E.N. Tagiyeva, S.S. Veliyev**

*Institute of Geography of the National Academy of Sciences of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan*

Изменения природных условий и хозяйственная деятельность человека откладывая отпечаток на наиболее вариабельном компоненте ландшафта – растительности, дают возможность проследить их динамику при реконструкциях растительного покрова. Нами были палинологически исследованы разрезы поселений Чалагантепе, Лейлатепе, Алхантепе, Учоглан и кургана Союг-Булаг с использованием данных по поселениям Тойретепе, Аликемектепеси в Азербайджане (Аразова, 1986), Арухло в Восточной Грузии (Человек и окружающая его среда, 1984) и голоценовых отложений Али-Байрамлы (ныне Ширван)-2 и 3 (Алиев и др., 1989) (Арухло, Али-Байрамлы определения сделаны Л.К. Гогичайшвили). Все разрезы расположены в зоне полупустынных ландшафтов на равнинах высотой от 0 до 400 м. Они датируются VIII–III тыс. до н.э. (10–4 тыс. л.н.). Поселения Арухло, Чалагантепе, Тойретепе и Аликемектепеси относятся к древнейшим культурам земледельцев и скотоводов Кавказа, поселения Лейлатепе, Алхантепе и курган Союг-Булаг – к лейлатепинской культуре, поселение Учоглан – к кура-аракской культуре. Выделяются четыре этапа взаимодействия природных условий и хозяйственной деятельности, сопоставленные с периодами схемы А. Блитт – Р. Сернандера.

**Первый этап.** Бореальный период, VIII–VII тыс. до н.э. (10–8 тыс. л.н.). Характеризует природные условия, которые существовали в Азербайджане до возникновения хозяйственной деятельности земледельческо-скотоводческих культур. На этом этапе климат был более влажный, чем сейчас. На равнинах господствовали разнотравные степи. В предгорьях их обрамлял пояс аридных редколесий (фисташниковых, каркасовых и сосновых с сосной эльдарской). Он протягивался от хребта Эляроюгу на северо-запад по границе Азербайджана и Грузии до Гараязской равнины и далее, в Грузию, а так же на юг к хребту Боздаг, на Карабахскую и далее на Муганскую равнину к предгорьям Талышских

гор. Степи и аридные редколесья пересекались тугайными лесами вдоль рек. Выше простирались горные широколиственные леса трех формаций – с дубом иберийским, грабом кавказским и буком восточным, а еще выше – хвойные леса из сосны крючковой с участием темнохвойных – ели восточной и пихты Нордмана, отсутствующих сейчас в Азербайджане.

**Второй этап.** Первая половина атлантического периода, VI–V тыс. до н.э. (8–6 тыс. л.н.). На этом этапе в Азербайджан и Восточную Грузию приходят насельники древнейших земледельческо-скотоводческих культур. Происходит иссушение климата. Об этом свидетельствует уменьшение пыльцы древесных пород (в Али-Байрамлы фактически до 0, в Арухло – до 27 %) и большое содержание пыльцы ксерофильных трав (в Али-Байрамлы – маревых, в Арухло – злаков, маревых и полыни). Аридизация климата привела к тому, что из-за маловодности разливы рек были небольшими, и поселения основывались в низинах у урезом рек. В это время возникает и искусственное орошение, о чем говорят обнаруженные в поселениях Чалагантепе и Арухло рвы-каналы (Нариманов, 1987).

Аридизация также способствовала иссушению заливных лугов и возникновению здесь земледелия, что приводило к «расцвету» посевов культурных растений и сорняковой растительности. Наиболее четко их взаимосвязь прослеживается в разрезе Чалагантепе (Велиев и др., 1996), где пыльца злаков, то возрастает (до 60 %), то сокращается и сменяется пылью сорных растений – *Polygonum corrigioloides* J. Etsp, *Hibiscus trionium* L., *Chenopodium album* L. и др. Это показывает, что поля после истощения почв забрасывались и зарастали сорняками, но по восстановлению плодородия вновь засеивались злаками. Продолжавшаяся долгое время аридизация и истощение почв в конечном итоге вынудили насельников древнейших земледельческо-скотоводческих культур покинуть Азербайджан.

**Третий этап.** Вторая половина атлантического периода, IV тыс. до н.э. (6–5 тыс. л.н.). После ухода древнейших земледельческо-скотоводческих культур в Азербайджан прибыли насельники ближневосточной урукской культуры и положили начало ее местному варианту – лейлатепинской культуре. Их приход был вызван повышением влажности. Об этом свидетельствует увеличение в разрезах Алхантепе, Союгбулаг и Али-Байрамлы-2 пыльцы древесных пород и пыльцы разнотравья и уменьшение пыльцы маревых и полыней, а также присутствие в разрезах Алхантепе и Союг-Булаг пыльцы бука, ели и пихты. Темнохвойные породы произрастали тогда ниже и восточнее своей современной границы, которая на Малом Кавказе проходит возле поселка Манглиси на северном склоне Тriaлетского хребта у верховий реки Алгети (Гулишавили и др., 1975). Их ареал по горным хребтам тянулся тогда от Манглиси на восток более чем на 100 км, по крайней мере, до нынешней границы Грузии с Арменией. Последнее подтверждают и палинологические данные, по которым в эпоху максимальной стадии валдайского оледенения ель достигала озера Севан (Гейча) (Делле, 1962).

В этот период отмечается резкое сокращение в спектрах пыльцы сосны эльдарской. В связи с этим интересен факт, что с урукской культурой, положившей начало лейлатепинской культуре, связано изобретение гончарного круга, что дало толчок для развития гончарных мастерских и «промышленному производству» керамической посуды. Древесина же сосны служит наиболее хорошим топливом для гончарной печи, так как пропитана смолой, поэтому быстро сгорает и обжигает керамику равномерно. На территории Азербайджана сосна эльдарская, входившая в состав равнинных редколесий, была более доступна, чем сосна крючковатая, произрастающая высоко в горах. Поэтому сосна эльдарская подверглась уничтожению и сейчас почти полностью вырублена.

На этом, в целом влажном этапе, выявляются периоды относительной аридизации, во время которых лейлатепинская культура развивала земледелие. В условиях повышенной влажности, фиксирующееся между двумя периодами аридизации, земледелие в пойме забрасывается и вновь восстанавливается только во время второго периода аридизации. Развитие земледелия вызвало, как и раннее, не только увеличение пыльцы культурных растений, но и сорной растительности. Наиболее ярко это проявилось в разрезе Лейлатепе. В нижней палинозоне в значительном количестве отмечается пыльца злаков и сорняков (мальвовые). А в верхней палинозоне пыльца злаков исчезает, и, значит, земледелие забрасывается. Однако сорная растительность некоторое время еще сохраняется, только пыльца мальвовых сменяется пылью сорняка *Chenopodium botris* L.

Этот этап завершается сильной аридизацией, которая и положила конец лейлатепинской культуре, что фиксируется по разрезам Алхантепе, Лейлатепе и Союг-Булаг.

**Четвертый этап.** Первая половина суббореального периода, III тыс. до н.э. (5–4 тыс. л.н.). Происходит новое относительное увеличение влажности. Об этом свидетельствует преобладание во всех разрезах пыльцы древесных пород и разнотравья. Это привело сюда насельников кура-аракской культуры, которые, хотя и располагались у рек, но в отличие от своих предшественников селились на холмах, возвышенностях и на высоких террасах в горах (Мунчаев, 1975). А это значит, что реки были более полноводными, и осадков выпадало больше.

Вначале происходит очередное возрождение земледелия и фиксируется вновь сокращение аридного редколесья (из сосны эльдарской). Возобновление земледелия проявляется по большому содержанию пыльцы злаков в разрезе Арухло. В разрезе Учоглан преобладает пыльца бобовых, но она принадлежала, вероятнее всего, их культурным разновидностям. Долговременное (более 1000 лет) существование поселений кура-аракской культуры привело к истощению почв, а увеличение количества осадков – к увеличению речного стока и затоплению плодородных пойменных угодий. Эти два фактора ослабили насельников кура-аракской культуры, и они вынуждены были под напором вторгшихся сюда подвижно-скотоводческих племен майкопских культур, в том числе «культур подкурганых склепов» покинуть обжитые места (Ахундов, 1999). А новоприбывшие племена использовали эти земли в виде пастбищ.

Изложенное показывает тесную взаимосвязь между изменениями природной среды и хозяйственной деятельностью человека в эпоху неолита. Аридизация климата позволила насельникам древнейших земледельческо-скотоводческих культур обосноваться в речных долинах и развивать земледелие. Однако, истощение почв и затянувшееся иссушение климата, вынудили их в дальнейшем покинуть Азербайджан. Затем влажность климата несколько возрастает, создав условия для насельников лейлатепинской культуры. Они также занимались земледелием, которое развивалось в периоды аридизации. Этот процесс, в конечном итоге, положил конец лейлатепинской культуре. На смену ей пришла кура-аракская культура. Она, в отличие от предыдущих культур, развивалась при повышенной влажности климата. Но постепенное увеличение влажности привело к затоплению посевных площадей, которые к тому времени из-за долговременных эксплуатаций были полностью истощены. Вместе с ними ослабили и насельники кура-аракской культуры, которые также покинули пределы Азербайджана.

### Список литературы

1. Алиев Р.М., Атакишиев Р.М., Велиев С.С., Гасанов Г.К., Работина Е.Н., Сулейманов М.Б. Ландшафтно-климатические условия Муганской равнины в хвалыне и голоцене // Докл. АН Азерб. ССР, 1989. Т. XLV. № 2. С. 65–69.
2. Аразова Р.Б. Каменные орудия труда ранних земледельческо-скотоводческих племен Западного Азербайджана (по данным экспериментально-трасологических исследований). Баку: Элм, 1986. 164 с.
3. Ахундов Т.И. Древнейшие курганы Южного Кавказа. Культура подкурганных склепов. Баку: Элм, 1999. 93 с.
4. Велиев С.С., Тагиева Е.Н., Атакишиев Р.М. Антропогенная трансформация растительного покрова территории Азербайджана в IV–II тысячелетиях до н.э. // География и природные ресурсы. Иркутск, 1996. № 2. С. 169–176.
5. Гулисашвили В.З., Махатадзе Л.Б., Прилипко Л.И. Растительность Кавказа. М.: Наука, 1975. 233 с.
6. Делле Г.В. // Ботанический журнал, 1962. Т. 15. № 9
7. Мунчаев Р.М. Кавказ на заре бронзового века. Неолит, энеолит, ранняя бронза. М.: Наука, 1975. 415 с.
8. Нариманов И.Г. Культура древнейшего земледельческо-скотоводческого населения Азербайджана (эпоха энеолита VI–IV тыс. до н.э.). Баку: Элм, 1987. 200 с.
9. Человек и окружающая его среда. Материалы по археологии Грузии и Кавказа. IX. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 140 с.

ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТЬ  
И ДИНАМИКА МОРСКОЙ ИЗОТОПНОЙ  
СТАДИИ 11 (MIS11) ПО МАТЕРИАЛАМ  
ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА ЦЗИНЬЮАНЬ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КИТАЯ

A WARM AND UNSTABLE MARINE  
ISOTOPE STAGE 11 (MIS11)  
RECORDED BY JINGYUAN LOESS SECTION,  
NORTHWESTERN CHINA

Тайбао Янг<sup>1,2</sup>, Пэйхун Ши<sup>1,2</sup>, И Хэ<sup>1</sup>, Чжэ Фань<sup>1</sup>, Цзе Чэнь<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт Гляциологии и Экогеографии, Университет Ланьчжоу, Ланьчжоу,

<sup>2</sup>Центральная лаборатория Природных систем Западного Китая, Университет Ланьчжоу, Ланьчжоу, Китай  
yangtb@lzu.edu.cn

Taibao Yang<sup>1,2</sup>, Peihong Shi<sup>1,2</sup>, Yi He<sup>1</sup>, Zhe Fan<sup>1</sup>, Jie Chen<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Glaciology and Ecogeography, Lanzhou University, Lanzhou, China

<sup>2</sup>Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Lanzhou University, Lanzhou, China

Понимание темпов и амплитуды изменений климата в прошлом могут служить источником для понимания и прогноза предстоящего глобального потепления. Особое внимание уделяется изучению этапов в геологическом прошлом, когда климат был схож с современным или отличался повышенной теплообеспеченностью. Тем более что глобальное потепление стало уже общепринятым фактом. В последние годы все больше исследователей начинают уделять внимание структуре и сложности морской изотопной стадии 11 (MIS11, ~ 423–362 тыс. лет назад), ввиду сходства параметров орбитально-обусловленной инсоляции и сопоставимости концентраций парниковых газов с таковыми параметрами в голоцене. Основываясь на геологических данных и моделях различного уровня детальности, стадия MIS 11 была предложена в качестве палеоаналога современного межледникового этапа. Причины выбора MIS 11 следующие: (1) уникальная по длительности фаза устойчивого потепления ок. 30 тыс. лет – почти в два дольше, чем в других межледниковьях; (2) наибольшая климатическая амплитуда перехода от оледенения к межледниковью за последние 5 млн лет; (3) минимум значений эксцентриситета (~ 413 тыс. л.н.) при малых отклонениях в приходящей солнечной инсоляции.

Проблемы с точностью датировок и детально записи в наземных отложениях, по сравнению с донными отложениями и ледяным керном, явились причиной относительно редко встречающихся исследований, направленных на расшифровку изменений климата в ходе стадии MIS 11 на основе континентальных отложений. Эти исследования включают в себя формации китайских лессов, которые отлагались непрерывно и дали один из самых полных и динамичных наземных архивов изменчивости окружающей среды за последние 2,6 млн лет (Liu, 1985; An et al., 1991; Ding et al., 2002;). Как правило, чередование толщ лессов и палеопочв,

укладываются в циклы, которые интерпретируются как результат палеомуссоновой циркуляции (An et al., 1991). Лессовые отложения формировались преимущественно во время ледникового периода, когда климат региона характеризовался преобладанием мощного зимнего муссона. И наоборот, палеопочвы, как полагают, образуются в межледниковья, когда мощный летний муссон преобладает в регионе, вызывая сокращение седиментации пыли и способствуя усиленному почвообразованию (Liu, 1985). При этом мы должны иметь в виду, что формирование лёссов и почвообразование были процессами конкурирующими, и преобладание одного над другим отображают флуктуации климатических характеристик.

Лессово-почвенные серии стратиграфически хорошо коррелируются на всем Китайском лессовом плато (CLP, рис. 3а) и сравнимы с морскими изотопными стадиями (Liu, 1985; Kukla, 1987; Heslop et al., 2000). Палеопочва S4 коррелирует с MIS 11, а толщина лёсса L5 соответствует MIS 12. Оба эти горизонта являются наилучшими наземными источниками данных для детального изучения климатических и экологических изменений в семиаридных и субтропических областях Китайского Лёссового плато. Почва S4 рассматривается как наиболее сильно развитый педокомплекс ЛПФ за последние 2,6 млн лет и является широко распространенным маркером в стратиграфии лессовых отложений в Китае (Liu, 1985; Ding et al., 2002). Палеопочва S4 была сформирована при очень теплом и влажном климате, в период усиления азиатских летних муссонов (Liu, 1985; Guo et al., 2000). Вейвлет-анализ (Wu, Lu, 2011) предполагает, что палеоклимат был относительно стабильным в течение формирования S4 в секции Luochuan китайских лессов. Кроме того, Го и соавт. (1998) пришли к выводу, что время образования почвы S4 было самым теплым периодом за последние 1.2 млн лет. В соответствии с палеопедологическими



и геохимическими данными и характеристиками магнитной восприимчивости для трех разрезов Лёссового плато (Xifeng, Changwu и Weinan), это время характеризовалось субтропическим семи-гумидным климатом. Однако, Vidic et al. (2003) указывают, что S4 является относительно хорошо развитой почвой, но при этом она не отражает необычно теплые и стабильные условия времени ее формирования, в соответствии с геохимическими и седиментологическими данными из разреза Jiaodao (30 км к северу от Luochuan). Кроме того, исследования Wu et al. (2007, 2012), основанные на изучении наземных моллюсков в лёссовых комплексах Xifeng и секции Luochuan, также характеризуют неустойчивые климатические условия во время развития почвы S4, при общем теплом и влажном характере климата. В настоящее время нет определенности в отношении климатических и экологических изменений в период почвообразования S4 в китайских лёссах. Многие аспекты остаются неясными, например: каковыми были климатические условия на лёссовом плато в течение формирования почвенного комплекса S4 и последующего отложения лёсса L5; был ли климат относительно постоянным или неустойчивым в процессе образования S4; соответствует ли лёссовый горизонт L5 чрезвычайно холодным условиям ледникового периода; как долго продолжались условия, характерные для межледниковья, и был ли климат S4 теплее или холоднее, чем в голоцене?

В целях реконструкции климатической изменчивости в период MIS 12–10 (L4-L5) был изучен разрез Jingyuan (S0-L6, ~ 165 м) ЛПФ на северо-западе Китайского лёссового плато, при этом анализировались магнитная восприимчивость, общий состав органического углерода, индекс размера зерен и цвета почвы. Хроностратиграфическая шкала для этого разреза была составлена (рис. 1), главным образом, на основании данных по палеомагнетизму (Yue et al., 1990) и оптически стимулированной люминесценции (Sun et al., 2010).

На основании этой хронологической схемы, мы сравнили MIS11 (соответствующий S4) с голоценом (соответствующий S0), полученные при этом результаты показали, что в MIS11 климат был несколько теплее и суше, чем в настоящее время (рис. 1). Что касается изменений климата в течение MIS12–10 (соответствует L4-L5) в секции Jingyuan, детальное разреза позволила нам точно реконструировать изменения климата в течение этого периода. В результате исследования выяснилось, что лёссовый комплекс L5 (MIS 12) был сформирован в относительно холодных и сухих условиях. Климат в этот период было не столь суровым, как это показано на морских изотопных кривых (Mix et al., 1995; Shackleton et al., 1995). Тем не менее, эпизод с более теплыми и влажными условиями выделяется в середине MIS 12, отражая усиление

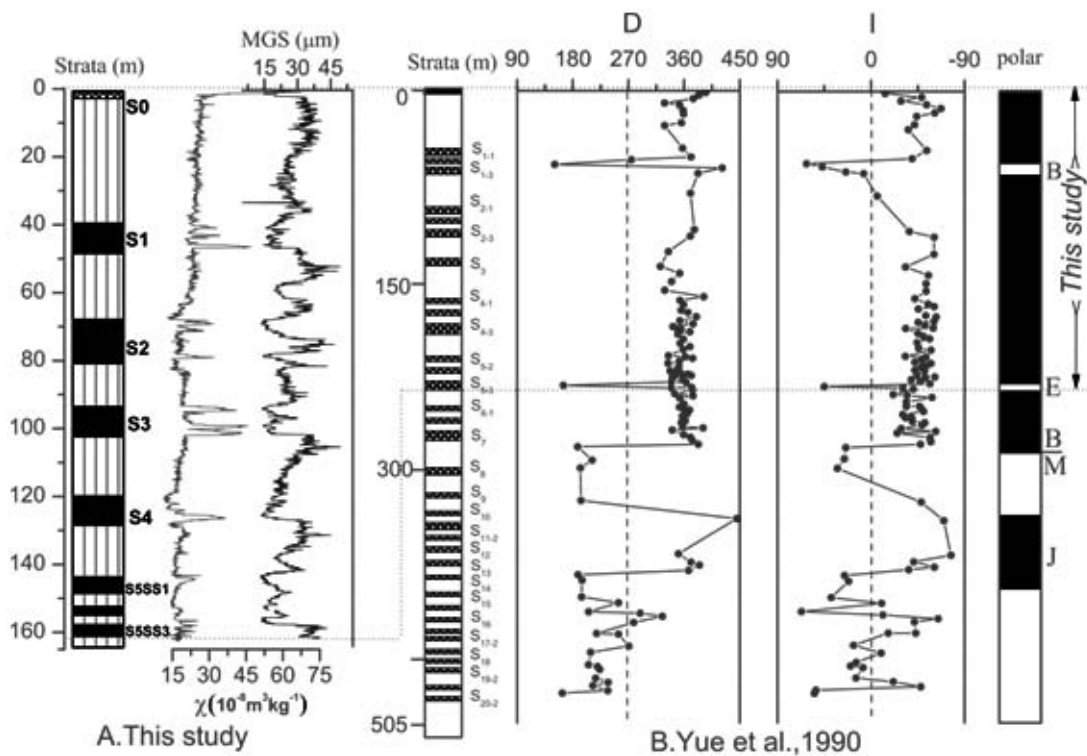


Рис. 1. Магнитная восприимчивость, средний размер зерен и OSL-датировки для секции Jingyuan по Sun et al., 2010 и Yue et al., 1991

летних муссонов в течение этого ледникового интервала. Аналогичный период выделяются и в средней части MIS 10. Палеопедокомплекс S4, соответствующий MIS 11, развивался в рамках двух очень разных климатических режимов, которые варьировались от очень теплого и влажного в ранней фазе до прохладного в поздней. Тренд общего похолодания был выделен в рамках оптимума межледниковья, отражает условия нестабильного климата. Теплых влажных условия в начальный период продолжались более 30 тыс. лет, что подтверждает существующие представления о MIS 11 как об уникальном по длительности интергляциале в четвертичной истории.

Кроме того, при обзоре палеоклиматических реконструкций межледниковья MIS 11 для Лёссового плато выделяются характерные региональные различия. К примеру, очень теплые и влажные условия доминировали только в юго-восточной части Лёссового плато. Наше исследование дает представление о климатических условиях в северо-западной части Лёссового плато во время стадии MIS 11, которая рассматривается в качестве палеоаналога настоящего межледниковья. Наши исследования также показали, что раннему этапу S4, охватывающему более 30 тыс. лет, присущи очень теплые и влажные условия, в то время как заключительная часть этого периода характеризуется мягким прохладным климатом.

### Список литературы

1. Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002. 200(3–4). P. 387–400.
2. Liu T.S. *Loess and the Environment*. Beijing: China Ocean Press, 1985. 481 p.
3. An Z., Kukla G.J., Porter S.C., Xiao J. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years // *Quaternary Research*, 1991, 36(1). P. 29–36.
4. Vidic N.J., Verosub K.L., Singer M.J. The Chinese Loess perspective on Marine Isotope Stage 11 as an extreme interglacial. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*, Droxler A P R A, Washington, DC: American Geophysical Union, 2003. P. 231–240.
5. Heslop D., Langereis C.G., Dekkers M.J. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China // *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1). P. 125–139.
6. Kukla G. Loess stratigraphy in central China // *Quaternary Science Reviews*, 1987. 6(3–4). P. 191–207, 209–219.
7. Guo Z., Biscaye P., Wei L., Chen X., Peng S., Liu T. Summer Monsoon Variations Over the Last 1.2 Ma from the Weathering of Loess-Soil Sequences in China // *Geophys. Res. Lett.*, 2000. 27(12). P. 1751–1754.
8. Wu N., Chen X., Rousseau D.D., Li F., Pei Y., Wu B. Climatic conditions recorded by terrestrial mollusc assemblages in the Chinese Loess Plateau during marine Oxygen Isotope Stages 12–10 // *Quaternary Science Reviews*, 2007. 26(13–14). P. 1884–1896.
9. Wu T., Lu G. Climatic sub-cycles recorded by the fourth paleosol layer at Luochuan on the Loess Plateau // *Environmental Earth Sciences*, 2012. 66(5). P. 1329–1335.
10. Yue L.P., Lei X.Y., Qu H.J. A magnetiostratigraphic study on the Jingyuan loess section, Gansu, China (in Chinese with English abstract)[J]. *Quaternary Sciences*. 1991, 4(4): 349–353.
11. Mix A.C., Le J., Shackleton N.J. Benthic foraminiferal stable isotope stratigraphy of Site 846: 0–1.8Ma[C]. *Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 1995.
12. Sun Y., An Z., Clemens S.C., Bloemendal J., Vandenberghe J. Seven million years of wind and precipitation variability on the Chinese Loess Plateau // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010.
13. Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results[Z]*. Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, Palmer-Julson A, van Andel T H E. *College Station, TX: Ocean Drilling Program*, 1995. 138. P. 337–355.

РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ  
РАЗВИТИЯ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА  
МЕНДЕЛЕЕВА НА ОСНОВЕ  
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНЫХ  
И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ  
ДААННЫХ

RECONSTRUCTION  
OF THE LATE QUATERNARY HISTORY  
OF THE SUBMARINE MENDELEEV  
RIDGE'S DEVELOPMENT  
BASED ON LITHOLOGICAL, ISOTOPIC  
AND MICROPALAEONTOLOGICAL  
DATA

Е.Е. Талденкова<sup>1</sup>, С.Д. Николаев<sup>1</sup>, А.Ю. Степанова<sup>2</sup>, Е.А. Гусев<sup>3</sup>, Е.С. Новихина<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

etaldenkova@mail.ru, cdnik@rambler.ru, a.yu.stepanova@gmail.com,

gus-evgeny@yandex.ru, khelizaveta@yandex.ru

E.E. Taldenkova<sup>1</sup>, S.D. Nikolaev<sup>1</sup>, A.Yu. Stepanova<sup>2</sup>, E.A. Gusev<sup>3</sup>, E.S. Novikhina<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Borisyak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

<sup>3</sup>VNII Okeangeologiya, Saint-Petersburg, Russia

С целью реконструкции палеогеографической истории развития подводного хребта Менделеева в контексте известных палеогеографических схем Северного Ледовитого океана и прилегающей континентальной окраины (Jakobsson et al., 2001, 2010; Phillips, Grantz, 2001; Polyak et al., 2004, 2009; Spielhagen et al., 2004; Darby et al., 2006; Stein et al., 2010) проведено изучение материала ледового и айсбергового разноса (IRD – минеральные зерна >500 мкм), комплексов остракод и фораминифер и изотопного состава кислорода и углерода карбоната раковин планктонных (*Neogloboquadrina pachyderma* sin.) и бентосных (*Oridorsalis tener*) фораминифер из осадков колонки AF07–31, полученной в 2007 г. в ходе рейса н/с «Академик Федоров» с глубины 2280 м на восточном склоне хребта в точке с координатами 78°37'48.9" с.ш. и 171°56'52.1" з.д. Колонка расположена на границе двух водных масс – промежуточной водной массы, которая в Канадской котловине приурочена глубинам 1–2 км, и более холодной и соленой глубинной водной массы. Над промежуточной водной массой до глубин 150–200 м располагается слой трансформированных атлантических вод с температурой немного выше 0°C, который отделяется от опресненных и холодных поверхностных вод мощностью около 50 м 100-метровым слоем холодного гало-клина. Колонка расположена в зоне преобладания поверхностных течений круговорота Бофорта.

В толще осадков колонки общей мощностью 355 см выделены 10 пиков содержания IRD: 1 (0–10 см), 2 (25–34 см), 3 (37–45 см), 4 (55–70 см), 5 (110–138 см), 6 (145–153 см), 7 (180–190 см), 8

(218–260 см), 9 (290–330 см) и 10 (340–350 см). Максимальной численности количество IRD достигает в более древних пиках 8–10, в особенности в пике 8 на глубине 234–238 см в пределах розового прослоя – 6874 зерна/100 г осадка. Во всех пиках, кроме пиков 4 и 10, зерна различных пород преобладают над зернами кварца, и, в свою очередь, среди пород повсеместно главенствуют доломиты, характерные для айсбергов, поставлявшихся Лаврентийским ледниковым щитом (Phillips, Grantz, 2001). Максимальные пики IRD во многих колонках на подводных арктических хребтах приурочены к разрушению огромных ледниковых щитов, существовавших во время морской изотопной стадии MIS 6. По совокупности литологических характеристик осадков колонки и полученных ранее данных о численности планктонных и бентосных фораминифер (Новихина, Гусев, 2012) можно наметить разделение разреза колонки на коричневые (B, brown) и серые (G, gray) слои, в целом, характеризующие в западной Арктике межледниковые и ледниковые временные интервалы (Stein et al., 2010). Пики IRD приурочены, в основном, к переходным частям между коричневыми и серыми слоями, в то время как наиболее выраженные серые прослои (G2, G6) практически не содержат материала ледового разноса.

В силу малой температурной изменчивости вод Арктики, вариации  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  карбоната раковин отражают изменения изотопного состава кислорода окружающей воды, определяемой ее происхождением, и состава растворенного неорганического углерода, соответственно. В целом, эти вариации аналогичны изменению солёности водных масс. В колонке AF07–31

отмечается явно выраженная цикличность изменений изотопного состава фораминифер, в особенности, у планктонных раковин. Интервалы утяжеления изотопного состава, в целом, совпадают с коричневыми прослоями с повышенной численностью планктонных и бентосных фораминифер, характеризующими межледниковые периоды. Интервалы облегчения изотопного состава, напротив, совпадают с серыми прослоями и пиками IRD, характеризующими эпохи оледенений и терминаций. Амплитуда величин  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер велика, от 0.07 до 3.9 ‰. Синхронная ей по направленности амплитуда изменения величин  $\delta^{13}\text{C}$  также велика, от -0.1 до 1.4 ‰. Амплитуда колебаний  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер, имеющая, аналогичную направленность, мала, от 4 до 4.4 ‰, что отражает мало меняющиеся придонные условия и стабильность водных масс. В то же время, амплитуда колебаний  $\delta^{13}\text{C}$  бентосных фораминифер сопоставима с таковой планктонных – 1.6 ‰, но ниже по абсолютным значениям. Очевидно, что подобная картина изменений величин  $\delta^{13}\text{C}$  указывает на усиление вентиляции придонных вод в эпохи межледниковий, совпадающей с активизацией циркуляции вод Арктики и водообмена с соседними океанами, затоплением шельфов и уменьшением ледового покрова. Напротив, в эпохи оледенений происходило существенное сокращение размеров океана за счет осушения шельфов и ослабление циркуляции придонных вод, совпадавшее с практически полным прекращением образования шельфовых вод и развитием мощного ледового покрова, а, возможно, и шельфовых ледников (Jakobsson et al., 2010). Все это вызывало существенное уменьшение вентиляции придонных вод и газообмена с атмосферой. Уменьшению газообмена способствовало и поступление талых вод во время ледниковых терминаций, усиливавшее стратификацию вод. Наиболее выраженные в изотопном составе фораминифер межледниковые эпохи соответствуют интервалам колонки 0–10 см (слой B1), 40–60 см (слой B2), 110–120 см (верх слоя B3) и 175–215 см (слой B5) и можно предположить, что они отвечают, соответственно, стадиям MIS 1, MIS 3, MIS 5 (5a и 5e), по аналогии с изотопной записью соседних колонок NP26 (Polyak et al., 2004) и HLY0503–8JPC26 (Adler et al., 2009).

Численность и разнообразие остракод и фораминифер растут в межледниковые эпохи (слои B) с меньшим ледовым покровом и ростом продуктивности, в слоях G, соответствующих оледенениям, они либо существенно уменьшаются, либо микрофоссилии вовсе отсутствуют. Выделены 3 комплекса остракод. Комплекс 3 (190–355 см) имеет наименьшую численность раковин и представлен, в основном, различными видами рода *Cytheropteron*. Он характеризует условия глубоководной арктической водной массы, достаточно изолированной от

влияния атлантических вод. Низкая численность и периодическое отсутствие остракод, вероятно, являются результатом развития мощного ледового покрова. Комплекс 2 (115–160 см) похож на комплекс 3, но отличается увеличением количества раковин рода *Krithe* и постоянным присутствием *Polycopre* spp. и *Acetabulastoma arcticum*. Подобный комплекс характеризует холодные, хорошо вентилируемые условия арктических глубинных вод с несколько большим влиянием промежуточной водной массы, о чем свидетельствует увеличение видового разнообразия и появление видов, более характерных для евразийских районов (*Pedicythere neoflutans*, *Eucythere* sp.). Комплекс 1 появляется в колонке после интервала отсутствия остракод, соответствующего серому слою G2. Он также разделен интервалом отсутствия остракод, коррелятного серому слою G1, на нижний (35–60 см) и верхний (0–15 см) подкомплексы. Нижний подкомплекс очень разнообразный: в нем отмечена самая высокая общая численность остракод, самое высокое разнообразие, доминирует впервые появляющийся в колонке вид *Henryhowella asperrima* (до 60–70 %), появляются многие новые виды, включая североатлантический вид *Pseudocythere caudata*. Пик *H. asperrima* в сочетании с пиком *Krithe* spp. (зона *Krithe/Henryhowella*) отмечен во многих хорошо датированных колонках центральной части Арктического бассейна, ее возрастные привязки соответствуют стадии MIS 3 и варьируют от 50–42 т.л.н. в Канадском бассейне до 50–37 тыс. л.н. в Евразийском бассейне (Poirier et al., 2012). Сменяющая ее вверх по разрезу зона *Polycopre* характерна для продолжительного по времени, но незначительного по мощности, интервала конца стадии MIS 3 и большей части стадии MIS 2 с возрастом от 42–18 тыс. л.н. в Канадском бассейне до 38–18 тыс. л.н. в Евразийском. Верхний подкомплекс более всего приближен по составу к зоне *Cytheropteron/Krithe*, которая соответствует времени последней дегляциации с возрастом 18–6 тыс. л.н. в Канадском бассейне, и 18–7 тыс. л.н. в Евразийском. Выше ее сменяет зона *Krithe/Acetabulastoma*, которая знаменует собой похолодание второй половины голоцена и развитие более мощного ледового покрова. В нашей колонке отмечено крайне незначительное увеличение *A. arcticum* только в самом верхнем образце 0–4 см. Вероятно, ископаемые остракоды верхних 15 см осадков соответствуют как всему голоцену, так и периоду дегляциации.

По совокупности полученных данных можно заключить, что отложения колонки AF07–31 соответствуют чередованию ледниковых и межледниковых эпох в течение последних 6-ти морских изотопно-кислородных стадий (MIS 1–6).

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 11–05–01091а.



### Список литературы

1. Новихина Е.С., Гусев Е.А. Микрофаунистическая характеристика четвертичных осадков поднятия Менделеева. Материалы III всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» / СПб, ФГУП «ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга», 2012. С. 22–23.
2. Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503–8JPC, Mendeleev Ridge // *Global and Planetary Change*, 2009. V. 68, P. 18–29.
3. Darby D.A., Polyak L., Bauch H.A. Past glacial and interglacial conditions in the Arctic Ocean and marginal seas – A review // *Progress in Oceanography*, 2006. V. 71. P. 129–144.
4. Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*, 2001. V. 31. P. 1–22.
5. Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS6 constrained by new geophysical and geological data // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3505–3517.
6. Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marine Geology*, 2001. V. 172, P. 91–115.
7. Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // *Marine Micropaleontology*, 2012. V. 88–89, P. 65–76.
8. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004. V. 203. P. 73–93.
9. Polyak L., Bischof J., Ortiz J et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*, 2009. V. 68, P. 5–17.
10. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quaternary Science Reviews*, 2004. V. 23. P. 1455–1483.
11. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*, 2010. V. 79. N. 2. P. 97–121.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА  
РАСЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО  
НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА  
(ГЕЛАЗИЙ + КАЛАБРИЙ) РОССИИ

BIOSTRATIGRAPHIC GROUNDS  
OF SUBDIVISION OF TERRESTRIAL LOWER  
PLEISTOCENE (GELASIAN + CALABRIAN)  
IN RUSSIA

А.С. Тесаков<sup>1</sup>, В.В. Титов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

tesak@ginras.ru, vvtitov@yandex.ru

A.S. Tesakov<sup>1</sup>, V.V. Titov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow

<sup>2</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Ранний плейстоцен в Международной стратиграфической шкале (2012) охватывает временной интервал от 2,588 до 0,781 млн лет и включает два яруса – гелазий (2,588–1,806) и калабрий (1,806–0,781). В отечественной Общей стратиграфической шкале МСК верхней части этого интервала отвечает эоплейстоцен (1,806–0,781), статус нижней части пока формально не определен. Значение фауны млекопитающих для стратиграфии континентальных отложений средних широт Евразии было продемонстрировано В.И. Громовым, Э.А. Вангенгейм и многими другими исследователями. Было предложено несколько подходов. В основе классического – выделение биостратиграфических подразделений комплексного обоснования. На этом принципе основаны комплексы млекопитающих В.И. Громова. При этом ведущую роль в характеристике комплексов принадлежит хроновидам/подвидам слонов мамонтовой линии (Вангенгейм, Певзнер, 2001; Байгушева и др., 2012; Baigusheva, Titov, 2012). В рассматриваемом раннеплейстоценовом интервале выделяется три комплекса – хапровский, псекупский и таманский (Титов, 2008; Тесаков, 2004; Вангенгейм, 2010). Хапровский фаунистический комплекс, отвечающий биохрому слона Громова (*Archidiskodon meridionalis gromovi*) коррелируется с ранней частью палеомагнитной эпохи Матуяма и имеет оценочные границы – 2,59 млн лет (основание) и 2,2 млн лет (верхняя граница). Псекупский ф.к. соответствует биохрому номинативной формы южного слона (*A. m. meridionalis*). Этот интервал коррелируется с серединой эпохи Матуяма, верхами гелазия и нижней частью калабрия. Верхняя граница комплекса оценивалась в 1,1–1,2 млн лет (Вангенгейм и др., 1991; Вангенгейм, 2010). Однако имеются основания удревять эту границу, вплоть до уровня ~1.5 млн лет (Титов и др., 2012). Таманский ф.к. характеризуется временем существования прогрессивной формы южного слона (*A. m. tamanensis*). Его верхняя граница проводится между субхроном Харамилло и палеомагнитной инверсией Матуяма-Брюнес, на уровне ~0.85 млн лет. В самый конец раннеплейстоценового

интервала попадает и базальная часть более молодого тираспольского комплекса (биохран слона *Mammuthus trogontherii*). С 60-х гг. прошлого века появились обширные палеонтологические материалы по мелким млекопитающим. Эти данные были использованы для создания системы биохронов, лишь частично совпадающих с комплексами по крупным млекопитающим (Шевченко, 1965; Топачевский и др., 1998). Важнейшим отличием в системе естественных границ микротериоассоциаций стало невозможность выделения единого псекупского комплекса. Внутри интервала этого биохрана, вблизи или несколько древнее верхней границы калабрия, располагается важнейший рубеж в развитии микротериофауны – смена доминирования корнезубых полевок гелазия на преобладание прогрессивных некорнезубых арвиголин калабрия (Тесаков и др., 1999; Тесаков, 2004). Биостратиграфия раннего плейстоцена Восточной Европы по фаунам мелких млекопитающих анализировалась в целом ряде работ отечественных авторов (Рековец, 1994; Markova, 2007; Агаджанян, 2009). Вариант биостратиграфического подразделения нижнего плейстоцена, предложенный для бассейна верхнего Дона (Иосифова и др., 2009) основан на качественных данных, но, на наш взгляд, требует доработки. Важные данные по характеристике основания калабрия в разрезах юга Западной Сибири получены В.С. Зажигиным и В.С. Зыкиным (Зажигин, 2009; Зыкин, 2012). Альтернативой фаунистическим комплексам стало выделение независимых зональных биохронов по мелким млекопитающим на основе зон совместного распространения хронотаксонов грызунов подсемейства полевок (Вангенгейм и др., 2001; Тесаков, 2004; Tesakov et al., 2007). Интервал раннего плейстоцена современной МСШ характеризуется (полностью или частично) восемью зонами MQR7–11, MNR1–3 (рис. 1).

По комплексу данных наиболее четко можно охарактеризовать стратиграфический уровень, отвечающий подошве гелазия (формирование слона *A. m. gromovi*, доминирование полевки *Borsodia praehungarica*). К рубежу гелазия и калабрия четко

привязать какие-либо филогенетические события в линиях слонов и полевок пока невозможно. Смена хроноподвидов *A. t. gromovi* на *A. t. meridionalis* и появление некорнезубых *Microtini* по-видимому происходит несколько ранее этой границы. Для биостратиграфической характеристики подразделения калабрия более всего подходит рубеж около 1.2 млн лет. К этому рубежу близки (но, вероятно, древнее) биособытия появления прогрессивного подвида южного слона *A. t. tamanensis*, а также полевки пеструшки *Prolagurus pannonicus*. Вблизи верхней границы калабрия происходят два важных события – появление трогонтериевого

слона *M. trogontherii* и смена хроновидов полевок-пеструшек – *Prolagurus pannonicus transylvanicus* на *Lagurus transiens*. Обширные транс-континентальные ареалы слонов и полевок в средних широтах Евразии определяют высокий биостратиграфической потенциал указанных маркирующих уровней. На современном этапе исследований необходимо продолжать работы по калибровке биохронологических уровней в региональных биостратиграфических схемах и повышению детализации расчленения раннего плейстоцена в Общей стратиграфической шкале.

Исследования поддержаны проектами РФФИ 12-05-00904-а, 12-04-01691-а.

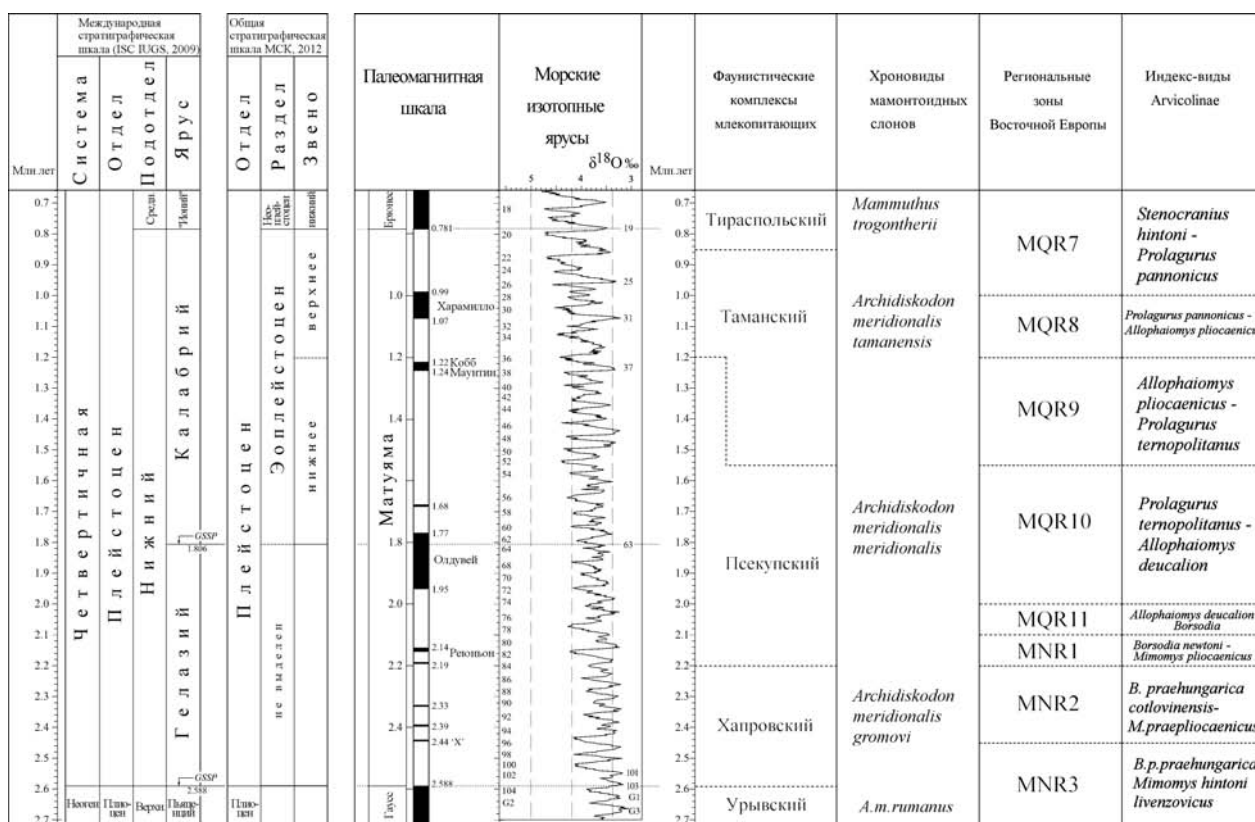


Рис. 1. Положение биохронов млекопитающих в стратиграфических схемах раннего плейстоцена (Палеомагнитная шкала и морские изотопные ярусы – по Pillans, Gibbard, 2012; фаунистические комплексы – по Вангенгейм, Певзнер, 2001, с изменениями; таксоны слонов – по Baigusheva, Titov, 2012; регионы В. Европы и индекс-виды полевицких – по Вангенгейм и др., 2001 и Tesakov et al., 2007).

### Список литературы

1. Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской Равнины. М. Наука, 2008. 676 с.
2. Байгушева В.С., Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С., Титов В.В., Швырева А.К. Замечания к статье Е.Н. Мащенко «Эволюция мамонтоидных слонов на Северном Кавказе (Россия) в плиоцене и плейстоцене // Труды Зоологического института РАН, Т. 315, 2011. № 4, С. 483–493.
3. Вангенгейм Э.А. Эволюция взглядов на стратиграфические схемы квартера по работам Геологического института РАН // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18, № 6, С. 118–128.
4. Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитостратиграфической шкалах // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода, 1991. № 60, С. 41–52.

5. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9, № 3, С. 76–88.
6. Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Биостратиграфия позднего кайнозоя по млекопитающим (некоторые итоги и перспективы) / Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций (Гладенков Ю.Б., Кузнецова К.И., ред.). М. Геос, 2001. С. 224–233.
7. Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири / Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат. 6 Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода (г. Новосибирск, 19–23 октября, 2009 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 218–220.
8. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск. Гео, 2012. 487 с.
9. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Семенов В.В. Климатические события плейстоцена на Верхнем Дону / Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1–3 апреля 2009 г. М. Геос, 2009. С. 64–68.
10. Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. К. Наукова Думка, 1994. 370 с.
11. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 262 с.
12. Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С. К вопросу об объеме и границах псекупского и таманского фаунистических комплексов (ранний плейстоцен, юг Восточной Европы) / Палеонтологические и стратиграфические границы. Материалы LVIII сессии палеонтологического общества. 2–6 апреля 2012 г. С.-Петербург. Палеонтологическое общество РАН, 2012. С. 142–144.
13. Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). Тр. Геол. ин-та, Т. 554. Москва. Наука, 2004. 247 с.
14. Тесаков А.С., Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Находки древнейших некорнезубых полевок *Allophaiomys* и *Prolagurus* на территории Восточной Европы // Докл. Российской Акад. Наук, науки о Земле, 1999. Т. 366. № 1. С. 93–94.
15. Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Биозональная микротериологическая схема (стратиграфическое распределение мелких млекопитающих – Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) неогена северной части Восточного Паратетиса // Вестник зоологии, 1998. Т. 32. № 1–2. С. 76–87.
16. Baigusheva V., Titov V. The evolution of Eastern European meridionaloid elephants' dental characteristics // Quaternary International, 2012. V. 255. P. 206–216.
17. Pillans B., Gibbard P. The Quaternary Period / The Geological Time Scale 2012. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz J.G., Ogg G.M. (eds.). Amsterdam. Elsevier, 2012. P. 979–1010.
18. Markova A. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International, 2007. V. 160. № 1. P. 100–111.
19. Tesakov A.S., Vangengeim E.A., Pevzner M.A. Arvicolid zonation of continental Pliocene deposits of East Europe // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 2007. V. 259. P. 229–236.



БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ  
ОБОСНОВАНИЕ  
РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА  
ФАУНЫ ИЗ ТРАВЕРТИНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ДЕНИЗЛИ (ЮЗ ТУРЦИЯ)

BIOSTRATIGRAPHIC SUBSTANTIATION  
OF EARLY PLEISTOCENE AGE  
OF FAUNA FROM TRAVERTINE  
DEPOSITS OF DENIZLI  
(SW TURKEY)

В.В. Титов<sup>1</sup>, С. Майда<sup>2</sup>, Н. Боублс<sup>3</sup>, Ч.М. Алчичек

<sup>1</sup>Институт аридных зон ИАЗ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

<sup>2</sup>Музей естественной истории Эгейского университета, Измир, Турция

<sup>3</sup>Центр Европейских исследований доисторической истории, Таутавель, Франция

<sup>4</sup>Факультет геологии, университет Памуккале, Денизли, Турция

vvtitov@yandex.ru, serdarmayda2@yahoo.com, nboulbes@aol.com, alcicek@pau.edu.tr

V.V. Titov<sup>1</sup>, S. Mayda<sup>2</sup>, N. Boubles<sup>3</sup>, C.M. Alçiçek<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

<sup>2</sup>Museum of natural history of Ege university, Izmir, Turkey

<sup>3</sup>Centre Européen de Recherches Préhistoriques, Tautavel, France

<sup>4</sup>Department of Geology, Pamukkale University, Denizli, Turkey

Травертиновые отложения Памуккале (Pamukkale), вскрываются рядом карьеров в 17 км от г. Денизли на юго-западе Турции, примерно в 250 км к востоку от Эгейского побережья. Эти слои приурочены к вершинной рифтовой котловине Денизли, заполненной преимущественно неогеновыми и четвертичными отложениями. Травертины заполняют нормальные сбросы и трещины в слоях различных гнейсов, сланцев, мрамора и аллохтонных мезозойских карбонатов. Местами их мощность составляет несколько сотен метров. В наибольшей степени травертины встречаются вдоль северного края прогиба и перекрываются или замещаются красно-зелёными аргиллитами, конгломератами и горизонтами ископаемых почв. Они интенсивно разрабатываются мраморной индустрией для производства строительного и облицовочного камня в ряде карьеров в районе городов Каклик (Kaklık) и Кокабаз (Kocabaş; провинция Денизли) – Dalmersan, Kömürçüoğlu и Faber. Разработки ведутся на довольно ограниченной территории неактивных травертинов. В результате этих разработок в руки специалистов попадают некоторые находки остатков растений, беспозвоночных, а также кости животных (Kele et al., 2011). Практически все известные находки происходят с одного уровня – «верхнего конгломерата» в верхней части разреза в месте, где травертиновая толща перекрывается озёрными отложениями. В большинстве случаев материал представлен в распиленном фрагментированном состоянии. Отсюда известна первая находка на территории Турции фрагмента черепа *Homo erectus* s.l. из этих слоев из окрестностей Кокабаз (Kappelman et al., 2008; Vialet et al., 2012).

Остатки крупных млекопитающих, собранных на протяжении ряда лет, хранятся в коллекциях геологического факультета университета Памуккале

и Музея естественной истории Эгейского университета. В результате предыдущих исследований были указаны *Cervus* sp. cf. *C. elaphus*, *Equus marxi* et *Equus altidens* (Özkul et al., 2004) и *Equus* aff. *suessenbornensis*, *Dama* sp., *Bos* sp. (Erten et al., 2005).

В результате ревизии и обработки новых материалов нами был составлен следующий список таксонов крупных млекопитающих, встречающихся в травертинах Памуккале: *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, *Equus* ex gr. *major-suessenbornensis*, *Equus* cf. *altidens*, *Stephanorhinus* cf. *etruscus*, *Metacervoceros rhenanus*, *Cervalces* (*Libralces*) ex gr. *minor-gallicus*, *Palaeotragus* sp., *Leptobos* aut *Bison*.

Спил верхнего зуба М2–3 слона характеризуется частотой пластин 4,5 на 10 см, толщиной эмали (средней) – 3,8 и длиной 1 пластины – 22,6 мм. Эмаль среднескладчатая. Сильно выраженных срединных синусов не наблюдается. Фигура стирания –•– меридионалоидная. Данные характеристики зуба позволяют отнести его к южным слонам эволюционного уровня *Archidiskodon meridionalis* ex gr. *gromovi* – *meridionalis*, характерных для конца среднего – начала позднего виллафранка Восточной Европы.

Остатки крупной лошади представлены двумя верхними зубными рядами. Верхние зубы характеризуются значительной длиной протокона, снабженного бороздой, среднескладчатыми стенками передней и задней фасеток. Мезостиль на премолярах слабораздвоенный, на молярах нераздвоенный. Внутренняя долина глубокая, шпора *pli caballin* отсутствует. Индекс протокона (на P3–4 28,6–38,6, на M1–2 – 47,4–51,0) сходен с таковым у *E. suessenbornensis*. Незначительная складчатость и размеры верхних зубов имеют сходство с таковыми у лошадей, чьи остатки известны из эоплейстоценовых местонахождений Приазовья

и Северного Кавказа и определяются как *Equus* cf. *tajor*. Метаподия (МС III) более мелкой лошади (ширина дистального сустава 42 мм; надсуставная ширина – 40,2 мм) близка к параметрам у некрупных грацильных лошадей *E. altidens*, известных из ряда ранне- и среднелайстоценовых местонахождений Европы. Формы лошадей, сходные с *E. suessenbornensis* и *E. altidens* известны в Европе начиная со второй половины раннего плейстоцена (с середины позднего виллафранка) и до середины среднего плейстоцена (бихария). Однако на данный момент изученность этих форм является недостаточной, и к ним, зачастую, относят разновозрастных лошадей, вероятно, относящихся к разным таксонам.

Размеры зуба М2 от черепа **носорога** из Денизли сходен с таковыми у *Stephanorhinus etruscus* (или немного крупнее), *S. hundsheimensis*, меньше носорога *S. sp.* из Ливенцовки, *S. jeanvireti*, *S. hemitoechus*, и других крупных носорогов. Согласно промеру (19 по Guerin, 1972) – ширина черепа в районе предорбитальных отростков (предорбитальная ширина) больше, чем у *Stephanorhinus etruscus* из Seneze, Olivola, Mugello, Upper Valdarno, Chilhac, мельче, чем у *S. megarhinus* (Guerin, 1980; Voeuf, 1995).

Описанные ранее из травертинов сброшенные рога некрупного **олени**, были отнесены сначала к *Cervus* sp. cf. *C. elaphus* (Özkul et al., 2004), а затем к *Dama* sp. (Erten et al., 2005). Описаны остатки трёх рогов, которые характеризуются невысоким отхождением первого надглазничного отростка (53 и 62 мм), который дугообразно изгибается вверх. Угол первого разветвления варьирует от 114 до 120°. Передне-задний диаметр розетки составляет на разных экземплярах 38 и 41 мм, а такой же диаметр основания рога над розеткой составляет – 30 и 32 мм, соответственно. По размерам, высоте отхождения первого отростка, форме и углу отхождения первого надглазничного отростка рога оленя из Денизли сходны с таковыми у «*Cervus*» *philisi* (из Ливенцовки, Сен-Валье и Сенеза), который сведён в синониму *Metacervoceros rhenanus* – оленей, характерных для виллафранка Европы.

Неполная штанга рога с фрагментом черепа мелкого **лося** имеет длину около 250 мм, обрезана в верхней части, что не дает возможности восстановить ее длину. Минимальный диаметр штанги в середине составляет 28,4 мм, что свидетельствует, что находка из Денизли – самая мелкая среди всех известных находок штанг рогов раннелайстоценовых лосей. Их параметры приближаются к таковым у незначительно большего рога у *Cervalces* (*Libralces*) *gallicus* (= *minor*) из средневиллафранкской хапровской фауны Приазовья (Никольский, Титов, 2002). Рога поздневиллафранкских лосей *C. (L.) gallicus* (из Франции, Великобритания, Таджикистана

и Урала), и *C. (L.) sp.* из местонахождений таманского комплекса (конец виллафранка – начало галерия Приазовья) крупнее. Присутствие в фауне такой мелкой формы лося может свидетельствовать о средне- поздневиллафранкском возрасте тафоценоза. Учитывая наличие возможной вариабельности размеров у лосей из типового местонахождения *Libralces minor* – Ист-Рантон (Великобритания, поздний виллафранк), мы можем предположить, что возраст данной находки – начало позднего виллафранка.

Фрагмент рога **жирафа** длиной 215 мм имеет субовальное сечение и диаметром в проксимальной части 41×38,5 мм. Поверхность покрыта бороздами. Внутри кость представлена губчатым веществом. Конец рога стерт с двух сторон, в результате чего сечение рога в этой части приобрело субтреугольную форму. Рог почти прямой с незначительной изогнутостью назад. По размерам и форме рог жирафы из Денизли сходен с таковыми у ранне-поздневиллафранкских форм подсемейства Palaeotraginae, относимых к *Mitilanotherium inexpectatum* (Южная Европа, юг Восточной Европы, Закавказье) или *Palaeotragus (Yuorlovia) priasovicus* (Приазовье, Закавказье). Незначительная степень уплощенности рога из травертинов Памуккале (индекс уплощенности IC – 0,94) ближе к характеристикам *P. (Y.) priasovicus* из Ливенцовки (Приазовье; IC – 0,97), чем к *M. inexpectatum* из Волакса (Греция; IC – 0,82). Из раннего плейстоцена Средиземноморья и Причерноморья остатки жирафов происходят из ряда местонахождений среднего виллафранка и начала позднего виллафранка с территории Испании (Fonelas, Huélago), Греции (MN 17: Дафнеро Dafnero, Сескло Sesklo, Ватера Vatera, Волакс Vólax; MNQ 18: Либакос Libakos, Q-Profil ~1,2 млн л.н.), Румынии (Valea Grăunceanului – MN 17; MNQ 18 – Fintina lui Mitilan.), Дагестана (Мухкай II, поздний виллафранк), Грузии (Дманиси, поздний виллафранк), Таджикистана (*Sogdianotherium kuruksaense* Куруксай) и юга Европейской России (Ливенцовка, MN 17). Основная масса находок этих жираф происходят из средневиллафранкских местонахождений (Made, Morales, 2011). Наиболее древняя находка жирафы, относимой к *Mitilanotherium* происходит из ранневиллафранкского (MN16) местонахождения Турции (Гюльязи Gülyazi) (Sickenberg & Tobien, 1971). Самая геологически молодая находка датируется возрастом около 1,2 млн лет. Мы предполагаем, что указанные таксоны плейстоценовых жираф, относимых к разным родам, на самом деле являются близкими.

Фрагменты двух зубных рядов с зубами m1-m2 и m2-m3 принадлежат некрупному представителю трибы Bovini. Размеры зубов (длина × ширина, в мм): m2 sin: 28×14; m2 dex: 27×17; m3 dex:

37×15 мм были определены как *Bos* sp. или *Bison* sp. (Erten et al., 2005, промеры даны с изменениями). Характеристики и размеры представленных зубов обнаруживают сходство с раннеплейстоценовыми представителями р. *Bison*: *B. suchovi* (Северное Причерноморье, Северный Кавказ), *B. tamanensis* (Приазовье), *B. menneri* (Центральная Европа), и *Bison* sp. из Venta Micena (Испания), а также с *Leptobos etruscus*. Дальнейшее изучение материала позволит дать более его точное определение.

В общем, данная ассоциация сходна с таковыми, характерными для позднего виллафранка Южной, Восточной Европы и, частично, Восточной Азии. Комплексные палеомагнитные, седиментологические и палеоантропологические исследования травертиновых отложений Памуккале позволили определить, что костеносный слой приурочен к кратковременному периоду с положительной намагниченностью внутри основной толщи, имеющей

отрицательную намагниченность (Lebatard et al., in print).  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  датировка позволила ограничить границы верхнего конгломерата 1.16 и 1.71 млн лет. Однако, по мнению французских исследователей (Lebatard et al., in print), время формирования отложений, содержащих костные остатки в данном разрезе, соответствует периоду эпизода Cobb Mountain (~1,2 млн л.н.). Наши биостратиграфические данные показывают, что ассоциация из местонахождения Денизли напоминает таковые уровня псекупского или раннетаманского комплексов Восточной Европы и Закавказья, и местонахождений Libakos (Греция), Seneze (Франция) и Farneta (Италия). Это дает возможность коррелировать костеносные отложения с эпизодом Gilsa (1,567–1,575 млн л.н.). Палеоэкологически данная фауна может быть интерпретирована как лесостепная.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 12-05-91372-СТ\_а и TUBITAK 111Y192.

### Список литературы

1. Никольский П.А., Тутов В.В. *Libralces gallicus* (Cervidae Mammalia) из верхнего плиоцена северо-восточного Приазовья // Палеонтологический журнал № 2, Москва, 2002 С. 87–93.
2. Bœuf O., Le Dicerorhinus etruscus (Rhinocerotidae, Mammalia) du site pliocène supérieur de Chilhac (Haute-Loire, France). GEOBIOS, 1995, 28, 3: 383–391.
3. Erten H., Sen S., Özkul M. Pleistocene mammals from travertine deposits of the Denizli basin (SW Turkey) // Annales de Paléontologie 91 (2005) 267–278
4. Guerin C. Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du miocene terminal au pleistocene superieur en Europe Occidentale. Comparaison avec les especes actuelles. Lyon, 1980. № 79. Fasc.1–3. P. 785–1185.
5. Kappelman J., Alçiçek M.C., Kazancı N., Schultz M., Özkul M. and Şen Ş. Brief Communication: First *Homo erectus* from Turkey and Implications for Migrations into Temperate Eurasia // American journal of physical anthropology, 2008. V. 135. P. 110–116.
6. Kele S., Özkul M., Föziz I., Gökğöz A., Oruç M., Baykara M.O., Alçiçek C.M., Németh T. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation // Sedimentary Geology, 2011. V. 238. P. 191–212.
7. Lebatard A.E., Alcicek M.C., Rochette P., Khatib S., Vialet A., Boulbes N., Bourlès D.L., Demory F., Guipert G., Mayda S., Titov V.V., Vidal L., Lumley H. de. A 1.2-million-year-old *Homo* cranium from Kocabaş (Denizli, Turkey) // Earth and Planetary Science Letters, in print
8. Made J. van der, Morales J. *Mitilanootherium inexpectatum* (Giraffidae, Mammalia) from Huélago (Lower Pleistocene; Guadix-Baza basin, Granada, Spain) – observations on a peculiar biogeographic pattern // Estudios Geológicos, 2011, 67(2) P. 613–627
9. Özkul M., Alçiçek M.C., Erten H., Sen S. Travertine deposits of the Denizli basin (SW Turkey) and the vertebrate fossil record. In: 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5<sup>th</sup> ISEMG) Proceedings, Thessaloniki, Greece, 2004. P. 337.
10. Sickenberg O., Tobien H., 1971 – New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey. *Newsletters on Stratigraphy*, 1 (3), 51–61.
11. Vialet A., G. Guipert, Alçiçek M.C. *Homo erectus* found still further west: Reconstruction of the Kocabaş cranium (Denizli, Turkey) // Comptes Rendus Palevol, 2012. V. 11. P. 89–95.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ  
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ФАУНЫ  
ПОЗВОНОЧНЫХ В ПРЕДГОРНЫХ  
И МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ СЕВЕРНОГО  
ТЯНЬ-ШАНЯ

STAGES OF DEVELOPMENT  
OF LATE CENOZOIC VERTEBRATE FAUNA  
IN SUBMOUNTAIN AND INTERMOUNTAIN  
DEPRESSION OF NORTHERN  
TIEN - SHAN

П.А. Тлеубердина

Институт зоологии КН МОН РК, Алматы, Казахстан  
p.tleuberdina@mail.ru

P.A. Tleuberdina

Institute of Zoology, Committee of Science MES RK, Almaty, Kazakhstan

Геологические отложения кайнозоя предгорных районов и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня представляют собой уникальные архивы, содержащие огромную информацию об истории становления биоразнообразия и природной среды этой территории. Здесь имеется достаточно полная стратиграфическая последовательность континентальных отложений кайнозоя с уникальными местонахождениями ископаемых животных, позволяющие проследить этапность в их становлении на протяжении неогена.

Исследования кайнозоя предгорных и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня имеют достаточно длительную историю. Сборы материалов остатков ископаемых позвоночных в предгорных и межгорных впадинах Тянь-Шаня стали периодически проводится с конца 50-х – начала 60-х 70-х годов прошлого столетия. В.С. Бажанов, Н.Н. Костенко (1962); В.С. Корнилова (1963); П.А. Тлеубердина (1974, 1982) интенсивно проводили исследования по геологии, остаткам ископаемых позвоночных и растений, собранных в отложениях кайнозоя в межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня. Позднее, суммированные и обновленные результаты исследований вошли в стратиграфические схемы отложений кайнозоя Казахстана, утвержденных в 1986 году. Следует отметить, что установленные сообщества палеозооценозов межгорных впадин Тянь-Шаня неравномерно размещены во времени и обнаруживают ряд особенностей в сравнении с биохронологией сообществ из Европы. Комплексные много-летние исследования разрезов в 90-х годах прошлого столетия позволили существенно уточнить стратиграфическую последовательность отложений кайнозоя этого региона, условия залегания слагающих ее геологических тел, их биостратиграфическую характеристику и возрастные интервалы формирования сообществ кайнозойских позвоночных. Ниже приводится обзор наиболее основных крупных неогеновых местонахождений фауны позвоночных,

отражающих последовательность смены этих фаун в этот период. В Илийской впадине в предгорных районах Северного Тянь-Шаня в горах Актау, расположенных южнее хребта Джунгарского Алатау, на отложениях охарактеризованных остатками самых крупных позднеолигоценовых индрикотериид – *Paraceratherium zhayremensis* Baysh. залегают отложения с раннемиоценовой фауной позвоночных таких как *Gomphotherium angustidens* (Cuvier, 1806), *Brachypotherium aralense* (Nouel), 1866, *Lagomeryx valesensis* Crusaf.&Vill., 1955, *Procervulus gracilis* Vislobokova, 1983, *Stephanocemas aralensis* Beliaeva, 1974, *Stephanocemas actauensis* Abdrachmanova, 1993, *Prepaleotragus aktauensis* Godina, Vislobokova, Abdrachmanova, 1993. Таксономический состав актауской фауны демонстрирует один из ранних этапов эволюции наземных позвоночных неогена Казахстана. До 60-х годов прошлого столетия этот этап был известен в Торгайской впадине как джиланчикская фауна (Беляева, 1964). Неокатанские костные остатки рассеяны в пачке преимущественно серых заглипсованных глин, алевролитов, мергелей и разнозернистых серых и буровато-желтых песков. По присутствию *Gomphotherium* и *Brachypotherium* актауская фауна хорошо сопоставима с джиланчикской, но по своему составу она отличается присутствием и разнообразием парнокопытных. Такое разнообразие характерно для фаун Монголии этого отрезка времени, что указывает на тесные зоогеографические связи. В целом по преобладанию в актауской фауне ряда архаичных элементов возраст ее рассматривается в пределах раннего миоцена, соответствующей зоне MN 3 Европейской биохронологии.

Стратиграфически выше из средней части чукльдырской свиты, которая представлена толщей ритмично переслаивающихся тонкозернистых песчаников, алевролитов и глин выявлены остатки миоценовых насекомоядных «*Schizogalerix*» *iliensis* Kordikova, 2000, *Plesiosorex aydarlensis* Kordikova, 2000; грызунов: *Aktaumys dzhungaricus* Kordikova,



de Bruijn, 2001; *Karydomys dzerzhinskii* Kordikova, de Bruijn, 2001; *Sinosminthus* sp. indet., *Sayimys* aff. *obliquidens* Bohlin, 1946; *Asiacastor* aff. *baschanovi* Lychev, 1971, Tachyoryctoidinae. По данным (Kordikova, de Bruijn, 2001) авторов они собраны в чульдырской свите без указания точного местонахождения которые датируются ранним миоценом и отнесены к зоне MN4–5.

Среднемиоценовый этап пока охарактеризован только комплексом растений из флороносных горизонтов, представленных в кайнозойских отложениях Текесской впадины (в горах Айгыржал, Жабыртау), которая расположена южнее Илийской на востоке Северного Тянь-Шаня. Среднемиоценовые флоры отличаются крайне обедненным составом широколиственных древесных пород, ксероморфностью, наличием тополей подрода *Turanga* Vge., ив, характерных для тугайных лесов. Выше по разрезу миоценовый этап представлен в отложениях Жаланаш-Кегенской впадины в 12 км западнее пос. Сагы и в 0,3 км восточнее перевала Бота-Мойнак. Здесь в местонахождении Бота-Мойнак известна гиппарионовая фауна валезийского типа. Костеносный горизонт приурочен к верхней части мощной красноцветной толщи. Кости рассеяны в переслаивающихся красновато-коричневых алевролитах и более темных коричневых аргиллитах. Отсюда обнаружены остатки мелких и крупных млекопитающих: *Proochotona* cf. *eximia* Chomenko, 1914, а также *Hipparion* ex gr. *primigenium*; *Dicerorhinus kurmetiensis* Bayshashov, 1983, *Chilotherium anderssoni* Ringstrom, 1924, *Miotragoceros* sp., *Tragoceros frolovi* M. Pavl. 1913, Cervidae gen. indet., *Gazella* sp., хищники – *Plesiogulo crassa* (Teilhard, 1945), *Ictitherium wongii* Zdansky, 1924, *Percrocota* sp., *Pseudaelurus turnauensis* (Hoernes), 1881; – *Chalicotherium botamoinacum* n. sp. (Байшашов, 2013; Тлеубердина, Байшашов, 1987). Большинство представленных родов млекопитающих Ботамойнака общие с Европой или имеют широкое евразийское распространение. Млекопитающие ботамойнакского комплекса в силу своего географического положения характеризуют своеобразную гиппарионовую фауну валезийского облика, но четко отличающейся экологическим типом обитания в менее влажных условиях. По разнообразию систематического состава млекопитающих это местонахождение уникальное и пока единственное в Казахстане. Возраст фауны Бота-Мойнака устанавливается как поздний валезий, соответствующий зоне MN 10.

В Текесской впадине изучено ряд местонахождений с фауной позвоночных, являющихся возрастными аналогами европейского виллафранка. Комплексное изучение местонахождений, основанное на палеонтологических, геологических и палеомагнитных исследованиях позволило выделить ряд

этапов в развитии фауны второй половины плиоцена. Видовой состав фауны крупных позвоночных и приуроченность костных остатков к определенным слоям (представленных разнородными песками, песчаниками, гравелитами, конгломератами с подчиненными им глинами и алевролитами) позволили выделить для Текесской впадины стратотип есекартканской свиты (есекартканский горизонт илийской свиты) со среднеплиоценовым фаунистическим комплексом позвоночных (Кожамкулова, Савинов, 1984; Костенко, 1984). Этот комплекс представлен видами, характерными как для позднего русциния *Proochotona eximia*, *Lynx* sp., *Anancus kazakhstanensis*, *Hipparion hippidiodus*, *Cervavitus flerovi*, *Paleotragus* sp., *Procacpreolus* sp., *Dicerorhinus orientalis*, *Sinotherium* sp., *Gazella blacki*, так и появление таких форм как *Hipparion houfenense*, *Gigantocamelus longipes*, *Sinomegaceros robustus*, *Gazella sinensis*, *Antilospira* sp., указывающих на сходство с позднегиппарионовыми фаунами Монголии и Китая средневиллафранкского облика.

Палеомагнитные исследования позднеогеновых континентальных толщ Текесской впадины проведены А.В. Пеньковым по трем разрезам: в горах Есекарткан, а также по левобережью р. Дараты в горах Адырган (северное и южное крыло антиклинали). На основании проведенных исследований костеносный горизонт в разрезе Есекарткан находится ниже границы эпохи Гилберт-Гаусс, т.е. древнее 3,4 млн лет. О нижнем пределе возраста судить труднее, т.к. уровень костеносного горизонта не получил непосредственной характеристики из-за грубообломочного состава толщ. Нижняя граница R-4 отвечает уровню 3,8 млн лет и, вероятнее всего, возраст костеносного горизонта весьма близок к этой датировке. Есекартканские костеносные слои по палеомагнитной характеристике отнесены к верхней части эпохи Гилберта. В зональной шкале Западной Европы есекартканский комплекс может соответствовать лишь самой верхней части зоны MN 15. Согласно последним данным международной стратиграфической шкалы есекартканская фауна отвечает уровню Piacenzian (средний плиоцен), а фауну Адыргана можно рассматривать в объеме Gelassian (поздний плиоцен). Костеносные горизонты в разрезах северного и южного крыла антиклинали гор Адырган отвечают магнитозоне R-2. Отсюда были собраны остатки крупных позвоночных: *Struthio* sp., *Anancus* sp., *Sinotherium* sp., *Gigantocamelus longipes*, *Gazella sinensis*. По сравнению с есекартканским фаунистическим комплексом это пока более обедненный комплекс по видовому разнообразию, но в ее составе уже появляется настоящая однопалая лошадь – *Equus stenonis*. Для раннего виллафранка Европы (Италия) также характерно совместное нахождение лошади Стенона

и поздних гиппарионов. Позднее в фауне северного и южного крыла антиклинали гор Адырган отмечается появление грызунов *Orientalomys*, *Promiomys*, *Villanyia* и др., которые характерны для среднего-позднего акчагыла или второй половины виллафранка европейской шкалы. Анализ видового состава Есекарткана и Адыргана подтверждает ранее сделанные выводы о том, что для Текесской впадины выделен два этапа, отвечающие уровням Piacenzian и Gelassian международной стратиграфической шкалы, соответствующая европейскому виллафранку с зонами MN 15 и MN 16. Примечательно также, что в есекартканской фауне Текесской впадины преобладают формы имеющие определенное сходство с аналогичными фаунами Китая (Шаньен,

Шандгол, Эртемте, Цзинь-Ао и др.), Монголии (Алтан-Тээли, Хиргис-Нур, Бэгер-2, Чоно-Хариах). Это определенно указывает на общность происхождения этих фаун и возможное соотнесение их в единую палеозоогеографическую провинцию.

Анализ и обобщение полученных результатов позволил выделить основные этапы эволюции в развитии фауны позвоночных на протяжении миоцена и плиоцена и, на этом основании, выделить биостратиграфические уровни, характерные для всей территории развития континентальных кайнозойских отложений в межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня.

Работа поддержана грантом ФНИ комитета науки МОН Республики Казахстан 1660 / GF.

### Список литературы

1. Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана // Изв. Ан КазССР. Сер. Геолог, 1959. Вып. 1 (34). С. 14–22.
2. Кожамкулова Б.С., Савинов П.Ф. Новые элементы илийской фауны Казахстана // Антропоген Евразии. М., 1984. С. 176–180.
3. Корнилова В.С. Основные этапы развития кайнозойских флор в Казахстане. Докл. при соиск. уч. степ. докт. биол. Наук, Алма-Ата, 1963. 51 с.
4. Костенко Н.Н. Илийский и хоргосский горизонты – континентальные аналоги акчагыла и апшерона // Антропоген Евразии. М., 1984. С. 70–78.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТУЛОМСКОЙ  
И КОЛЬСКОЙ ДЕПРЕССИЙ СЕВЕРО-  
ЗАПАДА МУРМАНСКОГО РЕГИОНА | PALEO GEOGRAPHY OF TULOMA  
AND KOLA VALLEYS NORTHWESTERN  
MURMANSK REGION

Д.С. Толстобров, А.Н. Алексеева

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия  
tolstobrov@geoksc.apatity.ru

D.S. Tolstobrov, A.N. Alexeeva

Geological institute KSC RAS, Apatity, Russia

**Введение.** На протяжении уже более полувека в долинах рек Тулома и Кола проводятся исследования четвертичных отложений для восстановления палеогеографической обстановки. Исследователи отмечали сложные взаимоотношения морских и континентальных осадков, при этом предлагая различные картины развития данной территории. В работе приводится анализ результатов предыдущих палеогеографических реконструкций и новых данных, полученных в последнее время при изучении донных отложений в котловинах малых озер, расположенных в долинах рек Кола и Тулома.

**История изучения палеогеографии Кольской и Туломской депрессий.** Проблемами палеогеографии долин р. Кола и Тулома занимались Г.И. Горецкий (1941), А.А. Никонов (1964), М.А. Лаврова (1960) и др. Для палеогеографических реконструкций изучались рыхлые отложения и береговые формы (валы, террасы), сформированные в позднеледниковье и в голоцене. Горецкий (1941) установил, что в Туломскую депрессию в позднеледниковое время и голоцене море вторгалось неоднократно. Морские трансгрессии устанавливались по береговым формам и находкам в их отложениях морских раковин моллюсков и диатомовой флоры. В долине р. Тулома верхняя морская граница достигала примерно 110 м. В долине р. Кола также отмечались береговые формы и осадки, аналогичные найденным в Туломской депрессии. Однако результаты диатомового анализа показали, что в долине р. Кола их формирование происходило в пресноводных условиях. Горецкий выделил два основных географических фактора, повлиявших на различия режима солености вод этих двух соседствующих депрессий. Первым фактором является крутизна продольного профиля долины. Вследствие более крутых уклонов дна в долине Колы всякий водный бассейн в ее верховьях был более мелководным и опресненным, чем в долине Туломы. Вторым фактором, препятствовавшим значительному проникновению в долину Колы морских вод в ходе трансгрессий, было наличие в устьевой ее части

огромной флювиогляциальной дельты Соловарака, которая запирала долину.

Никонов (1964) предлагает отличающийся от реконструкций Г.И. Горецкого сценарий развития Туломской и Кольской депрессий. Никонов тоже говорит, что в Туломскую депрессию неоднократно проникали морские воды. Морская граница при этом достигала высотных отметок 100–120 м н.у.м. Но для депрессии р. Кола им были получены факты в пользу существования морских условий осадконакопления в этой долине. В верхней части долины в осадках террас до высоты 110 м н.у.м. наряду с пресноводными диатомовыми видами отмечались морские и солоноватоводные. В трудах Лавровой М.А. (1960) приводятся данные что, на северном и западном берегах оз. Колозеро, на террасах высотой до 150 м н.у.м. в песках с горизонтальной слоистостью тоже были обнаружены морские и солоноватоводные диатомеи. Вывод А.А. Никонова состоял в том, что при максимуме морской трансгрессии в долине р. Кола морские воды проникали столь далеко, что попадали в междуречные котловины и тем самым возможно достигали с бассейна Белого моря (Никонов, 1964).

В 2005 году, используя методику скандинавских ученых (Donner et al., 1977), сотрудниками Геологического института КНЦ РАН для установления амплитуды и времени позднеледниковой трансгрессии были исследованы донные отложения четырех озерных котловин в долине р. Тулома, расположенных на абсолютных отметках от 112 до 72 м н.у.м. (Колька и др., 2005). В результате было установлено, что в начальный этап дегляциации в депрессии формировался пресноводный приледниковый водоём. Позже пресноводные условия сменились морскими. Это подтверждается данными диатомового анализа донных осадков оз. Раут с абсолютной отметкой 93 м н.у.м. В донных отложениях озерных котловин, расположенных выше 102 м н.у.м., осадконакопление происходило в пресноводных условиях, следовательно, верхняя морская граница здесь находится примерно на высоте 100 м н.у.м. Регрессия морского бассейна началась

около 10622 ± 60 лет тому назад. При этом на высотах ниже верхней морской границы значительные участки депрессии были блокированы мертвым льдом. В пределах этих участков на всем протяжении позднеледниковой морской трансгрессии, судя по отсутствию солоноватоводных диатомовых в осадках озера Угольное с абсолютной отметкой 72 м н.у.м, морской седиментации не было.

**Фактический материал.** В 2011–2012 годах в долинах рек Тулома и Кола были нами проведены работы по изучению донных отложений малых озерных котловин для палеогеографических реконструкций и изучения неотектонических движений земной коры внутренних частей Кольского региона в позднеплейстоцен-голоценовое время. Были пробурены осадки трех озерных котловины в Туломской и одна в Кольской депрессиях.

В долине р. Кола изучены донные отложения озерной котловины, расположенной в 2 км на северо-восток от пос. Молочный на абсолютной отметке 50 м н.у.м. Разрез (снизу вверх) представлен следующей последовательностью осадков (глубина приводится от поверхности воды в озере): 5.39–5.16 м – переслаивание глины с алевритом; 5.16–5.09 м – неслоистая гиттия; 5.09–4.77 м – слоистая гиттия; 4.77–4.60 м – гиттия с алевритом и макроостатками растений; 4.60–4.40 м – гиттия с макроостатками растений в верхней части слоя. Данные диатомового анализа показали, что во всей литологической последовательности донных осадков обнаружены только пресноводные виды диатомей. Среди диатомовых водорослей наблюдается доминирование по всему разрезу в основном донных форм, что свидетельствует о мелководности водоема. Только в верхней части разреза, происходит увеличение доли планктонных форм, указывающее на повышение.

В долине реки Тулома изучены донные отложения трех озерных котловин, расположенных на абсолютных отметках от 23 до 93.4 м н.у.м. Безымянное озеро с абс. высотной отметкой уреза воды 23 м н.у.м., располагается на левом берегу р. Тулома в 9 км на юго-запад от пос. Тулома. Разрез донных отложений представлен следующей последовательностью: 9.7–9.38 м – глина; 9.38–9.27 м – гиттия коричневая, слоистая; 9.27–8.8 м – гиттия коричневая, неслоистая, с макроостатками растительности. По литологическим признакам это регрессивная последовательность фаций от морских осадков к пресноводным. Формирование интервала слоистой гиттии объясняется долгим стоянием морских вод у порога стока из озера.

Безымянное озеро с абс. высотной отметкой уреза воды 77 м н.у.м. расположено в 4 км на северо-запад от пос. Мурмаши. В разрезе установлена следующая последовательность осадков:

6.05–5.33 м – глина серая, неслоистая, с органикой; 5.33–5.21 м – алевритистая гиттия серовато-коричневого цвета, неслоистая; 5.21–2.8 м – гиттия коричневая, светло-коричневая, неслоистая, с единичными макроостатками растительности. Осадки накапливались в условиях приледникового озера, которые сменились условиями континентального водоема.

Озеро Медвежье с абс. отметкой уреза воды 92.4 м н.у.м. расположено в 6 км на северо-запад от пос. Мурмаши. Разрез донных осадков представлен последовательностью: 4.5–4.44 м – глина серая, неслоистая, с макроостатками растительности; 4.44–4.34 м – гиттия коричневая, неслоистая, с минеральными частицами; 4.34–3.5 м – гиттия светло-коричневая, монотонная. Данный разрез похож на разрез оз. Раут с абсолютной отметкой 93 м н.у.м. (Колька и др., 2005), где отмечается глина с органикой, которая фиксирует процесс отделения озера от моря.

**Палеогеографическая реконструкция.** В долинах рек Тулома и Кола на начальных этапах дегляциации за счёт мощного поступления талых ледниковых вод формировался пресноводный приледниковый бассейн. Затем по Туломской депрессии стали проникать морские воды, не превышая отметки примерно 100 м н.у.м. В осадках озерной котловины, расположенной в долине р. Кола на абсолютной отметке 50 м происходило осадконакопление только в пресноводных условиях. Отсутствие морских диатомовых водорослей в донных отложениях озерной котловины могло быть вызванным двумя причинами. Либо, следуя предположениям Горецкого. (1941), долина реки в устье была перекрыта мощной флювиогляциальной дельтой Соловарака, которая препятствовала проникновению морских вод вверх по долине. При этом в период трансгрессии депрессия Колы представляла собой огромный пресноводный бассейн с переменным уровнем воды. В этом случае котловина безымянного озера с абсолютной отметкой высоты 50 м была неровностью дна на глубинах до 40 м. Но данное предположение не согласуется с выводом диатомового анализа о мелководности бассейна. Скорее всего, озерная котловина во время позднеледниковой трансгрессии была перекрыта мертвым льдом, также как и в Туломской депрессии. Полное освобождение ее ото льда произошло, когда море уже отступило ниже отметки 50 м.

В настоящий момент в долине реки Тулома проведено только литологическое описание разрезов донных отложений. В ближайшее время появятся данные по диатомовому анализу и радиоуглеродному датированию. Полученные данные позволят установить этапы проникновения моря вглубь континента по Туломской депрессии в позднеледниковье и последовательность его ре-



грессии в голоцене. Также сопоставление данных из озерных котловин расположенных, примерно, на одной высоте, но в разных местах (оз. Раут и оз. Медвежье) позволит определить градиент поднятия территории и установить рисунок этого поднятия (куполообразный или блоковый). Сопоставление результатов с данными по Белому и Баренцеву морям позволит построить достоверную схему изобаз позднеледникового

и послеледникового поднятия территории всего Кольского региона. Интересным является также расположение озер в непосредственной близости от оз. Угольного, которое в период трансгрессии перекрывалось льдом (Колька и др., 2005), что позволит определить границы распространения мертвого льда и скорость его дегляциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00791-а.

### Список литературы

1. *Горецкий Г.И.* О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове) // Проблемы физической географии. Т. 10. М., 1941.
2. *Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А.* Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. (г. Мурманск, 15–17 марта 2005 г.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. 180 с.
3. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., 1960. 233 с.
4. *Никонов А.А.* Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.-Л., 1964. 183 с.
5. *Donner J., Eronen M., Jungner H.* The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103–128.

ТЕРМОАБРАЗИОННЫЙ ГЕНЕЗИС  
ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ  
ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
АНАДЫРСКОГО ЛИМАНА

TERMAL ABRAZIONNYY GENESIS  
OF PLEISTOCEN-HOLOCENE GLACIAL-SEA  
SEDIMENTS ANADYR OF LIMAN

О.Д. Трегубов, А.Ю. Пахомов

Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А. Шило ДВО РАН,  
Анадырь, Магадан, Россия; tregubov2@yandex.ru

O.D. Tregubov, A.Y. Pakhomov

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N.A. Shilo FEB RAS, Anadyr, Magadan, Russia

На Чукотке ледниково-морские отложения по берегам и на шельфе Берингово моря распространены чрезвычайно широко. Перечень исследователей этих осадков мог бы стать летописью палеогеографического исследований северо-востока Евразии. В региональном масштабе выявление и общая характеристика ледниково-морских отложений особых проблем не вызывали. Некоторые вопросы были связаны с хронологией и последовательностей регрессий и трансгрессий в свете глобальных эвстатических колебаний уровня моря, а также возрастом и генетическим типом ледниковых (или ледовых) морских осадков.

Совершенно иначе выглядит оценка конкретных обнажений позднечетвертичных разрезов береговых отложений. Здесь мнения исследователей в отношении типа морских или ледниковых отложений случались, противоположны и бескомпромиссны (Новейшие отложения ... 1980). В числе таких известных и спорных геологических разрезов берега Анадырского лимана, которым и посвящен настоящий доклад. Цель доклада – предложить альтернативные механизмы формирования спорных береговых отложений на рубеже плейстоцена и голоцена, имеющих черты ледниковых и морских осадков.

Общее географическое описание эстуария Анадырь, который совмещается в пространстве с устьями рек Великая и Канчалан, как минимум вызывает затруднения. Анадырский лиман вверх по течению переходит в горло реки Анадырь, сменяется заливом Канчалан в северном направлении (далее Канчаланским лиманом) и заливом Онемен на западе (рис.1). Такой порядок и конфигурация заливов и лиманов открыто вызвали замешательство, разве что у С.В. Обручева, который будучи в Анадыре в 1933–35 гг. предложил гипотезу подпруживания и изменения русел Анадырь и Канчалан за счет неотектонического поднятия юго-западной оконечности Золотогорской структуры.

В настоящее время береговая линия Анадырского лимана, заливов Онемен и Канчалан представляет собой череду мысов, аккумулятивных кос, береговых изгибов и спрямленных участков (рис. 1). Мысы обычно представлены выходами верхний мел – пале-

огеновых покровов базальтов. Спрямленные участки вырабатываются современной абразией по сухомерзлым пескам, малольдистыми плейстоценовыми валунными суглинкам и морскими алевритам.

Отрицательные формы береговой линии разнообразнее и более сложны по строению. Это глубоко вдающиеся в сушу мелководные с аккумулятивными берегами заливы, именуемые гнилыми углами, которые, по сути, представляют собой эстуарии рек впадающих в Анадырский лиман и залив Онемен. Другой тип береговых форм объединяет широкие (4–12 км), вдающиеся в сушу на 1–3 км мелководные заливы лахтового типа, иногда в виде незавершенных, формирующихся лагун. Размеры третьего типа форм – осушенных открытых к морю котловин – не превышают в поперечнике 3 и в глубину суши 1 км. По условиям современного развития их можно подразделить на 2 подтипа – статичные и динамичные.

Статичные котловины имеют завершенный в части развития береговой линии вид. Представляют собой заозеренные и заболоченные равнинные участки, приподнятые на 1–1,5 м от уровня уреза воды Анадырского лимана. Со стороны суши котловину полукругом отделяет оплывший, задернованный и закустаренный террасовидный уступ 15–20 м относительной высоты. Размеры статичных котловин 1–1,2 км в ширину и до 2 км в глубину суши. От моря такие котловины отделены валом галечника высотой до 1,5 м и шириной 5–16 м. Большинство котловинных озер имеют гидравлическую связь с лиманом.

Напротив, динамичные котловины являются ареной практически всех современных экзогенно-криогенных процессов – термоабразии, термоэрозии, криогенного течения, эрозии, абразии, аккумуляции и других. В зависимости от стадии развития и состава, слагающих береговые уступы мерзлых осадков размеры радиуса котловин колеблются от первых десятков до нескольких сотен метров (Котов, Бражник, 1991). В геоморфологической и геокриологической литературе такие береговые формы получили название термоцирков (*thermo-cirque*) и достаточно подробно описаны (Embleton, King, 1975; Лейбман, 2005; Мудров, 2007). Обязательным условиям их об-

разования и развития является наличие в разрезе береговых отложений погребенных мощных пластовых и повторно-жильных льдов (ПЖЛ). В наблюдаемых термоцирках ширина клина ПЖЛ на уровне голоценовых торфяников перекрытия составляет 3–4 м, видимая мощность залежей достигает 6 и более м. Вмещают ПЖЛ алевриты реже слоистые песчаные осадки, пластовые залежи льда перекрыты моренным суглинком с небольшой долей крупнообломочного материала (Котов, 2001). Возраст мерзлых пород подвергающихся активной термоабразии датируется в интервале  $37 \pm 2$ – $12 \pm 0,6$  тыс. лет (Котов, Бражник, 1991). Подобные возрастные границы верхнеплейстоценовых отложений разрезов берегов Анадырского лимана приводят и другие авторы (Свиточ, 2004). В описываемом районе динамичные котловины в наибольшей степени распространены на северном побережье залива Онемен, берегах залива Канчалан и Канчаланского лимана.

Наблюдения показывают 4–6 летнюю цикличность развития термоцирков (Kotov, Tregubov, 2003). В период активизации экзогенных процессов скорость расширения и углубления термоцирков достигает 10–15 м за 2,5 теплых месяцев чукотского лета. Затем процесс затухает и полностью прекращается на 2–3 года. В этот период, аккумулярованный в прибойной зоне материал, удаляется, одновременно идет активное абразионное спрямление береговой линии. Данная динамика объясняет морфометрическое постоянство динамических котловин и указывает на природу обширных мелководных заливов лахтового типа.

Динамика термоцирков позволяет наблюдать формирование в береговой зоне специфичных отложений – совместных продуктов экзогенно-криогенных процессов и морской аккумуляции в зоне приливов и прибоя. Это валунно-галечные свалы, слоистые песчано-галечные и песчано-глинистые отложения, массивные алевриты с примесью дресвы и щебня. Все типы осадков в разной степени насыщены растительным детритом, иногда

включают небольшие «ксенолиты» торфяников. Несмотря на то, что формирующийся абразионно-аккумулятивный разрез непрерывно разрушается штормовым прибоем, достаточно часто отмечается погребение осадков нижней части разреза при боковом перемещении пляжных осадков.

Описанное природное явление новизной не отличается, но если только не принимать во внимание масштаб и геологическое время событий. Комплекс современных абразионно-аккумулятивных осадков по строению и составу схож с проблемными плейстоцен-голоценовыми разрезами ледниково-морских отложений Анадырского лимана и отличается лишь малой выдержанностью по простиранию. Кроме того спрямленные участки береговой линии залива Онемен как раз и сложены малольдистыми массивными мореноподобными алевритами «прислоненными» к валунным суглинкам, а слоистые плохо сортированные галечники обнаруживаются на 6–8 м выше современного уреза воды. Все это в совокупности позволяет выдвинуть гипотезу допускающую формирование ледниково-морских, а в ряде случаев и ледово-морских отложений путем термоабразии погребенных ледников в период Каргинского и последнего потепления в условиях трансгрессивного подъема моря по палеодолинам рек Анадырь и Канчалан, являвшихся ледниковым ложем в периоды максимального оледенения.

Безусловно данная модель не может быть универсальной и касается вариантов взаимодействия моря и преимущественно низменной суши с удаленными центрами оледенений, но в изобилии присутствующими комплексами ледниковых отложений. Предложенный механизм объясняет сложную комбинацию лиманов (псевдофьордов) и заливов (недоразвитых лагун) эстуария Анадырь. Наконец, модель может послужить объяснением разброса радиоуглеродных датировок ледниково-морских слоев, который охватывает весь цикл образования осадков, а не является следствием ошибок опробования и загрязнения проб.

#### Список литературы

1. Котов А.Н. Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Мат-лы Второй конференции геокриологов России. М., 2001. С. 218–225
2. Котов А.Н. Подземные льды и криоморфогенез. Путеводитель научной экскурсии по заливу Онемен (обнажение мыса Рогожного). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 31 с. (препринт)
3. Лейбман М.О. Криогенные склоновые процессы и их геоэкологические последствия в условиях распространения пластовых льдов // Автореф. дисс. уч. степени д.г.-м.н., Тюмень, 2005. 48 с.
4. Мудров Ю.В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Основные понятия и определения. Иллюстрированный энциклопедический справочник – М.: Научный мир. 2007. 316 с.
5. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки / Под ред. П.А. Каплина. М, Наука, 1980. 294 с.
6. Свиточ А.А. Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) // Тихоокеанская геология, № 3, 2004. С. 76–93.
7. Embleton C., King C.A.M. Periglacial geomorphology. London, 1975. 279 p.
8. Kotov A.N., Tregubov O.D. Monitoring of the Onemen Bay coast (Chukotka) // Arctic Coastal Dynamics, Report of the 3<sup>rd</sup> International Workshop University of Oslo (Norway) 2–5 Dezember 2002. Berichte zur Polar – und Meeresforschung, 2003, v. 443. P. 50–52.



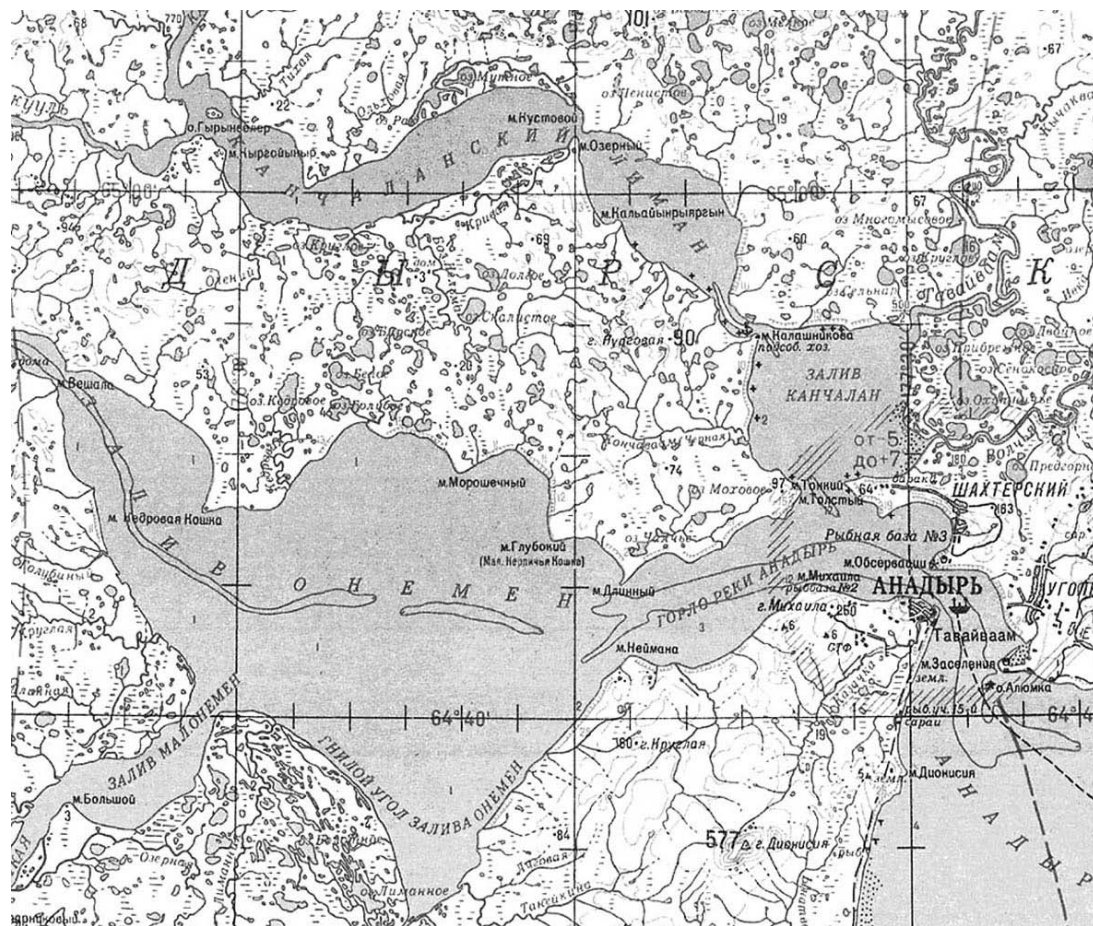


Рис. 1. Карта эстуария Анадырь (масштаб 1:750000)



# КЛИМАТЫ ПРОШЛОГО И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В БУДУЩЕМ: СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД

# CLIMATES OF PAST A ND FORECASTING OF CHANGES OF CLIMATE IN FUTURE: SYSTEM APPROACH

**В.В. Украинцева**

ФГБУ «Заповедники Таймыра», Норильск – Санкт-Петербург  
ukr@mail.ru

**V.V. Ukraintseva**

State Biosphere Reserve «Taymyrskiy», Khatanga – St – Petersburg, Russia

Наука бывает знающей, а бывает – мудрой.  
Мудрость науки в её методологии.

Нашего знания достаточно, чтобы задавать  
природе и друг другу осмысленные вопросы.

Но его никогда не будет хватать, чтобы побивать  
камнями других и иметь право не обращать внима-  
ния на то, что сам не успел продумать и осознать.

*С.В. Мейен, 2005*

Проблема прогноза изменений климата в будущем – ближайшем или отдалённом – это одна из важнейших проблем нашей современности. Над этой проблемой интенсивно работают многие научные коллективы, Правительственные и Межправительственные комиссии, как в нашей стране, так и за ее пределами. Эта проблема напрямую связана с проблемой реконструкции изменений климата в прошлом, так как дать надёжный прогноз любого явления или события можно лишь в том случае, если иметь представление о том, как развивались те или другие явления или события в прошлом и каково их современное состояние. Хорошо известно, что данные метода спорово-пыльцевого анализа широко используются для реконструкции климатов прошлого. В основе этого метода лежит принцип актуализма: «There is only one fact in pollen analysis that always holds true: a pollen grain of plant species came from of specimen of that species» (Fegri, Iversen, 1983, с.137). Но есть ещё и другой факт, который всегда остаётся верным: пыльца, споры растений, оседая на поверхность Земли, формируют спорово-пыльцевые спектры (СПС). Наиболее точное определение этого понятия дали В.П. Гричук и Е.Д. Заклинская (1948). Под СПС ими понимается совокупность пыльцы, спор растений как выпадающих на современную земную поверхность, так и обнаруживаемых в ископаемом состоянии, выражаемая в виде процентных соотношений составляющих. Из этого ключевого определения вытекает связь между составом ископаемых СПС и составом СПС современных поверхностных проб, которая, как мною впервые установлено, выражается через Индекс сходства (Similarity Index, SI) (Украинцева, 2005). SI рассчитываются по формуле:  $X/Y = SI$ , где X – содержание пыльцы, спор растений любого таксона в фоссильном СПС, выраженное в процентах; Y – содержание пыльцы, спор растений того же самого таксона

в современной поверхностной пробе; SI – индекс сходства. В числовом значении – это десятичная дробь, выражаемая в следующем виде:  $SI \geq 0$ , графически – это точка на оси координат. По SI строятся графики индексов сходства, по которым наглядно прослеживается динамика изменения биогеографических событий во времени по конкретному геологическому разрезу. Следовательно, через Индексы сходства реализуется возможность выразить связь, существующую между компонентами современного растительного покрова и того растительного покрова, который существовал в прошлом на любой из территорий в районах проведения исследований. Мною доказано, что SI целесообразно использовать при реконструкции климатов прошлого; методики подробно изложены (Украинцева, 2005; Украинцева, Поспелов, 2012). Этот новый метод разработан при изучении верхового торфяника, бассейн реки Фомич, юго-восточный Таймыр (рис. 1).

Реконструировав основные показатели климата для последних 10 500 лет, мы встали, естественно, перед проблемой прогноза изменений климата. Оказалось, что эта проблема может быть решена только на основании использования данных о солнечной активности, выраженной в числах Вольфа (Max W) (Купецкий, 1998) (табл. 1).

## **Заключение**

(1) «Индексы сходства», рассчитываемые на основании данных метода спорово-пыльцевого анализа, – элемент интегральный, отражающий связь растительного покрова и климата той или другой территории. Количественные характеристики климата, полученные с использованием индексов сходства, репрезентативны; их правомерно использовать для прогноза изменений климата в будущем, как на региональном, так и на глобальном уровне. Приведенные в наших работах данные являются веским доказательством того, что этот новый метод работает надёжно.

(2) Именно этот новый метод позволил впервые выявить естественную эволюцию климата для полуострова Таймыр в течение последних  $10500 \pm 140$  лет и дать достоверный долгосрочный прогноз изменений климата для полуострова Таймыр и для других сопредельных районов российской части Арктики.

(3) Гелио-телескопические данные, характеризующие активность Солнца – это альфа и омега

для прогнозирования изменений климата в будущем. Только синтез гелио-телескопических, палеогеографических и современных метеорологических данных позволит давать полноценные как средне-

срочные, так и долгосрочные прогнозы изменения климата и ландшафтов для различных регионов Земли. Естественно, что региональные прогнозы будут иметь при этом первостепенное значение.

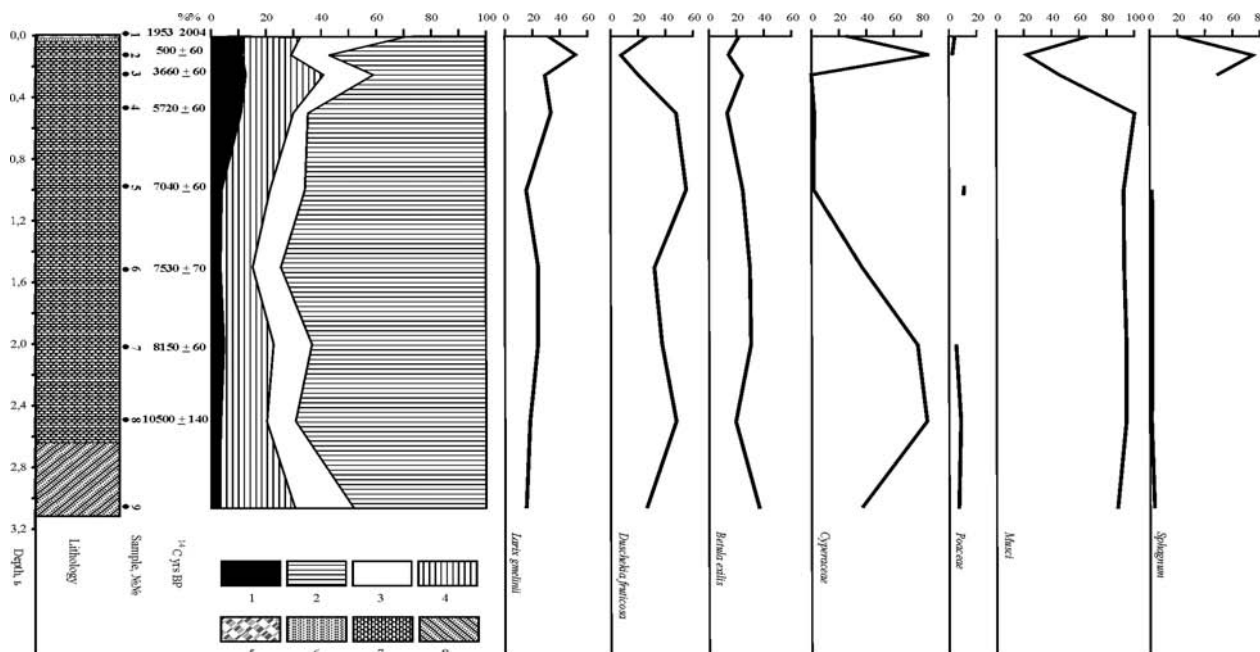
Таблица 1

**Прогноз изменения климата для полуострова Таймыр и сопредельных районов российской части Арктики. В скобках приведены отклонения элементов климата от значений 1950–2003 гг.**

Купецкий, 1998		Украинцева, 2008					
Цикл	Год Max W	Год (AD/BP)	Элементы климата				
			T <sub>вн</sub>	T <sub>л</sub>	▲ T за год	Осадки, мм (год)	SI
27	2048 100	2048	(-0,6)	(-1,7)	(-0,7)	(-36)	0,95
<b>26</b>	<b>2036 130</b>	<b>2036</b>	<b>12,3</b>	<b>-33,8</b>	<b>- 13,4</b>	<b>348</b>	<b>1,0</b>
25	2024 110	2024	(- 0,6)	(- 1,7)	(- 0,7)	(- 36)	0,95
24	2012 100	2012	(- 0,6)	(-1,7)	(- 0,7)	(-36)	0,95
<b>23</b>	<b>2000 140</b>	<b>2000</b>	<b>12,3</b>	<b>-33,8</b>	<b>-13,4</b>	<b>348</b>	<b>1,0</b>
	1400–1470 (500 ± 60)		11,7(-0,6)	-32,1(-1,7)	-12,7(-0,7)	312 (- 36)	0,95
	<b>3660 ± 60</b>		<b>13,5 (+1,2)</b>	<b>-37,2 (+3,4)</b>	<b>-14,7 (+1,3)</b>	<b>383(+ 35)</b>	<b>1,1</b>
	5720 ± 60		11,1(-1,2)	-30,4(-3,4)	-12,0(-1,4)	313(-35)	0,9
	7040 ± 60		10,2(-1,2)	-28,0(-5,8)	-11,2(-2,2)	289(-69)	0,83
	7530 ± 70		6,4(-5,9)	-17,6(-16,2)	-7,1(-6,4)	181(-167)	0,52
	8150 ± 60		9,8(-2,5)	-27,0(-6,8)	-10,7(-2,7)	278(-70)	0,80
	10500 ± 60		9,8(-2,5)	-27,0(-6,8)	-10,7(-2,7)	278(-70)	0,80

**Список литературы**

1. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. - М.: Госидат. географ. лит., 1948. - 232 с.
2. Купецкий В.Н. Ландшафты замерзающих морей/ Дисс. ...-ра геогр. наук. – СПб: СПбГУ, 1998.- 194 с.
3. Украинцева В.В. Use of the index of similarity for the assessment of fossil spore-pollen spectra / Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. Тр. Междунар. палеоботанич. конф. Москва, 17–18 мая 2005 г. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 314–318.
4. Украинцева В.В., Поспелов И.Н. О новом комплексном методе реконструкции климатов прошлого и прогнозирования климатических изменений в будущем. – Общество. Среда. Развитие, 2012, № 2; № 3 (www.terrahumana.ru).
5. Fegri K., Iversen Jh. Textbook of pollen analysis. 4<sup>th</sup> ed. – New York: Hafner, 1983.-328 p.



**Рис. 1.** Спорно-пыльцевая диаграмма отложений второй надпойменной террасы реки Фомич. Условные обозначения: 1- пыльца деревьев; 2- пыльца кустарников и кустарничков; 3- пыльца трав; 4- споры Bryophyta и Pterydophyta; литологический состав: 5- поверхностный слой дернины; 6 – песок; 7 – торф; 8 – сугесь

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ  
В АКЧАГЫЛ-АПШЕРОНСКОЙ ТОЛЩЕ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА  
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

**STRATIGRAPHIC BREAKS  
IN AKCHAGYL-APSHERONIAN STRATA  
IN THE NORTHWEST SECTION  
OF THE CASPIAN SEA**

**Т.Е. Улановская<sup>1</sup>, В.В. Калинин<sup>1</sup>, Г.В. Зеленщиков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, Россия

<sup>2</sup>ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

*t.e.ulanov@gmail.com, info@VolgogradNIPIneft.com, Southgeology@mail.ru*

**T.E. Ulanovskaya<sup>1</sup>, V.V. Kalinin<sup>1</sup>, G.V. Zelenschikov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>CJSC «VolgogradNIPIneft», Volgograd, Russia

<sup>2</sup>JSC «Uzhgeologia», Rostov-on-Don, Russia

Акчагыл-апшеронская толща северо-западного сектора Каспийского моря (верхний плиоцен – эоплейстоцен) изобилует стратиграфическими перерывами. Авторы изучили толщу на морском продолжении кряжа Карпинского и системы Манычских прогибов по материалам бурения 6 скважин на нефть и газ. Объектом изучения были образцы бурового шлама, отбиравшиеся через каждые 5 или 10 м бурения, а также 25 образцов керна, который подняли только с интервала глубин 736,0–744,44 м скважины Хвалынская-1. По двум скважинам (Морская-1 и Лаганская-1, НК «ПетроРесурс») к каменному материалу прилагался большой пакет геофизических материалов – каротажные диаграммы и сейсмические профили. По остальным скважинам (НК «Лукойл») геофизические материалы были для авторов недоступны и процедура увязки с ними результатов изучения каменного материала не выполнялась. Буровой шлам изучался по специальной, очень трудоёмкой, но высокоэффективной методике. Вся фауна, извлекавшаяся из образцов, по возможности определялась до вида (Колесников, 1950; Сузин, 1956; Агаларова и др., 1961; Попов, 1961; Мандельштам и др., 1962; Али-Заде, 1969; Невеская и др., 1997). Для стратиграфического расчленения разрезов (табл. 1) использовались региональные и местные стратиграфические схемы (Супрунова, 1966; Геология СССР, 1970; Фёдоров, 1978; Стратиграфия СССР, 1986; Невеская и др., 2005; Геологический словарь, 2010, 2011, 2012).

Накоплению акчагыл-апшеронской толщи предшествовал большой длительности предакчагылский перерыв. Подстилающие отложения разновозрастны – от миоценовых до эоценовых (Улановская и др., 2011). Исключением является лишь скважина Хвалынская-1: в её разрезе между акчагыл-апшеронской толщей и средним сарматом залегает пачка пестроцветных песков и рыхлых песчаников. Другой фауны, кроме единичных пири-

товых ядер по раковинам личиночных моллюсков, в этой, видимо, континентального происхождения пачке нет. По литологическим признакам пачка условно отнесена к балаханской серии продуктивного комплекса (киммерий).

Акчагыл-апшеронская толща вместе с вышележащими неоплейстоценом и голоценом представляет собой единую крупную секвенцию, которая имеет резкую трансгрессивного типа нижнюю границу и осложнена более мелкими и менее чётко выраженными секвенциями. Надапшеронская часть крупной секвенции осталась за рамками исследований других авторов, так как образцы при бурении скважин обычно начинали отбирать только в апшероне.

Преобладающие породы толщи – известковые и известковистые глины, как правило, содержащие то меньшую, то большую примесь алеврита и песка и часто переходящие в алевритовые и песчаные разности. В виде слоёв и небольших пачек присутствуют известняки и мергели, обычно с примесью в разном количестве алеврита и песка, а также песчаники и алевролиты. Цемент в песчаниках и алевролитах может быть и кальцитово-глинистым, и чисто кальцитовым. Среди известняков встречается много разностей – ракушечники, псевдоракушечники, мелоподобные, детритусовые, оолитовые, ооидные.

Обломочные породы нередко до такой степени насыщены кальцитовыми раковинами и их детритом, что (по величине известковистости) приближаются к известнякам. Фракция песка в обломочном материале разнозернистая – с зёрнами от мелких до грубых, но с резким преобладанием мелких. В редких случаях наблюдалась примесь мелкого и крупного гравия. Доминирующий минерал в составе обломочного материала кварц, имеются также полевые шпаты и иногда совсем немного слюды. Аутигенными минералами являются пирит (повсеместно) и зелёный глауконит (только в акчагыле, в небольшом количестве, в виде зёрен алевритовой

и песчаной размерности), очень редко (в отдельных прослоях в обилии) гипс. Окраска глин преимущественно коричневато-серая, блекло-коричневая, зеленовато-серая, оливково-зелёная, у остальных пород она обычно более светлая – серая, светло-серая, серовато-белая, белая, кремовая, желтовато-серая, светло-коричневая, серая с зеленоватым оттенком. Как правило, породы мягкие, плотные или микропористые, иногда рыхлые и сыпучие, известняки часто крепкие, ноздреватые. Мергели больше характерны для акчагыла, известняки – для апшерона.

Основные фации толщи морские: бассейна осадконакопления с достаточно высокой солёностью воды (в акчагыле) и опреснённого озера-моря (в апшероне). Второстепенную роль играют континентальные фации: видимо, дельтовые и речные, т.е. аллювий. Среди 6 разрезов акчагыл-апшеронской толщи нет хотя бы двух одинаковых: каждый из разрезов своеобразен.

Разрез скважины **Ракушечная-1** укладывается в представление о типичном строении акчагыл-апшеронской толщи наилучшим образом. Акчагыльская часть разреза стратиграфически полная, но сокращённая по мощности. Основание разреза (ниже 505 м). видимо, даже принадлежит конденсированному слою. Количественно богатейшие и таксономически разнообразнейшие комплексы акчагыльской фауны – иллюстрация её пышного расцвета. В комплексах определено большинство характерных и руководящих видов двустворок (*Cerastoderma*, *Aktschagyliia*, *Andrussella*, *Kirghizella*, *Avimactra*, *Dreissena*), гастропод (*Clessiniola*), остракод (*Candona*, *Cythereis*, *Caspiolla*, *Caspiollina*, *Caspiocypris*, *Leptocythere*, *Loxococoncha*), типичные фораминиферы (*Quinqueloculina*, *Ammonia*, *Rotalia*, *Discorbis*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Cassidulina*, *Cassidulinita*), в нижних образцах – также водоросли кальцисферулиды. Единичные находки остракод *Limnocythere* – доказательство

Таблица 1

**Стратиграфические разбивки разрезов плиоцена и эоплейстоцена, вскрытых скважинами в северо-западном секторе Каспийского моря<sup>1</sup>**

Скважины				Хвалынская-1	Хвалынская-36	Широкая-1	Ракушечная-1	Морская-14	Лаганская-1	
Начало отбора образцов (глубина)				140	370	130	130	195	185	
Стратиграфические подразделения и глубина залегания их подошвы <sup>2</sup>	Квартер	Плейстоцен	Эоплейстоцен	Апшерон	185	955	>293	475	690	510
				Переходные слои между акчагылом и апшероном (пачка синих глин)	710	□	□	□	□	□
	Неоген	Плиоцен	Верхний	Акчагыл <sup>5</sup>	775	1025	<307	515	710	855
				Киммерий (балаханская серия, продуктивный комплекс) <sup>3</sup>	880	□	□	□	□	□
Подстилающие отложения				Средний сармат (верхний миоцен)	Нижний – средний сармат (верхний миоцен)	Майкоп (верхний олигоцен – нижний миоцен)	Средний сармат (верхний миоцен)	Лютет (средний эоцен)	Средний сармат? (верхний миоцен)	

**Примечание:** <sup>1</sup>Все глубины указаны в метрах. <sup>2</sup>Прочерк означает отсутствие отложений. Граница плиоцена и плейстоцена проведена условно. <sup>3</sup>Стратиграфическая принадлежность отложений установлена под вопросом. <sup>4</sup>Граница акчагыла и апшерона в разрезе в будущем подлежит проверке и, возможно, уточнению. <sup>5</sup>По стратиграфическому объёму разрезы акчагыла разные: самый полный (Ракушечная-1), самый сокращённый (Широтная-1), без низов региояруса (Хвалынская-1), представленный только его низами (Хвалынская-3), или, возможно, только его верхами (Морская-1 и Лаганская-1). <sup>6</sup>В дальнейшем надлежит проверить, не является ли верхняя часть апшерона в действительности тюркянской свитой неоплейстоцена



наличия в морском акчагыле прослоя пресноводных фаций.

Граница между акчагылом и апшероном чёткая и проведена по внезапному исчезновению в разрезе акчагыльской фауны и появлению вместо неё фауны апшеронской. Приуроченность к уровню этой границы достаточно длительного перерыва не вызывает сомнений. Распространённая выше фауна тоже весьма богата. Её костяк составляют типичные и руководящие для апшерона двустворки (*Monodacna*, *Hyrkania*, *Apscheronia*, *Parapscheronia*, *Didacnoides*, *Pseudocatillus*, *Dreissena*), гастроподы (*Micromelania*, *Clessiniola*), остракоды (*Caspiolla*, *Candona*, *Caspiocypris*, *Cyprideis*, *Cythereis*, *Cytherissa*, *Paracyprideis*, *Bakunella*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*), фораминиферы (*Ammonia*, *Rotalia*, *Nonion*, *Porosonion*, *Elphidium*). В интервале глубин 415–475 м залегают обычные для основания апшерона слои с *Limnaea* (и сопровождающими её другими гастроподами – *Streptocerella* и *Coretus*) (Султанов, 1964). Они свидетельствуют об имевшем место эпизоде превращения бассейна осадко-накопления из солоноватоводного в пресноводный. Позже подобное явление повторилось: в образце с глубиной отбора 220 м в комплексе фауны снова появляются *Limnaea* и *Streptocerella*.

Верхний образец (130 м) отобран из скважины предположительно в терминальной части апшерона, вблизи его границы с перекрывающей бакинской свитой неоплейстоцена.

Разрез акчагыл-апшеронской толщи в рядом пробуренной скважине **Широтная-1** отличается сильной сокращённостью: видимая (неполная) мощность апшерона в нём невелика, а истинная мощность акчагыла совсем незначительна и (при шаге опробования 5 м) точно неизмеряема. Акчагыл в разрезе, можно сказать, буквально эфемерен и вывод о его присутствии сделан лишь на основании единичных находок обломков раковин двустворок *Avimactra* и *Aktschagyliya*. Апшеронская же фауна не менее массова, чем в породах разреза скважины Ракушечная-1. Сходен и её состав, хотя налицо и некоторые отличия. В частности, в интервале глубин 130–212 м более многочисленны и многообразны гастроподы, к которым добавляется несколько видов родов *Theodoxus* и *Nematurella*. Вместе с тем комплекс гастропод с *Limnaea* нигде в разрезе не встречен – это явное проявление перерыва, охватывающего низы апшерона.

Особенность разреза акчагыл-апшеронской толщи скважины **Хвалынская-3** – доминирование в нём немых (видимо, в основном дельтовых) фаций. В нижней части разреза морские фации с фауной переслаиваются с неморскими фациями без фауны. Вверх по разрезу доля первых постепен-

но снижается и, в конце концов, они вытесняются полностью.

Стратиграфический объём акчагыла меньше, чем в разрезе скважины Ракушечная-1: региоярус представлен по существу только своими низами. Интервал глубин 1005–1025 м отнесён в акчагылу по находкам характерных для него фораминифер (*Discorbis*, *Cibicides*, *Elphidium* и *Cassidulina*) и остракод (*Leptocythere*). Включение же интервала глубин 955–1005 м в состав акчагыла было условным, так как комплексы фораминифер и остракод здесь резко обедняются, к тому же их крайне тонкостенные раковины большей частью разрушались при попытках препарирования и поэтому оказывались неопределимыми.

Вверху акчагыл трансгрессивно срезается подошвой перекрывающих отложений, которые до самого верха (т. е. до глубины 370 м) представляют собой единую секвенцию. На глубинах 585, 665, и 855 м несогласными, со следами короткого перерыва границами она разбита на 4 пачки. Принадлежность всех 4 пачек к апшерону (скорее всего верхнему) обоснована только находками единичных или очень редких апшеронских остракод (*Paracyprideis*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*), двустворок (*Dreissena*, *Cardiidae*) и фораминифер (*Nonion*, *Porosonion*). Проблема установления возраста пачек осложнялась не только их слабой палеонтологической охарактеризованностью, но ещё и невозможностью точно распознать, какая фауна *in situ*, а какая переотложенная. Причина этого заключается в частичной окатанности раковинного детрита, а иногда и целых раковин. Наибольшие сомнения возникают в отношении двух верхних пачек, почти полностью лишённых фауны. Они присоединены к апшерону с большой натяжкой и вопрос о том, не логичнее ли было бы перенести их в неоплейстоцен, остаётся открытым.

В разрезах скважин **Морская-1** и **Лаганская-1** акчагыл-апшеронская толща тоже представлена чередованием морских и неморских фаций. Морские фации богаты фауной (с переходом пород в отдельных слоях в известняки-ракушечники), в неморских фациях её нет. В апшероне морские фации преобладают, в акчагыле они присутствуют только в виде единичных маломощных прослоев, накопившихся в моменты редких кратковременных морских трансгрессий в дельту реки. Проведение границы акчагыла и апшерона вызывало затруднения из-за распространённости по обе стороны от неё немых отложений. Акчагыл (в обоих разрезах) принадлежит только верхней части региояруса. Это подтверждено редкими остракодами (*Caspiolla*, *Caspiollina*, *Caspiocypris*, *Candona*, *Candoniella*, *Cyprideis*, *Paracyprideis*, *Cythereis*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*) и моллюсками (*Dreissena*, *Dreissenomya*, *Mastridae*). Апшерон доказан (также

в обоих разрезах) более основательными комплексами остракод (*Bakunella*, *Caspiolla*, *Caspiocypris*, *Candona*, *Paracyprideis*, *Cythereis*, *Cytherissa*, *Cyprideis*, *Xestoleberis*, *Leptocythere*, *Loxococoncha*) и двустворчок (*Dreissena*, *Monodacna*, *Hyrkania*, *Apscheronia*, *Parapscheronia*, *Didacnoides*), а также гастропод (*Micromelania*, *Clessiniola*, *Čelekenia*, *Nematurella*, *Caspia*). Каждый из перечисленных родов либо имеет руководящее значение, либо включает руководящие виды.

На сейсмических профилях, протягивающихся через обе скважины, в пределах акчагыла отчётливо выражены клиноформа и последовательная проградация (в ходе осадконакопления) дельты и шельфа в сторону моря. Подошва клиноформы соприкасается с поверхностью размыва дислоцированных более древних отложений. Апшерон, равномерно заполнявший бассейн осадконакопления, залегает горизонтально.

В приведённых разрезах 5 скважин акчагыл отделён от апшерона перерывом. На суть этого перерыва проливает свет разрез скважины **Хвалынская-1**: в нём перерыв заполнен отложениями большой мощности, которые предварительно названы «пачкой синих глин». Для характеристики пачки подойдёт описание литологии всей акчагыл-апшеронской толщи, включая участие в её строении мелких тел алевролитов, песчаников, мергелей и известняков. Но пачка синих глин достаточно резко контрастирует с остальной частью акчагыл-апшеронской толщи по окраске: её глины синевато-серые и тёмно-синие, иногда голубовато-серые. Второй признак, по которому пачка обособляется в разрезе, палеонтологический: в ней смешаны акчагылская и апшеронская фауны. Вымирание акчагылской фауны растянулось во времени. Почти до кровли пачки встречается (постепенно обедняясь) комплекс акчагылских видов: *Candona abichi* Liv., *C. fabaeformis* Ros., *C. candida* (Müll.), *Cerastoderma dombra* (Andruss.), *C. pseudoedule* (Andruss.), *Cardium šimkeviči* Andruss., *Aktschagylija subcaspia* (Andruss.), *A. striata* (Fedk.), *Clessiniola utvensis* (Andruss.), *C. intermedia* (Andruss.), *C. naftalanica* (Ali-Zade), *C. vexatilis* (Andruss.), *C. polejaevi* (Andruss.). В осно-

вании и середине пачки появляются первые апшеронские роды и виды – *Dreissena carinatocurvata* Sinz. (в образце с глубиной отбора 670 м), *Hyrkania* sp. ind., *Monodacna sjoegreni* Andruss., *Micromelania subcaspia* Andruss., *M. apscheronica* Koles., *Melanopsis bergeroni* Sabba, *Clessiniola subvariabilis* (Andruss.), *C. apscheronica* Koles., *Caspia apscheronica* Koles., а также множество апшеронских остракод. В единичных случаях были замечены пресноводные гастроподы *Limnaea* и *Planorbis* (в образцах с глубинами отбора соответственно 390 и 690 м).

Пачка синих глин перекрывается нормальным апшероном, а подстилается акчагылом, похожим на акчагыл разреза скважины Ракушечная-1, но как бы немного урезанным снизу (за счёт попадания на перерыв слоёв с фораминиферами). Породы акчагыла переполнены органическими остатками. Обращает на себя внимание высокая концентрация в породах (до нескольких процентов от общего объёма) спикул кремневых губок и скорлупок диатомовых водорослей. Эта кремневая фауна распространяется вверх до середины пачки синих глин. Она имеется также в породах разрезов скважин Хвалынская-3, Широтная-1 и Ракушечная-1. Уровень её массового появления, а затем довольно быстрого вымирания имеет корреляционное значение.

Изложенное позволяет сделать следующие **выводы**. Рассмотренная акчагыл-апшеронская толща снизу ограничена поверхностью крупного несогласия. На отвечающий ему перерыв приходится также и нижняя часть акчагыла. Составляющие толщу слои и пачки зачастую тоже разделены несогласиями с перерывами разной длительности и не выдержаны по простиранию: меняются в мощности, то утоняясь, то образуя раздувы, нередко выклиниваются. Поэтому сопоставление разрезов акчагыл-апшеронской толщи и её дробное расчленение у стратиграфов получаются многовариантными. Даже границу между акчагылом и апшероном не всегда удаётся провести однозначно и поэтому её считают дискуссионной (Андрусов, 1963; Кармишина, 1975). Преодолеть все эти трудности невозможно, если не разобраться в стратиграфических перерывах.

#### Список литературы

1. Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку, 1961. 420 с.
2. Али-Заде А.А. Акчагыл Азербайджана. Л., 1969. 272 с.
3. Андрусов Н.И. Избранные труды. М., 1963. Т. 2. 644 с.
4. Геологический словарь. СПб., 2010. Т. 1. 432 с. 2011. Т. 2. 480 с. 2012. Т. 3. 440 с.
5. Геология СССР. Т. XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М., 1970. 667 с.
6. Кармишина Г.И. Остракоды плиоцена юга европейской части СССР. Саратов, 1975. 375 с.
7. Колесников В.П. Акчагылские и апшеронские моллюски / Палеонтология СССР. М. – Л., 1950. Т. 10, ч. III, вып. 12. 259 с.

8. *Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розьева Т.Р. и др.* Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана (справочник). Ашхабад, 1962. 383 с.
9. *Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др.* Региональная стратиграфическая схема неогена юга европейской части России // *Отеч. Геология*, 2005. № 4. С. 47–59.
10. *Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В.* Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии // *Тр. ПИН РАН*, 1997. Т. 269. 269 с.
11. *Попов Г.И.* Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад, 1961. 433 с.
12. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. П/т. 1. М., 1986. 420 с.
13. *Сузин А.В.* Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. М., 1956. 191 с.
14. *Султанов К.М.* Апшеронский ярус Азербайджана. Баку, 1964. 236 с.
15. *Супрунова Н.И.* К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону, 1966. 18 с.
16. *Улановская Т.Е., Зеленицков Г.В., Калинин В.В.* Неоген российского сектора Каспийского моря / Проблемы сейсмотектоники (Матер. XVII Всероссийской конф. с междунар. участием). М., 2011. С. 505–510.
17. *Фёдоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия // *Тр. ГИН АН СССР*. 1978. Вып. 310. 167 с.

# К КОРРЕЛЯЦИИ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ | ABOUT CORRELATION OF CAVE SEDIMENTS OF MIDDLE URAL

А.И. Улитко

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия  
ulitko@ipae.uran.ru

A.I. Ulitko

Institute of Ecology of Plants and Animals Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

Для решения проблем динамики биоразнообразия млекопитающих позднего неоплейстоцена и голоцена на Урале исследуются отложения карстовых полостей, в которых содержатся, иногда в массовом количестве, костные остатки позвоночных, обитавших здесь в разное время. Очевидно, что возраст локальной фауны из определенного слоя соответствует времени формирования этого слоя. Однако часто отложения содержат остеоккомплексы, состоящие из небольшого количества костных остатков и числа представленных в них видов. Поэтому для получения более полного списка видов того или иного хроносреза целесообразно объединять списки видов из слоев одного возраста разных местонахождений, расположенных на локальной территории, получая, таким образом, список локальной фауны (Смирнов, Маркова, 1996). При этом необходимо учитывать возможность корреляции отложений, тафономические особенности накопления костей.

Ниже описаны отложения двух пещерных местонахождений в юго-западной части Среднего Урала с попыткой их корреляции на основе сопоставления стратиграфии этих отложений и радиоуглеродных датировок отдельных слоев. Это грот Бобылек и пещера Дыроватый Камень на реке Серга. Расстояние между местонахождениями составляет около 120 км.

Грот Бобылек находится в юго-западной части Среднего Урала на востоке Уфимского плато (56° 23' с.ш., 57° 37' в.д.). Он расположен в скальном выходе рифовых известняков пермского возраста на берегу одноименного ручья в 15 км от р. Уфы (Смирнов и др., 1991; Волокитин, Широков, 1997).

Последовательность слоев в отложениях грота Бобылек в общем виде повторяет стратиграфию отложений большинства подобных карстовых полостей Северного, Среднего и Южного Урала (Волокитин, Широков, 1997). Однако при описании локальных фаун млекопитающих из разных слоев и корреляции их с локальными фаунами из других местонахождений Среднего Урала появились вопросы, для решения которых потребовалось более детальное изучение стратиграфии отложений этого

грота. Были проведены дополнительные раскопки местонахождения, получена серия радиоуглеродных датировок.

## Стратиграфия отложений грота Бобылек

Слой 1. Темно-серая гумусированная супесь мощностью до 0,6 м в гроте и 0,7 м на склоне за капельной линией. Несмотря на присутствие в слое следов несколько кострищ, прокалов, зольников и выкопанных в разное время ям с последующим заполнением поздними отложениями, слой 1 залегает достаточно компактно, граница с нижележащим слоем предельно четкая. Слой вмещает значительное количество щебня и костных остатков. Здесь же найдено большое количество археологических предметов – фрагментов керамики, наконечников стрел, изделий из камня и кости, датируемых временем от неолита до средневековья. Анализ распределения в раскопе этих предметов, в частности разных типов керамики, позволил разделить горизонты, датируемые энеолитом – бронзовым веком, и горизонты, датируемые РЖВ – средневековьем (Ражев и др., 2005). Тафоценоз слоя 1 сформирован, главным образом, в результате промысловой деятельности человека. Верхние горизонты этого слоя датированы радиоуглеродным анализом от  $1215 \pm 170$  (ИЭРЖ-122) до  $2650 \pm 365$  (ИЭРЖ-140) лет (всего 8 дат). Нижние горизонты имеют датировки  $3170 \pm 150$  и  $3600 \pm 170$  (ИЭРЖ-120 и 121) лет.

Слой 2. Буровато-коричневый суглинок мощностью до 0,5 м. Зафиксирован в разрезе раскопа на склоне за пределами капельной линии грота. В гроте его стратиграфическим аналогом является слой 3, насыщенный на склоне гумусом из верхнего слоя.

Слой 3. Светло-коричневый суглинок с малым количеством известнякового щебня, более темный в предвходовой части грота. Мощность слоя в гроте от 0,5 до 1,3 м в разных частях раскопа. В слоях 2 и 3 встречены скопления остатков мелких млекопитающих и птиц, представляющие погачочный материал филинов, свидетельствующие об активном гнездовании этих пернатых хищников во время формирования отложений. Получено три радиоуглеродные даты по фрагментам костей из слоя 3 – от  $8690 \pm 66$  (ИЭМЭЖ-1365) до  $10220 \pm 500$  (ИЭРЖ-136) лет.



Слой 4. Коричневый, местами буроватый суглинок (глина). Слой вмещает горизонты с большим содержанием щебня и скоплениями костных остатков крупных и мелких млекопитающих, и горизонты без щебня с отдельными костными остатками. В нижней части слоя залегают крупные глыбы. Мощность отложений слоя от 1,2 до 1,7 м. В верхней и нижней частях слоя залегают щебнистые горизонты (подслои 4а и 4в). Между ними находится слой коричневого суглинка, содержащий малое количество щебня и костных остатков. Падение слоев с запада на восток составляет 15–20°. Среди костного материала встречаются остатки разной окраски и разной степени сохранности поверхностного слоя компакты. В слое 4, преимущественно в верхнем щебнистом горизонте, найдены изделия из камня и кости возраста верхнего палеолита. Однако часть артефактов того же возраста найдена и в нижней части слоя 4. Перечисленные выше факты ставили под сомнение целостность слоя 4, поэтому были проведены дополнительные исследования. Термический анализ фрагментов костной ткани нижних челюстей бизонов, северных оленей, пещерных медведей, рыси, а также мелких млекопитающих из разных частей слоя показал сходное содержание органической компоненты (в среднем 23 %) (Садыкова и др., 2012). Изучение костного материала показало, что накопление его происходило в результате деятельности древних людей и, в меньшей степени, за счет жизнедеятельности четвероногих и пернатых хищников. Был проведен анализ накопления костного материала по горизонтам, который показал, что основная доля его связана с верхним щебнистым горизонтом, причем кости из этого скопления имеют сходные сохранность и окраску. Для описываемого слоя к настоящему времени получено 5 радиоуглеродных датировок от 14200 ± 400 (ИЭРЖ-164) до 17565 ± 200 (СПб-640) лет.

Слой 5. Серо-коричневая супесь мощностью до 1 м. В кровле слоя залегает щебнистый горизонт, включающий большое количество костных остатков темно-коричневой окраски. Ниже отмечается незначительное количество известнякового щебня с оплывшей поверхностью. Радиоуглеродная дата по рогу северного оленя – более 33000 лет (ИЭРЖ-137). В раскопе на склоне этому слою соответствуют отложения бурой супеси со щебнистым горизонтом и аналогичным слою 5 костным материалом. В верхней части этих отложений найдена тазовая кость шерстистого носорога, для которой получены две радиоуглеродные даты – 23470 ± 150 и 23700 ± 140 (ОхА-11297 и 11298) лет. По сохранности и окраске эта кость резко отличается от костей из слоя 5 и сближается с некоторой частью костей, залегающих в нижней части слоя 4 (подслоя 4в). Как

показывают радиоуглеродные даты, между временем формирования слоев 4 и 5 существовал длительный перерыв в активном осадконакоплении. За это время некоторое количество костных остатков было захоронено либо в верхней пачке слоя 5, либо в процессе формирования ниже пачки слоя 4.

Слой 6. Темно-коричневая, палевая супесь с малым количеством щебня и большим количеством костных остатков. Мощность слоя до 0,5 м. Отложения слоя наблюдаются в раскопах внутри грота и на склоне за капельной линией грота. Радиоуглеродным анализом слой датируется более 24000 лет (ИЭРЖ-138) и более 34490 лет (ИЭМЭЖ-1374).

Близкие по составу отложения имеет пещера Дыроватый Камень на реке Серге.

Пещера расположена в основании скалы, сложенной известняками девонского возраста на правом берегу реки Серга (56° 32' с. ш., 59° 15' в. д.) (Широков, Улитко, 2007).

#### **Стратиграфия отложений пещеры Дыроватый Камень на реке Серга**

Слой 1. Темно-серая гумусированная супесь мощностью до 1 м с большим количеством щебня и углисто-золистыми прослойками. Слой содержит остатки позвоночных, моллюсков и археологические предметы. По отдельным артефактам нижняя часть слоя может датироваться энеолитом – бронзовым веком.

Слой 2. Светло-серая супесь с большим количеством мелкого и среднего щебня. Мощность слоя в основном 0,15–0,3 м, за исключением перепада до 0,9 м в северо-восточной части раскопа. Для нижней части слоя по костным остаткам млекопитающих получена радиоуглеродная дата 6462 ± 46 лет (ИЭМЭЖ-1365).

Слой 3. Серовато-бурый суглинок мощностью от 0,2 до 0,9 м. Слой содержит большое количество мелкого и среднего щебня. В нижней части его залегают крупные глыбы, из-за которых отложения слоя местами прерываются или вклиниваются в отложения нижнего слоя. По археологическим находкам слой датируется мезолитом (Широков, Улитко, 2007). Радиоуглеродные даты нижней части слоя 9327 ± 158 лет (ИЭМЭЖ-1072) и 10040 ± 175 лет (СОАН-5136).

Слой 4. Темно-коричневый буроватый суглинок мощностью до 1,2 м. Содержит большое количество крупного и среднего щебня, костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса и артефакты верхнего палеолита. Слой датируется 14810 ± 130 лет (СОАН-5135). Среди остеологического материала встречены остатки двух типов сохранности и окраски. Большая часть остатков имеет плотный верхний слой компакты, желто-серую и серую окраску. В нижней части слоя 4

в виде отдельных линз встречаются отложения красной глины с крупным щебнем (Слой 5) и оранжевой глины, заполняющей трещины на дне (слой 6).

Исходя из изложенного выше материала, можно с уверенностью отнести к одному периоду времени – середине полярноуральского(осташковского) времени – формирование верхней пачки слоя 4 из грота Бобылек и слоя 4 из пещеры на р. Серга.

Так же хорошо коррелируют между собой слои 3, формирование которых началось в конце позднего дриаса – начале пребориала, и было остановлено в бореале. Накопление верхних слоев в описываемых местонахождениях идет со среднего голоцена и продолжается в актуальное время.

Исследования проводятся в рамках программы Президиума РАН, проект № 12-П-4-1050.

### Список литературы

1. Волокитин А.В., Широков В.Н. Верхнепалеолитическая стоянка в гроте Бобылек (Средний Урал) // Охранные археологические исследования на Среднем Урале. Вып. 1. Сборник статей. – Екатеринбург: Изд-во «Екатеринбург», 1997. С. 8–15.
2. Ражев Д.И., Косинцев П.А., Улитко А.И. Фауна крупных млекопитающих позднего плейстоцена и голоцена из грота Бобылек (Средний Урал) // Фауны Урала и Сибири в плейстоцене и голоцене. Челябинск: Изд-во «Рифей», 2005. С. 190–211.
3. Садыкова Н.О., Киселева Д.В., Веливецкая Т.Л. Материалы к сравнительному анализу степени фоссилизации ископаемых костных остатков крупных и мелких млекопитающих // Экология: традиции и инновации. Мат-лы конф./ Екатеринбург: Голицынский, 2012. С. 115–120.
4. Смирнов Н.Г., Ражев Д.И., Тихонова Н.Р., Чаиркин С.Е. Грот «Бобылек» – новый многослойный палеонтологический и археологический памятник на Урале // VI Координационное совещание по изучению мамонтов и мамонтовой фауны. Тез. докл. Л. 1991. С. 52–54.
5. Смирнов Н.Г., Маркова А.К. Методические вопросы оценки таксономического разнообразия млекопитающих на основе остеологических сборов // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург: «Екатеринбург», 1996. С. 3–16.
6. Широков В.Н., Улитко А.И. Многослойный археологический и палеонтологический памятник в пещере Дыроватый Камень на реке Серга (Средний Урал) // Охранные археологические исследования на Среднем Урале. Вып. 5. Сборник статей. – Екатеринбург: Банк культурной информации, 2007. С. 25–32.

ПЕРВАЯ НАХОДКА  
ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ БЕЛОЗУБОК  
В ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ПЕРМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

FIRST FIND  
OF FOSSIL BONES OF WHITE-TOOTHED  
SHREWS FROM CAVE DEPOSITS  
OF THE PERM PRE-URALS

Т.В. Фадеева

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия  
fadeeva.tatyana@mail.ru

T.V. Fadeeva

Mining Institute of Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

Фактических находок представителей рода *Crocidura* в результате современных отловов и в погадковом материале на территории Пермского Предуралья не зафиксировано. Среди определенных ископаемых костей мелких млекопитающих (более 180 тысяч) из многих пещер Пермского Предуралья остатки представителей этого рода (рис. 1) обнаружены лишь в отложениях пещеры Махневская ледяная (59°27' с.ш., 57°41' в.д.). Радиоуглеродные даты костного материала из этого местонахождения дают очень большой хронологический разброс. Предполагается, что кости позвоночных животных попадали в пещеру с микулинского межледникового до среднего голоцена (Baryshnikov, 2001, 2003; Фадеева, Смирнов, 2008; Фадеева и др., 2011). В исследованных автором отложениях (507,5 литров породы) определены кости следующих видов и родов млекопитающих: *Microtus gregalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus oeconomus*, *Arvicola terrestris*, *Dicrostonyx* sp., *Myopus schisticolor*, *Clethrionomys rufocanus*, *Clethrionomys rutilus*, *Clethrionomys glareolus*, *Cricetus cricetus*, *Sicista betulina*, *Apodemus agrarius*, *Sylvaemus sylvaticus*, *Sylvaemus uralensis*, *Sylvaemus flavicollis*, *Sciurus vulgaris*, *Hystrix brachiura*, *Erinaceus* sp., *Talpa* sp., *Sorex araneus*, *Sorex isodon*, *Sorex caecutiens*, *Sorex minutus*, *Sorex minutissimus*, *Neomys fodiens*, *Crocidura* sp., *Eptesicus nilssonii*, *Plecotus auritus*, *Myotis dasycneme*, *Myotis* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Ursus* sp., *Meles* sp., *Martes* sp., *Canis lupus*, *Panthera spelaea*, *Alopex lagopus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*.

Фрагмент черепа *Crocidura* sp. (№ MI-ML2010/94) извлечен из породы узкого отростка дальнего грота, которая, по предварительным данным, была перемешана в результате коммерческих раскопок фирмы «Нордвест». Сохранена ростральная часть черепа без носовых костей, отсутствуют вторые (A2) и третьи (A3) промежуточные зубы. Подглазничное отверстие округлое, его передний край расположен на уровне границы между P4 и M1, задний край на уровне границы между мезостилем и метастилем M1. Расстояние между внутренними стенками подглазничных отверстий – 3,73 (здесь и далее все

промеры в мм); расстояние между внешними сторонами роострума в области A1–2,2; расстояние от наиболее выступающей вперед части межчелюстной кости до заднего края подглазничного отверстия – 5,6; длина верхнего ряда зубов от передней стенки резца до задней стенки последнего коренного – 8,8; длина ряда промежуточных зубов по альвеолярному краю – 2,2; ширина верхней челюсти на уровне M2–6,4. Между параконом и парастилем P 4 слабый прогиб внутрь, гипокон хорошо дифференцируется. I sup. – длина (L) 1,7; высота (H) 1,3; длина талона (LT) 0,65; P4 – лингвальная длина (LL) 1,0; буккальная длина (BL) 2,1; ширина (W) 1,85; длина до задней выемки (PE) 0,95; M1 – LL 1,65; BL 1,65; передняя ширина (AW) 1,6; задняя ширина (PW) 2,2; PE 1,25; M2 – LL 1,4; BL 1,45; AW 2,05; PW 1,75; PE 1,1; M3 – L 0,6; W 1,25.



Рис. 1. 1 – фрагмент черепа *Crocidura* sp. (№ MI-ML2010/94); 2 – правая нижняя челюсть *Crocidura* sp. (№ MI-ML2010/175). Пещера Махневская ледяная, Пермское Предуралье

Правая нижняя челюсть *Crocidura* sp. (№ MI-ML2010/175) обнаружена в интактной породе под каменным массивом на глубине до 10 см. Челюсть хорошей сохранности, повреждена лишь концевая часть углового отростка. Длина нижнечелюстной кости (от заднего конца сочленовного отростка до

края альвеолы резца – 10,5. Вертикальная ось от заднего конца подбородочного отверстия проходит впереди вершины протоконоида  $m1$ . Высота восходящей ветви челюсти – от верхней точки свода фронтальной части углового отростка до вершины веночного отростка – 5,15; длина от этой точки свода до задней стенки подбородочного отверстия – 6,1; высота коронарного отростка – 2,5. Высота челюсти под  $m2$  – 1,7. Ширина восходящей ветви нижней челюсти от края коронки  $m3$  до каудального края сочленовного отростка – 4,6. Ширина вершины веночного отростка – 1,2. Внутренняя височная ямка высокая, по форме близка к прямоугольному треугольнику, внутренний угол основания которого  $55^\circ$ , внешний –  $95^\circ$ . Высота сочленовного отростка (каудальная проекция) – 1,75, длина его верхней фасетки (LUF) и, соответственно, нижней (LLF) – 1,0 и 1,65. Длина ряда нижних коренных зубов ( $i-m3$ ) – 8,25, ( $m1-m3$ ) – 4,35 (по альвеолам – 3,95).  $I\ inf.$  – длина (L) 3,65;  $m1$  – длина (L) 1,65; ширина тригониды (TRW) 1,15; ширина талонида (TAW) 1,25;  $m2$  – L 1,6; TRW 1,1; TAW 1,1;  $m3$  – L 1,25; ширина (W) 0,8.

Сравнения зубов, верхнечелюстной и нижнечелюстной костей белозубок проведены по литературным данным (Огнев, 1928; Jenkins, 1976; Reumer, 1984; Reumer, Oberli, 1988; Юдин, 1989; Емельянов, Жежерин, 1990; Зайцев, 1992; Банникова и др., 2001; Murariu, 2001; Hutterer, Kock, 2002; Зайцев, Осипова, 2004; Rzebik-Kowalska, 2006, 2007). Размерные характеристики ископаемых костей белозубок из пещеры Махневская ледяная исключают принадлежность к виду *Crocidura suaveolens* и соответствуют более крупным видам белозубок (*Crocidura leucodon*, *C. sibirica*, *C. caspica*, *C. russula*), среди которых видовая дифференциация по ископаемым костным остаткам

затруднена. Отсутствие промежуточных зубов  $A2$  и  $A3$  не позволяет провести видовую диагностику по их размерным соотношениям. Однако, предполагаемая коронарная длина ряда промежуточных зубов исследуемого черепа, исходя из значения таковой альвеолярной, больше чем максимальное значение коронарной длины этого ряда для *C. sibirica*. Длина нижнего ряда зубов, ширина между подглазничными отверстиями, ширина верхней челюсти на уровне  $M2$  у изученных ископаемых экземпляров больше максимальных значений этих признаков для вида *C. russula*. В исследованной нижней челюсти высота сочленовного отростка больше чем его ширина, нижняя суставная часть шире верхней в 1,6 раза – для *C. caspica* характерны более низкие и широкие сочленовные отростки. По размерным показателям черепа, нижнечелюстной кости, зубов, а также по строению передней стороны коронки между параконном и парастилем  $P4$  можно лишь предположить более высокую вероятность принадлежности рассматриваемых костных остатков к *C. leucodon*.

Ископаемые остатки относительно крупных видов белозубок, видовая принадлежность которых также не установлена, были обнаружены в отложениях средне-позднего голоцена и первой половины позднего плейстоцена в пещерах Южного Урала (Зайцев, 1992). С.И. Огнев (1928) отмечал, что географическое распространение рода *Crocidura* широко приурочено к югу, но вопрос о северных границах требует дальнейшего выяснения и выдвигал предположение, что на Урале эта граница возможно достигает  $60^\circ$  с.ш.. Обнаружение костей белозубок в пещерных отложениях Пермского Предуралья позволяет зафиксировать самую северную точку их прошлого обитания на территории Восточной Европы.

### Список литературы

1. Банникова А.А., Олейниченко В.Ю., Ломов А.А., Долгов В.А. О таксономическом взаимоотношении малой и длиннохвостой белозубок *Crocidura suaveolens* и *C. gueldenstaedtii* (Insectivora, Soricidae) // Зоологический журнал, 2001. Т. 80. № 6. С. 721–730.
2. Емельянов И.Г., Жежерин И.В. Диагностика малой и белобрюхой белозубок (Soricidae) // Вестник зоологии, 1990. № 4. С. 39–46.
3. Зайцев М.В. Насекомоядные млекопитающие позднего антропогена Южного Урала // История современной фауны Южного Урала. Свердловск, 1992. С. 61–80.
4. Зайцев М.В., Осипова В.А. Насекомоядные млекопитающие (Insectivora) позднего плейстоцена Северного Кавказа // Зоологический журнал, 2004. Т. 83, № 7. С. 851–868.
5. Огнев С.И. Звери Восточной Европы и Северной Азии, т. I. Насекомоядные млекопитающие и летучие мыши. М.-Л.: Главнаука, 1928. Т. 1. 631 с.
6. Фадеева Т.В., Косинцев П.А., Кадебская О.И., Максимова Е.Г. Результаты исследований зоогенных отложений пещеры Махневская ледяная (Пермский край) // Пещеры. Сборник научных трудов. Вып. 34. Пермь, 2011. С. 71–99.
7. Фадеева Т.В., Смирнов Н.Г. Мелкие млекопитающие Пермского Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург, «Гошицкий», 2008. 171 с.
8. Юдин Б.С. Насекомоядные млекопитающие Сибири. Новосибирск: «Наука», 1989. 360 с.
9. Baryshnikov G. F. The Pleistocene black bear (*Ursus thibetanus*) from the Urals (Russia) // Lynx, 2001. № 32. P. 33–43.
10. Baryshnikov G. F. Pleistocene small porcupine from the Ural Mountains, Russia with note on taxonomy of *Hystrix vinogradovi* (Rodentia, Hystricidae) // Russian Journal of Theriology, 2003. V.2, № 1. P. 43–47.



11. *Hutterer R., Kock D.* Recent and ancient records of shrews from Syria, with notes on *Crocidura katinka* Bate, 1937 (Mammalia: Soricidae) // *Bonner zoologische Beiträge*, 2002. 50 (3): P. 249–258.
12. *Murariu D.* The species of the genus *Crocidura* Wagler, 1832 (Mammalia: Insectivora) from Romania. *Travaux du Museum National d'Histoire Naturelle «Grigore Antipa»*, 2001. 43. P. 333–338.
13. *Jenkins P. D.* Variation in Eurasian shrews of the genus *Crocidura* (Insectivora: Sodicidae) // *Bulletin of the British Museum of Natural History*, 1976. 30. P. 271–309.
14. *Reumer J.W.F.* Ruscinian and Early Pleistocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Tegelen (The Netherlands) and Hungary // *Scripta Geologica*, 1984. 73. P. 1–173.
15. *Reumer J.W.F., Oberli U.* Shrews (Mammalia: Soricidae) from a Bronze Age deposit in Cyprus with the description of a new subspecies // *Bonner zoologische Beiträge*, 1988. 39 (4). P. 305–314.
16. *Rzebik-Kowalska B.* Erinaceomorpha and Soricomorpha (Mammalia) from the Late Pleistocene and Holocene of Krucza Skała Rock Shelter and Komarowa Cave (Poland) // *Acta zoologica cracoviensia*, 2006. 49A(1–2). P. 83–118.
17. *Rzebik-Kowalska B.* New data on Soricomorpha (Lipotyphla, Mammalia) from the Pliocene and Pleistocene of Transbaikalia and Irkutsk Region (Russia) // *Acta zoologica cracoviensia*, 2007. 50A(1–2). P. 15–48.

**Л.А. Фоминых**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия  
lfominyck@rambler.ru*

**L.A. Fominykh**

*Institute of physicochemical and biological problems of soil science RAS, Pushchino, Russia*

В экстремально суровых условиях непрерывного существования мощной низкотемпературной толщи многолетнемерзлых пород времени позднего плейстоцена в ареале лёссово-ледовых равнин северо-востока Азии существовали, как известно, многочисленные стада гигантских травоядных животных «мамонтной фауны». Ландшафтная обстановка времени накопления осадков ледового комплекса трактуется исследователями по-разному и очень широко: от заболоченных тундр до криоаридных ландшафтов типа тундростепи (Шер и др., 1979; и др.). Важнейшими хранителями информации о древних ландшафтах региона являются погребенные торфяники и почвы времени МИС 3–2. Исследователи рассматривали погребенные почвы как неотъемлемую часть едомных покровов. Этой же точки зрения придерживались и мы в первых публикациях по плейстоценовым почвам Колымской низменности (1988–1991). Господствовало представление о том, что времени формирования ледового комплекса отвечали ландшафты тундростепи или, согласно Томирдиаро (1978), «тундро-лугостепи». Дальнейшие наши исследования показали, что местонахождения палеопочв каргинско-сартанского возраста – это аласы и аласные долины, которые в результате избирательного термокарста сформировались в тектонически-активных зонах – локализуясь в прибортовых частях едомных массивов. Предположение о существовании на Приморских низменностях Якутии плейстоценовых аласов находится в ранних публикациях Конищева (1970).

К настоящему времени на значительных площадях основные массивы этих аласов разрушены и освоены речными долинами. Сохранилась только тыловая их часть с обилием костного материала, проецируемого на бечевник из разрушающихся стенок, с включениями в ряде мест погребенных древесных остатков и серией погребенных почв, обнаруживающих, как и вмещающие их отложения, признаки засоления (Фоминых, Золотарева, 2008, 2010). Время формирования палеопочв в пределах древнего аласа Алазеи (рис. 1), в ареале островного распространения едом (40, 23, 19 тыс. л.н.) – отвечает главным природным рубежам позднего плейстоцена (Свиточ,

1987), «отбивая» обусловленные астрономическими причинами (прецессия, эксцентриситет) этапы заложения термокарстовой котловины и заполнения осадками древней чаши протаивания. Отложения в основании одновозрастной аласной котловины, расположенной ниже по течению р. Алазеи (обнажение № 82) охарактеризованы радиоуглеродной датой  $37980 \pm 860$ ; МАГ-158 (Шер и др., 1979). Дата около 40 тыс. лет – это возраст палеопочвы над головой плейстоценовой ледяной жилы.

Эта дата фиксирует время завершения седиментогенеза и стабилизации поверхности едомы, формирования здесь полигонального микрорельефа. Процесс почвообразования в межполигонных канавках над головами плейстоценовых ледяных жил сформировал торфянисто-глеевые почвы. Подобные почвы, но более молодого возраста (конец времени МИС-2 – начало МИС-1) исследовал Д. Браун (1965, 1967) на мысе Бэрроу, Аляска.

Палеопочвы являются реперами биогеоморфологической эволюции древних аккумулятивных поверхностей. Все изученные почвы относятся к ряду нелесных. Но на определенных стадиях формирования разновозрастных термокарстовых котловин в них поселялась древесная растительность на фоне окружающих открытых пространств. Результаты палеоботанических и палинологических исследований, а также факт обнаружения ископаемых древесных остатков (*Betula alba*, *Alnus fruticosa* и др.) в аласах разных частей Колымской тундры (Каплина, Ложкин 1979; Архангелов и др., 1981; Каплина 2011), включая и Арктические острова (Ермолаев, 1932), трактуется исследователями как прямое доказательство потепления климата в определенные отрезки времени соответствующих периодов прошлого. Однако согласно новым представлениям о геотемпературной эволюции мерзлых толщ криолитозоны Северной Евразии, «Заключительный этап позднего плейстоцена – период 40–10 т.л.н. – выделяется как единый криохрон с очень суровыми зимами, внутри которого осцилляции температур воздуха и мерзлых толщ были незначительными, а голоцен – последние 10 тыс. лет – характеризовался более мягкими геокриологическими условиями по сравнению с плейстоценовым

криохроном, за счет менее суровых зим» (Васильчук, 1992). Согласно данным Васильковского и Карташовой (1961, и др.) на Северо-Востоке Азии (СВА) в послеледниковое время климатические и геоботанические изменения были незначительны, что не дает оснований для представлений о возможности фронтального продвижения леса на север даже в межледниковых условиях голоцена. Исследование закономерностей современного размещения лесных и безлесных экосистем на южных пределах тундры СВА (Берман и др., 1998) продемонстрировало возможность смены тундры лесом (и наоборот) без коренной перестройки гидротермических характеристик климата в регионе, а только за счет изменения ветрового режима и вариаций температурно-влажностных показателей конкретных местообитаний по элементам микрорельефа.

Все исследованные нами палеопочвы, различаясь по мощности, гумусовым характеристикам и физико-химическим показателям, имеют аккумулятивный облик. Они, как правило, совершенно не похожи на примитивные профили плакорных почв современных мерзлотных ландшафтов Колымской субарктики – криоземов едомных останцов и/или доминирующих по площади разнообразных криогидроморфных глееземов озерно-болотно-тундровых ландшафтов долины Колымы, и вторичных плакоров междуречий (арены развития голоценового площадного термокарста).

Палеопочвы естественных ландшафтов всех временных интервалов характеризуют почвообразование только аккумулятивных и трансаккумулятивных местообитаний. Исследованные нами плейстоценовые почвы – это центральное звено ландшафтов древних аласов – оазисов Палеарктики. Анализ имеющегося у нас материала по погребенным почвам плейстоцен-голоценового времени позволяет заключить, что к реконструкции региональных климатических характеристик (теплее-холоднее, суше-влажнее), основанных на педогумусовом методе диагностики палеосреды (Дергачева, 1997), следует относиться с пониманием того, что условия образования этих палеопочв неадекватны таковым на плакорах конкретного хроноинтервала.

Таким образом, в экстремально холодных аридных условиях заключительного этапа позднего плейстоцена (времени МИС 3–2) на низменностях Северо-Востока Азии аккумулятивное почвообразование с формированием высокопродуктивных ландшафтов протекало в термокарстовых котловинах – аласах и аласных долинах, ныне «вымерших» оазисах Палеарктики – отдаленном аналоге современных аласов Центральнойкутской котловины.

Полевые исследования проводились нами в составе почвенно-мерзлотного отряда Д.А. Гиличинского. Определения радиоуглеродного возраста наших палеопочв выполнялись Л.Д. Сулержицким (ГИН РАН).

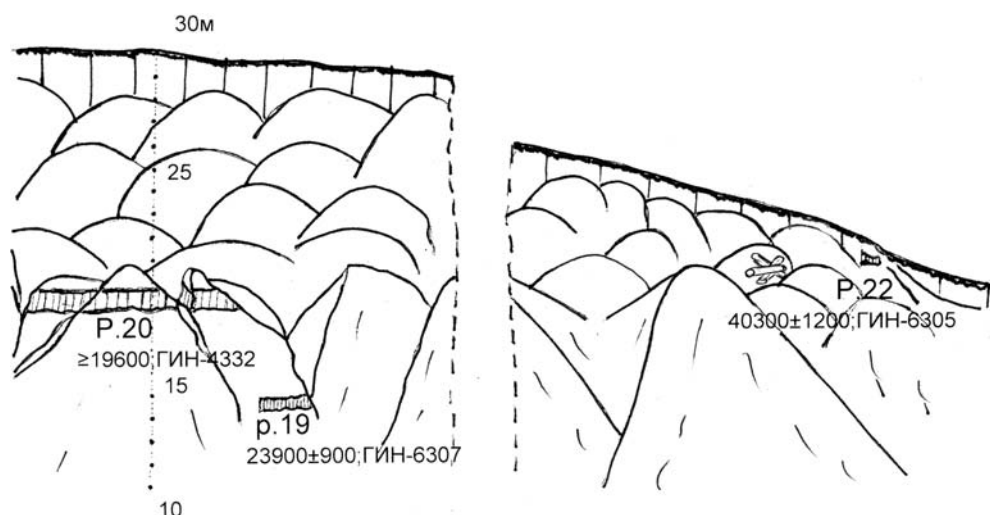


Рис. 1. Топография палеопочв в обрыве правобережья р. Алазеи, осложненном байджерахами

#### Список литературы

1. Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Льянос-Мас А.В., Михалев Д.В. Криолитогенез аласных отложений (на примере мыса Чукочий) // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. Вып. IX. С. 125–138.
2. Берман Д.И., Алфимов А.В., Мажитова Г.Г., Проконев М.Е. Роль ветра в дивергенции экосистем с мерзлотными и сезонномерзлыми почвами в Северном Охотоморье // Почвоведение, 1998. № 5. С. 593–599.
3. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Т 1. М., 1992. 420 с.

4. *Васьковский А.П., Карташова Г.Г.* Природа вокруг Усть-Бельского человека // Записки Чукотского краеведческого музея. Вып. 2. Магадан, 1961.
5. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Гл. 5. Педогумусовый метод диагностики и реконструкции палеоприродной среды. Новосибирск.: Изд-во СО РАН, 1997. С. 98–114.
6. *Ермолаев М.М.* Геологический и геоморфологический очерк о. Бол. Ляховского // Труды Совета по изучению производительных сил АН СССР. Сер. Якутская. Вып. 7. Ч.1. Ленинград, 1932.
7. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст аласных отложений Приморских низменностей Якутии. Изв. АН СССР, сер. Геологическая, 1979. № 2. С. 69–76.
8. *Каплина Т.Н.* Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2011. Т. XV. № 2. С. 3–13.
9. *Свиточ А.А.* Палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1987. 188 с.
10. *Фоминых Л.А., Гугалинская Л.А.* Педогенез как индикатор экологических условий формирования едомных отложений // Тез. Докл. V Всесоюзной конф. «Теория почвенного криогенеза». Пушино: ОНТИ НЦБИ, 1989. С. 47–48.
11. *Фоминых Л.А., Гугалинская Л.А.* Почвообразование и осадконакопление на Колымской низменности в позднем плейстоцене и голоцене // Тез. докл. III Межд. симп. «Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона. Якутск, 1990. Т.П. С. 61–63.
12. *Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н.* К вопросу о засолении современных и древних почв экстраконтинентальных регионов мерзлотной области Севера // V Всероссийский съезд Докучаевского общества почвоведов. Ростов-на-Дону, 2008. С. 268.
13. *Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Пинский Д.Л.* Сравнительный анализ палеопочв в древних ландшафтах Севера России // Криосфера Земли, 2010. Т. XIV. № 2. С. 56–68.
14. *Шер А.В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971. 310 с.
15. *Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Ложкин А.В., Архангелов А.А., Вирина Е.Н., Зажигин В.С., Киселев С.В., Кузнецов Ю.В.* Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности». Тур XI. Москва, 1979. 117 с.
16. *Brown J.* Radiocarbon dating, Barrow, Alaska // Arctic, 1965. 18. P. 36–48.
17. *Brown J.* Tundra soils formed over ice wedges. Northern Alaska // Soil sci. Soc. Amer. Proc., 1967. Vol. 31. P. 686–691.
18. *Fotinykh L.A.* History of Soil formation in late Pleistocene and Holocene on the North-East Asia lowlands // XIII International Congress (INQUA). August 2–9, 1991. Beijing, 1991. China. P. 99.



РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ  
(КУЯЛЬНИЦКАЯ) МАЛАКОФАУНА  
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТИЗДАР  
(ТАМАНСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ):  
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

EARLY PLEISTOCENE  
MOLLUSCAN FAUNA OF TIZDAR  
LOCALITY (TAMAN PENINSULA,  
RUSSIA): STRATIGRAPHY  
AND PALAEOECOLOGY

П.Д. Фролов

Геологический институт РАН, Москва, Россия  
Pavlenty987@mail.ru

P.D. Frolov

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Местонахождение Тиздар располагается в береговом обрыве Азовского моря, в 1,5 км севернее посёлка За Родину, около горы Тиздар, в 200 м восточнее устья Синеи балки (Темрюкский район, Краснодарский край, РФ).

Впервые разрез был описан И.М. Губкиным и М.И. Варенцовым в 1934 г. (Губкин, 1950). Это было первое упоминание о куюльницких отложениях на южном берегу Азовского моря.

В разрезе выделяется три фаунистически охарактеризованных горизонта с раковинами пресноводных моллюсков, а так же костями мелких млекопитающих: нижний (Тиздар 1), средний (Тиздар-К (Кермек)) и верхний (Тиздар 2). В последние годы в среднем горизонте сделаны находки предполагаемых каменных орудий раннего палеолита (Shchelinsky et al., 2010).

Описание разреза приведено по А.С. Тесакову (2004).

Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Глины голубовато-серые, песчанистые, слоистые в верхней части с тонкостенными раковинами *Dreissena polymorpha*. Видимая мощность слоя 7 м.

2. Гравий из ожелезненных карбонатных конкреций и песчаников. Встречены многочисленные раковины солоноватоводных и пресноводных моллюсков *Dreissena polymorpha* (массовая форма), *D. theodori*, *D. cf. choriensis*, \**Limnocardium* (*Tauricardium squamulosum*), \**Pontalmyra panticaepea gurianthica*, \**Prosodacna* sp., \**Pterodacna* sp., \**Arcicardium cf. acardo*, *Cardiidae* indet., массивные Unionidae, *Vallensiennius cf. kujalnicus*, *Viviparus* sp., *Micromelania* sp., *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Zagrabica* sp. (определения И.Г. Тактакишвили), \**Monodacna cf. subriegeli*, *Dreissena theodori kubanica*, *Theodoxus punctatolineatus*, *Unio* ex gr. *tamanensis* (определения В.Н. Семененко). Формы, отмеченные звездочкой, по мнению В.Н. Семененко, переотложены из киммерийских отложений. В слое собраны также остатки мелких млекопитающих (Тиздар 1). Мощность слоя 1 м.

3. Пески белые, мелкозернистые, слюдястые с раковинами моллюсков *Dreissena polymorpha*, *Neritina* sp. Мощность слоя 0.5–1 м.

4. Глины черные, песчанистые, неслоистые, с крупными карбонатными конкрециями сложной формы. Мощность слоя 4 м.

5. Пески белые, мелко- и среднезернистые, слюдястые, косослоистые. В верхней части слоев в гравийных прослоях встречаются растительный детрит, остатки мелких млекопитающих (Тиздар 2) и раковины моллюсков *Dreissena polymorpha*, *D. theodori*, *Viviparus* ex gr. *sinzovi*, *Melanopsis esperi*, *Valvata piscinalis*, *Lithoglyphus naticoides*, *Unio* ex gr. *tamanensis*, *Cardiidae* indet., *Theodoxus* sp. (определения В.Н. Семененко). Нижняя часть слоя обнажена плохо. Мощность слоя 20 м.

6. Пески белые, мелкозернистые, слюдястые, алевролитистые, неяснослоистые. Мощность слоя 10 м.

7. Глины черные, песчанистые, с горизонтами карбонатных конкреций. Видимая мощность слоя 7 м.

Из слоя Тиздар 1 Тесаковым (2004) определены: *Allophaiomys cf. deucalion*, *Pitymimomys pitymyoides*, *Mimomys reidi*, *M. cf. pliocaenicus*, *Borsodia newtoni*, ?*Lagurini* gen., *Ellobius kujalnikensis*, *Clethrionomys cf. kretzoi*, *Allocricetus cf. ehiki*, *Allactaga cf. ukrainica*, *Plioscirotopoda stepanovi*, *Spermophilus* sp., *Leporidae* gen., *Soricidae* gen.

Из слоя Тиздар 2 Тесаковым (2004) определены: *Allophaiomys cf. deucalion*, *Prolagurus (Lagurodon) arankaе*, *P. ternopolitanus*, *Borsodia newtoni*, *Pitymimomys pitymyoides*, *Mimomys reidi*, *M. cf. pliocaenicus*, *Ellobius kujalnikensis*, *Allocricetus cf. ehiki*, *Allactaga cf. ukrainica*, *Plioscirotopoda stepanovi*, *Spalax* sp., *Apodemus* sp., *Spermophilus* sp., *Soricidae* gen., *Desmana* sp.

По мнению Тесакова А.С. (2004) эта фауна соответствует самому началу бихария и началу зоны MQ1 и относится к концу куюльника черноморской шкалы и гелазию МСШ.

По имеющимся у нас материалам из слоя Тиздар 1 определены: *Bythinia* sp. (operculum) (17 экз.), *Parafossarulus* sp. (operculum) (148 экз.), *Fagotia esperi* (8 экз.), *Fagotia acicularis* (12 экз.), *Fagotia* sp. (25 экз.), *Theodoxus danubialis* (165 экз.), *Micromelania* sp. (31 экз.), *Dreissena (Modiolodreissena) theodori kubanica* (24 экз.), *Pisidium* spp. (4 экз.), *Dreissena polymorpha* (78 экз.). Переотложенные из киммерийских отложений: *Arcicardium* cf. *acardo* (2 экз.), *Pteradacna edentula* (4 экз.), *Prosodacna* sp. (1 экз.), *Pontalmyra* sp. (4 экз.), *Dreissenidae* gen. (7 экз.).

Из слоя Тиздар-К (Кермек) определены: *Fagotia esperi* (41 экз.), *Fagotia acicularis* (59 экз.), *Fagotia* sp. (39 экз.) фрагменты, *Theodoxus* aff. *transversalis* (1 экз.), *Theodoxus danubialis* (16 экз.), *Theodoxus* cf. *danubialis* (4 экз.), *Parafossarulus* sp. (operculum) (79 экз.), *Bythinia* sp. (operculum) (39 экз.), *Lithoglyphus* sp. (14 экз.), *Micromelania* sp. (17 экз.), *Viviparus* sp. (17 экз.), *Limax* sp. (1 экз.), *Dreissena polymorpha* (92 экз.), *Margaritifera (Margaritifera) arca* (3 экз.), *Bogatschevia* sp. Переотложены из киммерийских отложений: *Arcicardium* cf. *acardo* (2 экз.), *Pteradacna edentula* (17 экз.), *Prosodacna* sp. (2 экз.), *Dreissenidae* gen. (19 экз.).

Из слоя Тиздар 2 определены: *Bythinia* sp. (operculum), *Parafossarulus* sp. (operculum), *Dreissena polymorpha*, *Dreissena (Modiolodreissena) theodori kubanica*, *Pisidium sulcatum*.

По наличию характерного вида *Margaritifera (Margaritifera) arca*, а также развитию унионид рода *Bogatschevia* эта ассоциация близка к бошерницкому комплексу моллюсков (Чепалыга, 1967). По данным А.Л. Чепалыги (1967, 1982) возраст этого комплекса определяется как нижний – низы среднего

апшерона. Однако, по присутствию вида *Dreissena (Modiolodreissena) theodori kubanica* Krestovnikov 1928, который вымирает в конце куяльницкого яруса (Невесская и др, 1997), можно предположить более древний – позднекуяльницкий возраст фауны Тиздара. К такому же заключению о возрасте этих отложений пришли и Тактакишвили и В.Н. Семенов (Тесаков, 2004). Более молодые малакофауны второй половины раннего плейстоцена (калабрия) четко отличаются появлением и широким развитием унионид рода *Pseudosturia* (Чепалыга, 1982; Гожик, 2008).

Отложения куяльника в магнитохронологической шкале соответствуют эпохам Гаусс (нижний куяльник) и ранней части эпохи Матуяма (верхний куяльник) (Певзнер, 1989). Глины подстилающие и перекрывающие песчаную толщу в разрезе Тиздар, имеют обратную намагниченность (Вангенгейм и др., 1991), следовательно по данным магнитостратиграфии эти отложения так же можно отнести к верхнему куяльнику.

В изученной ассоциации моллюсков преобладают пресноводные виды (присутствует только один наземный вид *Limax* sp.). Экологически эта фауна могла обитать в речных условиях с более или менее постоянным течением, т.к. присутствуют ярко выраженные реофильные виды (представители рода *Theodoxus*), при наличии и более стагнофильных моллюсков, таких как *Fagotia* и *Dreissena polymorpha*, которые предпочитают селиться в водоемах с медленным течением. Следовательно малакофауна данного разреза отражает усредненные условия обитания участка реки с различными гидродинамическими обстановками.

### Список литературы

1. Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комис. По изуч. Четвертичного периода. 1991. № 60. С. 41–52.
2. Гожик П.Ф. Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы: в 2-х ч. / Часть 1. Надсемейство Unionoidea. – К.: Логос, 2006. – 280 с.
3. Губкин И.М., Варенцов М.И. Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова // Губкин И.М. Избр. Соч. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 1. С. 270–314.
4. Невесская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В. Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии (Тр. ПИН; Т. 269). – М.: Наука, 1997. – 267 с.
5. Певзнер М.А. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитостратиграфической шкале // Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода. 1989. № 58. С. 117–124.
6. Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) (Тр. ГИН РАН; Вып. 554). – М.: Наука, 2004. – 247 с.
7. Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение (Тр. ГИН РАН; Вып. 166). – М.: Наука, 1967. – 222 с.
8. Чепалыга А.Л. в кн. Стратиграфия СССР. Четвертичная геология (полутом 1). М., Недра, 1982. – 443 с.
9. Shchelinsky V.E., Tesakov A.S., Titov V.V. Early Paleolithic sites in the Azov Sea region: stratigraphic position, stone associations, and new discoveries. In: V.V. Titov, A.S. Tesakov (Eds.) Quaternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia. Volume of abstracts. 2010 annual meeting of INQUA-SEQS. Rostov-on-Don, Russia, June 21–26, 2010. P. 169–170.

ХВАЛЫНСКАЯ МАЛАКОФАУНА | KHVALYNIAN MALACOFUNA  
НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ | OF THE LOWER VOLGA REGION

Д.С. Хомченко, А.В. Семенов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия  
geography@mail.ru

D.S. Khomchenko, A.V. Semenenko

M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Хвалынская малакофауна Нижнего Поволжья изучается в течение длительного времени (Православлев, 1926; Федоров, 1957; Свиточ, 1967; Попов, 1983; Менабде и др., 1991; Янина, 2005, и др.), однако, в стратиграфических и палеогеографических реконструкциях, сделанных исследователями на ее основе, довольно много разногласий. Поэтому новый фактический материал вызывает большой интерес. Нами коллекция малакофауны собрана при комплексном полевом изучении разрезов Нижнего Поволжья (Светлый Яр, Райгород, Черный Яр, Нижнее займище, Цаган-Аман, Копановка, Сероглазовка, Быково, Средняя Ахтуба), включающих хвалынские отложения. Систематический анализ фауны выполнен в лабораторных условиях.

Хвалынская малакофауна распространена в осадках, представленных в основном морскими, прибрежными и лиманными фациями, вскрывающимися на всем протяжении долины от Волгограда до Астрахани. В ее состав входят *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. delenda*, *D. subcatillus*, *D. ebersini*; многочисленны моллюски родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Dreissena*.

Как и большинство исследователей региона, в составе хвалынской фауны мы выделяем две разновозрастные фаунистические группировки, содержащиеся в толщах, разделенных перерывом в морском осадконакоплении – континентальными енотаевскими слоями, или же разрывом. Мы определяем их в ранге фаунистических комплексов – раннехвалынского и позднехвалынского. Видовой состав комплексов близок: основным отличием является многочисленность *Didacna praetrigonoides* в позднехвалынском комплексе. Раковины моллюсков раннехвалынского комплекса распространены очень широко, встречаясь в осадках до +50 м. Представители позднехвалынского комплекса распространены в осадках, вскрывающихся южнее Копановки. Типичные морские отложения отмечены в Сергиевке, в разрезе Бугор, в поверхностных отложениях равнины на территории Калмыкии; а в разрезах Копановка, Енотаевка, Ленино, Сероглазовка, Владимировка, Золотуха,

Селитренное они представлены «бугровой толщей» (Свиточ, Янина, 1997).

Раннехвалынский комплекс из изученных нами разрезов включает виды: *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. delenda*, *D. ebersini*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. polymorpha*. Руководящим видом (сравнение с более древними и молодыми фаунистическими комплексами проведено по литературным материалам и изученной авторами коллекции, находящейся в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена) является *Didacna ebersini*; характерным (контролирующим, получившим наибольшее развитие в регионе именно в этой группировке) видом – *Didacna protracta*. Из состава дидакн *Didacna subcatillus* – транзитный (с большим временным диапазоном распространения) вид. *Monodacna*, *Hypanis*, *Dreissena* – также транзитные виды. Впервые для Каспия в составе хвалынской фауны появляются *Didacna ebersini* (*D. trigonoides chvalynica*). Следует отметить, что *Didacna* cf. *parallella* и *D.* cf. *protracta* появились впервые в гирканском комплексе северо-западной области Каспия (Попов, 1983), а дальнейшее их широкое развитие имело место в хвалынскую эпоху и определило облик хвалынской фауны в целом.

Комплекс отличается бедностью видами по сравнению с бакиной, урунджикской, хазарской и новокаспийской фаунами. В его составе господствуют катиллоидные и тригоноидные формы. Отличается он преобладанием мелких раковин и их тонкостворчатостью. Если сравнивать состав дидакн в раннехвалынском комплексе Нижнего Поволжья и в разновозрастных отложениях других природных районов Каспия, то можно отметить ряд особенностей. Виды *D. protracta* и *D. ebersini* приурочены в основном к территории Северного Каспия. Здесь же отмечена и широкая изменчивость видов, приведшая к появлению новых подвидов – *D. protracta submedia* и *D. parallella borealis*.

При сравнении распространения хвалынских моллюсков в изученных нами разрезах можно отметить следующее. Самое широкое распростране-



ние имеют два вида – *Didacna protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*. Обычно они находятся вместе в осадке. Это объяснимо, так как именно эти виды являются относительно глубоководными, предпочитают глубину бассейна от 25 до 50 м и прохладные воды. *Didacna parallella* и *Didacna delenda* обнаружены лишь в северной части изученной территории. Остальные виды распространены по всей территории Нижнего Поволжья.

Сравнение особенностей распределения видов по разрезу хвалынского отложения позволяет также отметить ряд особенностей. В разрезе Райгород, где описано три слоя с раковинами раннехвалынского моллюсков, самый нижний слой из дидакн включает лишь *Didacna ebersini*, наряду с которыми содержатся *Monodacna caspia* и *Hypanis plicatus*. Все эти виды переносят значительное опреснение, предпочитают сравнительно мелководный бассейн. В вышележащем слое появляются *Didacna protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*, а *Didacna ebersini* и *Hypanis plicatus*, напротив, исчезают. Эти виды более глубоководные и солонолюбивые. Еще выше в составе моллюсков появляются еще *Didacna subcatillus*, группировка самая богатая из представленных в этом разрезе. Судя по распространению отдельных видов по разрезу Райгород, можно предполагать этапность заселения моллюсками этого района. На начальных этапах развития трансгрессии здесь расселились *Didacna ebersini*, *Monodacna caspia* и *Hypanis plicatus*. По мере повышения уровня состав моллюсков менялся: широко распространилось более глубоководное и солонолюбивое сообщество *Didacna protracta* и *Dreissena rostriformis*. Изученные разрезы отражают разные этапы развития раннехвалынской трансгрессии.

В разрезе Нижнее Займище нижний слой содержит исключительно *Dreissena rostriformis distincta*, а вышележащий включает довольно разнообразное фаунистическое сообщество, аналогичное по составу верхнему сообществу разреза Райгород. В разрезе Черный Яр, содержащим два слоя с хвалынской малакофауной, наблюдается такая же картина. В разрезе небольшого оврага, впадающего в долину Волги в 0,5 км севернее Нижнего Займища, два сообщества моллюсков близки по составу; в верхнем отсутствуют *Dreissena rostriformis*.

Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как на мелководе, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где соленость превышала современную на 3–4 ‰. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым

опресненным (6–7 ‰) и холодноводным районам Северного Каспия. *D. subcatillus* приспособлены к плохой аэрации среды, и именно они осваивали илистые грунты. Наряду с *D. protracta* обычно многочисленны *Dreissena rostriformis distincta*, также, как и этот вид дидакн, предпочитающие сравнительно глубоководную и прохладную обстановку бассейна. А другой вид дрейссен – *Dr. polymorpha* – обычно многочисленен вместе с *D. ebersini*, предпочитающими опресненные условия. Гипанисы и монодакны, распространенные в раннехвалынского сообществах моллюсков, сравнительно эврибионтные организмы, хотя и отдают предпочтение опресненным водам: в настоящее время именно представители этих родов освоили преддельтовое пространство Волги и частично рукава ее дельты.

Таким образом, в эпоху максимального уровня раннехвалынского бассейна соленость большей части Северного Каспия была примерно 11–12 ‰. Его окраинные районы были значительно опреснены, до 6–7 ‰.

Как уже отмечалось, раннехвалынского моллюски отличались небольшими размерами и тонкими створками раковин по сравнению с более древними каспийскими трансгрессиями и современным Каспийским морем. Основываясь на этом, можно предположить низкие температуры воды. Это предположение подтверждается данными палинологического анализа. Так, в монографии А.И. Москвитина (1962) анализируются материалы палинологического анализа В.П. Гричука. Начало трансгрессии им охарактеризовано таежными спектрами, горизонт шоколадных глин – лесотундровыми спектрами.

Верхнехвалынского отложения Нижнего Поволжья имеют небольшое площадное распространение, значительно преобразованы эоловыми процессами, относительно маломощные, фациально однотипные. Они распространены на абсолютных отметках ниже 0 – +2 м, в пределах 0 – -20 м слагают с поверхности низменную хвалынскую равнину. Они представлены в основном песками хорошо сортированными, мелко- и тонкозернистыми, иногда с прослоями суглинка и супеси. Мощность отложений обычно не превышает 1,5–2,0 м. Отложения охарактеризованы обедненным комплексом хвалынского моллюсков: *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. praetrigonoides*, *Monodacna caspia*, *Adacna vitrea minima*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. polymorpha*. Характерный для других природных областей вид *Didacna praetrigonoides* в осадках Нижней Волги встречается редко. Однако в поверхностных отложениях позднехвалынской равнины на территории Калмыкии раковины этого вида многочисленные, отличаются крупными размерами.

Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11–12 ‰;



в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3–4 %. Относительное обилие моллюсков в бассейне, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11–05–00093 и 12–05–31281-мол\_а).

#### Список литературы

1. Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: МГУ, 1991. С. 122–128.
2. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геолог. ин-та АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
3. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
4. Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центр. гидромет-бюро, 1926. Вып. 6. С. 1–77.
5. Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков р. *Didacna* Eichwald из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1967. 87 с.
6. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
7. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР, 1957. Вып. 10. 308 с.
8. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. М., Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.

**ИЗМЕНЕНИЯ ГЛУБИНЫ БАССЕЙНА  
И ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ  
ОБСТАНОВКИ В РАЙОНЕ КОСЫ  
ТУЗЛА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЧЕРНОГО  
МОРЯ) В ТЕЧЕНИЕ ГОЛОЦЕНА ПО  
ОСТРАКОДАМ И ФОРАМИНИФЕРАМ**

**CHANGES OF THE BASIN DEPTH  
AND HYDRODYNAMIC ENVIRONMENTS  
ON THE TUZLA SPIT REGION  
(THE NORTHERN BLACK SEA)  
BASED ON FORAMINIFERA  
AND OSTRACODA**

**Т.А. Хусид, М.П. Чеховская**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия  
tkhusid@mail.ru*

**T.A. Khusid, M.P. Chekhovskaya**

*P.P. Shirchov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

Коса Тузла представляет собой одну из широко развитых на Черноморском побережье абразионно-аккумулятивных береговых систем. В связи с возросшим интересом к развитию береговых аккумулятивных форм в голоцене вопросы динамики и эволюции косы Тузла приобрели в последнее время большой интерес.

Для реконструкции палеоусловий в основании косы осенью 2009 года была пробурена скважина МГУ-02. Нами проанализирована фауна из 10 проб верхней (морской) части скважины. Судя по радиоуглеродным датировкам эти осадки формировались в позднеголоценовое время (последние 4 тысячи лет).

Обильный фаунистический материал позволил достаточно полно реконструировать изменения

обстановки осадконакопления в течение этого времени. В результате детального исследования видового разнообразия, состава видов двух групп донной фауны: фораминифер и остракод в разрезе выделено 5 фаунистических зон (таблица).

В результате изучения фауны фораминифер и остракод в голоценовых осадках Черноморском побережье удалось установить, что под влиянием изменения климата наблюдается определенная смена экологических обстановок. В начале джеметинской трансгрессии отмечается мелководная обстановка. По мере усиления трансгрессии происходит увеличение глубины бассейна, увеличение солености, общее улучшение палеоэкологической обстановки. На современном этапе происходит обмеление бассейна и усиление его гидродинамики.

Таблица 1

Горизонт	Глубина, м	Литология и возраст, <sup>14</sup> C (Свиточ, 2010)	Основные виды фораминифер	Основные виды остракод	Условия придонной среды
1 Современный	2–0	Песок желто-коричневый разнo-зернистый	<i>Ammonia compacta</i> , <i>Trochammina inflata</i>	Отсутствуют	Литоральная зона с активной гидродинамикой
2 Джеметинский	3,1–2	Ил песчанистый темносерый	<i>Ammonia ammoniformis</i> , <i>Porosonion subgranosus</i>	<i>Loxococoncha</i>	Мелкий бассейн, стабильные условия
3 Джеметинский	8,7–4,8	Алеврит илистый темносерый 2730–+100	<i>Ammonia ammoniformis</i> , <i>Quinqueloculina seminula</i>	<i>Pontocythere tchernjawskaa</i> , <i>Leptocythere devexa</i>	Углубление бассейна до 15–20 м, спокойный гидрологический режим, S18–20%, активная гидродинамика, высокая биологическая продуктивность
4 Джеметинский	11,4–8,7	Алеврит серый с множеством раковин 3030–+80	<i>Ammonia ammoniformis</i> , <i>Elphidium ponticum</i>	<i>Cyprideis torosa</i> , <i>Leptocythere lopatici</i> , <i>Tyrrhenocythere amnicola</i>	Углубление бассейна до 5–10 м, варьирующая соленость и гидрологическая активность
5 Джеметинский	11,8–11,4	Песок темносерый и ракушняк	<i>Ammonia compacta</i>	<i>Cyprideis torosa</i>	Прибрежное мелководье

**Список литературы**

1. Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. Ред. А.А. Свиточ. М.; Географический факультет МГУ, 2010. 170 с.

ПАЛИНОМОРФОЛОГИЯ  
ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ *SALICORNIOIDEAE*,  
СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ  
ГАЛОФИЛЬНОЙ ЛИНИИ ЭВОЛЮЦИИ  
*CHENOPODIACEAE*

POLLEN MORPHOLOGY OF  
REPRESENTATIVES OF *SALICORNIOIDEAE*,  
A SPECIALIZED HALOPHILOUS  
EVOLUTIONARY LINE  
OF *CHENOPODIACEAE*

З.Н. Цымбалюк, С.Л. Мосякин

Институт ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины, Киев  
palynology@ukr.net

Z.M. Tsybalyuk, S.L. Mosyakin

M.G. Kholodny Institute of Botany, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv

Подсемейство *Salicornioideae* Luerss. представляет собой специализированную галофильную линию эволюции в семействе *Chenopodiaceae* Vent. В отличие от многих других групп семейства, в которых также широко представлены галофильные виды (*Suaedoideae* Ulbr., *Salsoloideae* Raf. и некоторые другие), это подсемейство состоит исключительно из галофильных видов; по этой причине нахождение пыльцы представителей подсемейства в спорово-пыльцевых спектрах может рассматриваться как надежный палеоиндикатор засоления. Таким образом, возникает необходимость выявления палиноморфологических признаков, позволяющих надежно идентифицировать пыльцу *Salicornioideae*. Подсемейство традиционно подразделялось на две трибы, *Halopeplideae* Ulbr. и *Salicornieae* Dumort., однако недавние молекулярно-филогенетические исследования (Kadereit et al., 2003, 2006; Schütze, 2003 и др.) показали некоторую искусственность такого деления. С филогенетической точки зрения, *Salicornioideae* и *Suaedoideae* являются сестринскими группами, причем в *Salicornioideae* базальные клады представлены *Kalidium* Moq. s.l., а в *Suaedoideae* – *Bienertia* Bunge. По этой причине, целесообразным было сравнение палиноморфологических особенностей видов *Salicornioideae* с *Bienertia*.

Морфологию пыльцевых зерен представителей подсемейства *Salicornioideae* в световом микроскопе изучала М.Х. Монозон (1973). Пыльцевые зерна некоторых видов этого подсемейства в световом и сканирующем электронном микроскопах исследовали разные авторы (Cuadrado 1993; Chung, Lee, 1995 и др.). Нами изучена пыльца представителей родов *Halopeplis* Bunge ex Ung.-Sternb., *Kalidium*, *Halocnemum* M. Bieb., *Halostachys* C.A. Mey. ex Schrenk, *Salicornia* L., *Allenrolfea* Kuntze, *Tecticornia* Hook. fil. и *Bienertia*.

Для палиноморфологических исследований были использованы гербарные материалы. Образцы пыльцы отобраны в гербариях KW и MO. Морфологию пыльцевых зерен изучали в световом

(СМ, Biolar) и сканирующем электронном микроскопах (СЭМ, JSM-6060 LA). При подготовке препаратов использована стандартная ацетолизная методика (Erdtman, 1952). Препараты пыльцевых зерен, список изученных образцов находятся в палинотеке гербария Института ботаники KW-P.

Пыльцевые зерна представителей *Salicornioideae* сфероидальные по форме, в очертании округлые, с волнистым или слабоволнистым краем (рис. 1), преимущественно средних размеров (18,6–31,9 (35,9) мкм). По типу апертур пыльцевые зерна многопоровые, с порами, равномерно расположенными на поверхности оболочки. Число пор варьирует от 18 до 62 (см. табл.). Очертания пор округлые, четкие или нечеткие; диаметр пор (2,4) 2,7–4,6 мкм, расстояние между краями пор 2,0–4,6 мкм. При исследовании в СМ вокруг пор видна светлая, бесструктурная кольцевая зона – окантовка. Четкость ее зависит в некоторой степени от погруженности пор. Экзина 1,6–2,7 мкм толщиной, характеризуется единым покровно-столбиковым типом. При исследовании в СМ в экзине можно различить покров, нечеткие столбики и в виде единого слоя – подстилающий слой и эндэкзину. Для пыльцы всех видов характерна мелкоточечная текстура экзины.

Основные элементы скульптуры поверхности пыльцевых зерен представителей *Salicornioideae* трудно различимы в СМ. Исследования в СЭМ позволили выявить ультрамелкошиповатый тип скульптуры, характерный для пыльцевых зерен всех *Salicornioideae*. Скульптура поверхности поровых мембран также представлена шипиками мелких размеров. Число их варьирует от 3 до 40 у пыльцы разных видов.

Следует отметить, что для пыльцевых зерен представителей *Salicornioideae* характерен комплекс признаков, который позволяет четко отличать их от пыльцы других групп семейства, а именно: небольшое число достаточно крупных пор, расположенных на большом расстоянии, мелкоточечная текстура и ультрамелкошиповатая скульптура. По этим признакам выявлено сходство пыльце-

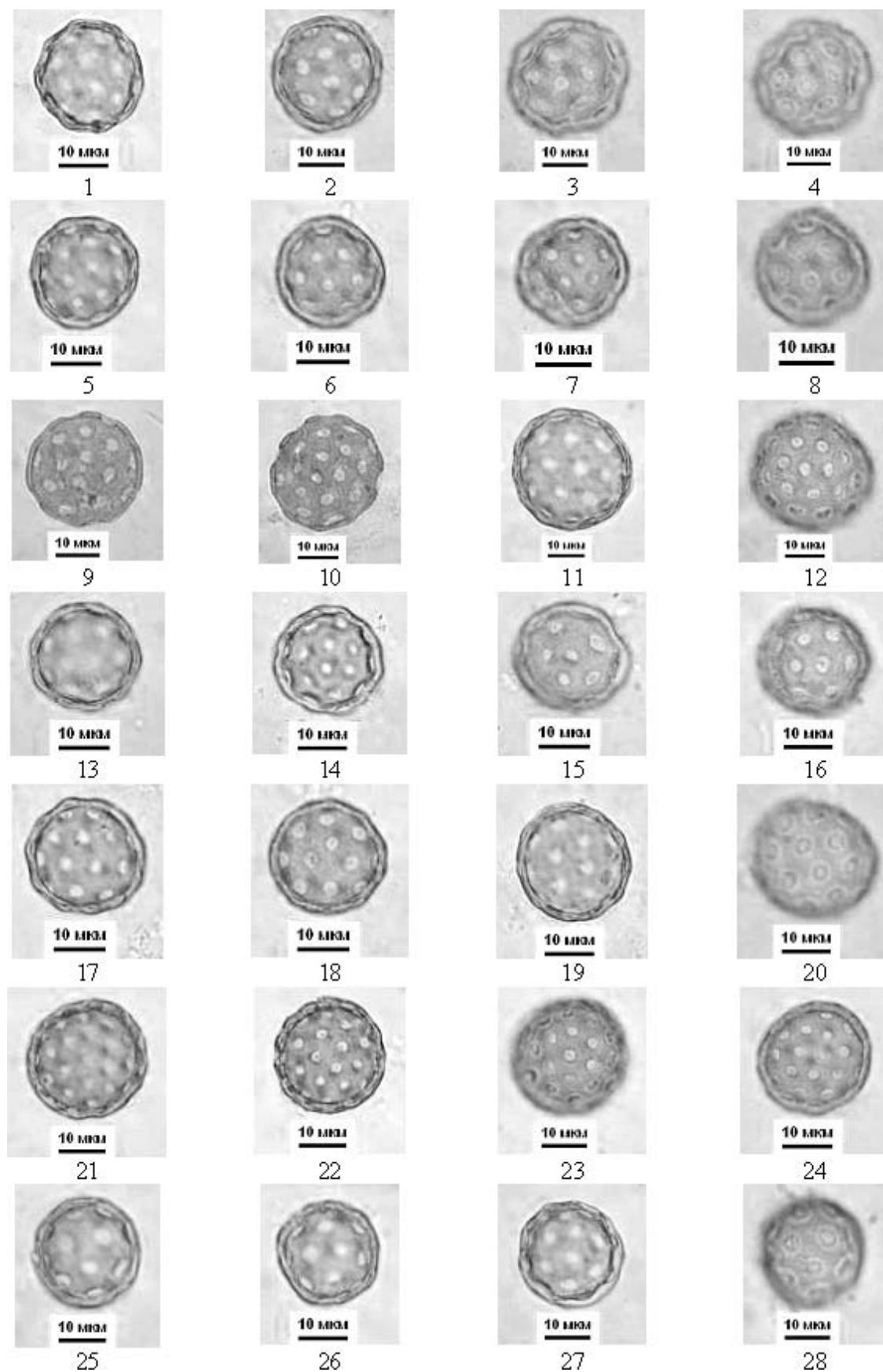


Рис. 1. Пыльцевые зерна представителей *Salicornioideae* (CM): 1–4 – *Halopeplis pygmaea* (Pall.) Bunge ex Ung.-Sternb., 5–8 – *Kalidium foliatum* (Pall.) Moq., 9, 10 – *Allenrolfea occidentalis* (S. Watson) Kuntze, 11, 12 – *Tecticornia australasiaca* (Moq.) Paul G. Wilson, 13–16 – *Halocnemum strobilaceum* (Pall.) M. Bieb., 17–20 – *Halostachys caspica* (M.Bieb.) C.A. Mey., 21–24 – *Salicornia perennans* Willd., 25–28 – *Bienertia cycloptera* Bunge



вых зерен *Salicornioideae* с пыльцой рода *Bienertia* (*Suaedoideae*). Для пыльцевых зерен других представителей *Suaedoideae* (*Suaeda* Forssk. ex Scop. s.l., incl. *Borsczowia* Bunge, *Alexandra* Bunge) характерно большее число пор (46–82), меньшее расстояние

между ними, разные типы текстуры и скульптуры. Таким образом, проведенные исследования позволили выделить диагностические признаки пыльцы группы, которые также подтверждают современные филогенетические представления.

Таблица 1

**Параметры пыльцевых зерен изученных видов**

Название вида	Диаметр п. з., (мкм)	Диаметр пор, (мкм)	Расстояние между краями пор, (мкм)	Толщина экзины, (мкм)	Число пор	Рис. 1.
<i>Halopeplis pygmaea</i>	22,6–26,6 (30,6)	3,3–4,0	(2,4) 2,7–4,0	2,4–2,7	28–36	1–4
<i>Kalidium foliatum</i>	19,9–23,9 (25,3)	2,7–4,0	2,4–3,3	2,0–2,7	27–36	5–8
<i>Allenrolfea occidentalis</i>	19,9–26,6 (27,9)	2,7–4,6	2,4–4,0	2,0–2,7	18–28	9, 10
<i>Tecticornia australasiaca</i>	25,3–31,9 (35,9)	2,7–4,6	2,4–4,6	2,4–2,7	38–58	11, 12
<i>Halocnemum strobilaceum</i>	18,6–23,9 (25,3)	2,7–4,0 (4,6)	2,4–4,0	2,0–2,7	23–38	13–16
<i>Halostachys caspica</i>	19,9–26,6	2,7–4,0	2,4–(3,3) 4,0	2,0–(2,4) 2,7	28–42	17–20
<i>Salicornia perennans</i>	22,6–29,3	(2,4) 2,7–4,0	2,0–2,7	1,6–2,7	36–62	21–24
<i>Bienertia cycloptera</i>	21,3–25,3	2,7–4,0	2,4–4,0	2,0–2,7	24–30	25–28

**Список литературы**

1. Монозон М.Х. Определитель пыльцы видов семейства маревых (пособие по спорово-пыльцевому анализу). М.: Наука, 1973. 96 с.
2. Chung Y., Lee S. Pollen morphology of some Korean *Chenopodiaceae* // Kor. J. Pl. Tax. 1995. Vol. 25. P. 255–276.
3. Cuadrado G.A. Granos de polen de *Chenopodiaceae* del Nordeste Argentino, gñneros *Atriplex*, *Chenopodium*, *Holmbergia*, *Salicornia* y *Suaeda* // Bol. Soc. Argent. Bot. 1993. Vol. 29. P. 15–23.
4. Erdtman G. Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms. Stockholm: Almqvist & Wiksell, 1952. 539 p.
5. Kadereit G., Borsch T., Weising K., Freitag H. Phylogeny of *Amaranthaceae* and *Chenopodiaceae* and the evolution of C<sub>4</sub>-photosynthesis // Int. J. Pl. Sci. 2003. Vol. 164. P. 959–986.
6. Kadereit G., Mucina J., Freitag H. Phylogeny of *Salicornioideae* (*Chenopodiaceae*): diversification, biogeography, and evolutionary trends in leaf and flower morphology // Taxon. 2006. Vol. 55. P. 617–642.
7. Schütze P., Freitag H., Weising K. An integrated molecular and morphological study of the subfamily *Suaedoideae* Ulbr. (*Chenopodiaceae*) // Pl. Syst. Evol. 2003. Vol. 239. P. 257–286.

ГЕОАРХЕОЛОГИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЛИТА  
(ОЛДУВАН) СЕВЕРНОГО КАВКАЗА  
И ДОЛИНЫ ДНЕСТРА: ВОЗМОЖНЫЕ  
ПУТИ МИГРАЦИЙ ДРЕВНЕЙШИХ  
АРХАНТРОПОВ В ЕВРОПУ

EARLY PALEOLITHIC GEOARCHAEOLOGY  
(OLDOWAN) OF THE CAUCASUS  
AND DNIESTER VALLEY:  
ARCHANTROPS MIGRATION WAYS  
TO EUROPE

А.Л. Чепалыга<sup>1</sup>, Н.К. Анисюткин<sup>2</sup>, В.М. Трубихин<sup>3</sup>, Т.А. Садчикова<sup>3</sup>, А.Н. Пирогов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>ЗАО «Ракурс», Москва, Россия

tchepalyga@mail.ru, leonid.dictyoptera@gmail.com, vmt1940@mail.ru,

tamara-sadchikova@yandex.ru, an.pirogov@gmail.com

A.L. Chepalyga<sup>1</sup>, N.K. Anisuytkin<sup>2</sup>, V.M. Trubikhin<sup>3</sup>, T.A. Sadchikova<sup>3</sup>, A.N. Pirogov<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of material culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Institute of Geology RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Institute of Geology RAS, Moscow, Russia

<sup>4</sup>Racurs Co, Moscow, Russia

**Введение.** До последнего времени считалось, что стоянки древнего человека в пределах Северного Кавказа и Восточной Европы ограничивались возрастом 450 тыс. лет. В последние годы в ходе раскопок и разведочных работ были открыты и изучены уникальные стоянки древнейшего палеолита (олдувайской и ашельской культур) в Дагестане: Айникаб, Мухкай, Дарвагчай и др., на Северном Кавказе: Родники и в долине Днестра: Байраки, Грушка, Хоробра, Погреба и др. (Амирханов и др., 2012, Щелинский 2010, Анисюткин и др., 2012, Чепалыга и др. 2012, Chepalyga et al, 2012). Авторами были детально изучены разрезы культурных слоев в Восточной Европе (стоянки Байраки и Крецешты в долине Днестра) и на Северном Кавказе (стоянка Мухкай-2). На основе проведенных комплексных междисциплинарных исследований реконструированы **геоэкологические ареалы** обитания и миграций древнейших архантропов в Северо-западной Евразии.

**Литология и фации.** Изученные олдувайские стоянки Дагестана являются самыми северными в Азии (42° с.ш.), а стоянки на Днестре (Байраки, Крецешты) оказались самыми северными в мире (47° 12' с.ш.), т.е. севернее Дманиси по широте на: 800 км и севернее дагестанских стоянок на 550 км, а Олдувайского ущелья – на 5000 км.

Фациальный анализ отложений культурных слоев олдувайских стоянок выявил: 1) субаквальный (водный) генезис отложений, 2) бассейновый характер (морские и лагунно-морские отложения), 3) приуроченность к горным районам Кавказа, 4) на равнинных реках – к грубым гравийно-галечным фациям в долинах великих рек.

**Неотектоника.** Выявлена активная роль тектонических движений в деформации осадков с культурными слоями в горных и равнинных районах. Амплитуда вертикальных перемещений культурных слоев в Дагестане превышает 1000–1200 метров за довольно короткое время (600–700 тысяч лет), скорость: 1,2–1,5 мм/год. Такие активные тектонические движения связаны с тектоникой плит: интенсивным перемещением Аравийской плиты в северном направлении и вертикальными деформациями земной коры. На равнинах Восточной Европы скорости тектонических поднятий в неоплейстоцене достигали 100 метров и более со скоростью 0,1 мм/год, что в 10 раз медленнее.

**Стратиграфия.** Для эоплейстоцена разработана детальная стратиграфическая и хронологическая шкала. В интервале 1,8–0,8 млн лет выделено 8 горизонтов на основе трансгрессивно-регрессивных циклов, климатических колебаний и эволюции фауны и флоры выделено 8 горизонтов в рамках раннего, среднего и позднего эоплейстоцена. В раннем неоплейстоцене (0,8–0,4 млн лет) выделено 6 горизонтов (3 климатических цикла) с чередованием ледниково-межледниковых фаз, а также террасовых и лессово-почвенных циклов.

**Результаты раскопок**

**Восточная Европа, долина Днестра.** Стратиграфия и хронология культурных слоев раннего палеолита основывается на результатах детального изучения строения и морфологии террас Днестра. В долине Нижнего Днестра выявлена и подробно изучена уникальная система речных террас, самая полная в мире, за последние 4,5 миллиона лет. Общепринятая сейчас террасовая последователь-

ность включает 11 подпойменных террас (Чепалыга, 1967). Стоянка Байраки открыта Анисюткиным в 2010 г., геологические условия изучены А.Л. Чепалыгой (2011, 2012). Стратиграфически комплексы каменных орудий этой многослойной стоянки связаны с отложениями VII террасы левобережного Днестра. Нижний культурный слой с олдувайскими орудиями залегают в русловой фации аллювия, средний – в гидроморфной почве в кровле пойменного аллювия, а верхний (ашельский) – в красноцветной ископаемой почве.

В сентябре 2012 года при проведении разведочных работ, в районе г. Дубоссары Н.К. Анисюткиным и В.Н. Степанчуком открыта ещё одна стоянка с орудиями олдувайского типа – Крещты. Стоянка расположена в заброшенном гравийном карьере на северной окраине г. Дубоссары, координаты: 47° 12' 22" с.ш. 29° 09' 00" в.д. Орудия происходят из аналогичной фации стоянки Байраки – грубого руслового аллювия, это – гравийно-галечная толща, перекрытая тонкой плитой песчаника. Судя по гипсометрии, геоморфологическому положению и геологии, эти отложения являются продолжением аллювия VII Кицканской террасы в 4 км северо-западнее стоянки Байраки и являются одновозрастными (Анисюткин и др., 2013 в печати).

**Северный Кавказ, Дагестан.** В Акушинском районе (междуречье рр. Акуша и Усиша) в 2006 году Х.А. Амирхановым открыта группа стоянок (Айникаб, Мухкай-1, 2, Гегалашур) с олдувайскими орудиями. Наиболее детально изучена стоянка Мухкай-2. Для определения возраста археологических культур наиболее информативными являются результаты палеомагнитных исследований. На стоянке Мухкай-2 выявлен эпизод Харамилло ив эпохе Матуяма и более молодой эпизод Камикатсура 850 тыс. лет. Установлен возраст стоянки Мухкай-2 от 0,8 до 1,5 млн. лет с возможным дальнейшим удревнением (Чепалыга и др., 2012, 2013). На основе изучения отложений с культурными слоями олдувана выделено новое стратиграфическое подразделение для горного Кавказа – Акушинская свита эоплейстоцена (Cheralyga et al, 2012). Установлены её морфологические и гипсометрические параметры: 5 изолированных кластеров общей площадью 0,78 км<sup>2</sup>, общая мощность отложений с орудиями – до 80 м., абс. высоты поверхности и цоколя Акушинской свиты от 1620 до 1499 м соответственно. Стратотип свиты описан в раскопе разреза Мухкай-2 с олдувайскими орудиями.

На основании литологических и палеонтологических исследований выявлено сложное строение акушинской свиты: циклическое чередование грубообломочных (галечно-валунных с гравийно-песчаным заполнителем) и тонкозернистых (алеврито-глинистых) пачек мощностью от 3–5 до

10–12 метров каждая. Грубообломочные отложения имеют аллювиально-пролювиальный и прибрежно-лагунный генезис, а тонкозернистые – лагунно-морской. Основанием для отнесения к морскому генезису являются: преобладание глинистых фракций (90 %), большая мощность (десятки метров), наличие аутигенного глауконита – минерала морского происхождения. Палеонтологические остатки подтверждают морское происхождение свиты: двустворки моллюсков апшеронского типа, а также солоноватоводный нанопланктон *Spiniferites ramosus*, встречающийся в акчагыльско-апшеронских морских отложениях Прикаспия.

Циклическое строение акушинской свиты является отражением эвстатических колебаний уровня Апшеронского моря, при этом, грубообломочные пачки отражают фазы морских регрессий, а тонкозернистые – трансгрессивных фаз подъема уровня моря, когда воды апшеронского бассейна проникали глубоко вверх по долинам рек и образовывали лагуны, с глинистыми осадками.

Колебания уровня моря, связанные с климатическими осцилляциями, выявленные по палинологическим данным: чередование более теплых (растительность с вечнозелеными криптомериевые и таксодиевые) и более холодных эпох (темнохвойные леса – ель, тсуга и мелколиственные – береза, ольха).

#### Пути миграций древнейших архантропов из Африки в Европу

**Направления миграций.** Направление движения древнейших архантропов из Африки в Азию вначале (в интервале 1,8–1,5 млн лет) проходила почти строго меридионально с юга на север в полосе шириной 500 км (между 40° и 47° в.д.) от Северо-Восточной Африки в Южную Аравию и далее на Ближний Восток и Закавказье. Другие направления в это время были блокированы водными барьерами: северо-западное направление блокировалось Средиземным морем (Калабрийский бассейн), восточное – Индийским океаном и морским бассейном Персидско-Месопотамского залива. Восточное направление миграции в сторону Южной и Ю-В Азии стало возможным только после пересечения с юга на север Аравии или через периодически осушаемый Ормузский пролив (2,0–1,8 млн лет) оставалось только северное и северо-восточное направление через пустыни Центральной Азии, но оно не имеет пока никаких фактических подтверждений в виде древних стоянок. Возможно его и не было из-за водного барьера в Каспийской впадине, где в это время располагался Апшеронский морской бассейн, который блокировал пути в Центральную Азию. Кроме того, здесь уже сформировалась аридная зона пустынного типа, неблагоприятная для миграций. Об этом свидетельствуют споро-

пыльцевые данные из апшеронских отложений Закаспия и Северного Прикаспия. Итак, северо-восточное направление миграций блокировалось двумя барьерами: водным и ландшафтным.

Что касается миграций архантропов через Кавказ, то в самом начале апшеронского века (1,8–1,6 млн лет) ещё функционировал Евфратский пролив, правда с односторонним сбросом пресных вод в Средиземное море. В этом случае, Западное Предкавказье и Северо-Восточный Кавказ могли быть в начале апшерона блокированы реликтовым бассейном Евфратского пролива от африканских миграций. Аналогично этот барьер мог быть преградой на пути миграций на запад через Анатолию на Балканы. Тем более, что между Эгейским и Черным морями уже сформировались обширные бассейны и сквозной сухопутный проход из Анатолии на Балканы стал проблематичен.

Эти миграции происходили в благоприятных условиях: при отсутствии барьеров и в более-менее однородных природно-климатических условиях, сходных с африканскими. К этому времени исчезли водные барьеры в виде проливов: Бабьелмандебский, Евфратский, Ормузский. На их месте возникли сухопутные мосты. На континенте не существовало барьеров в виде высоких горных массивов, пустынь, сплошных лесных зон. На пути миграций господствовали ландшафты сходные с саваннами Африки с чередованием открытых степных и небольших лесных участков. Фауна тоже была близка к африканской: преобладали слоны, носороги, бизоны, газели, лошади, олени, свиньи, а также гиены, шакалы, лисицы и другие хищники.

Достигнув 45°–46° с.ш. направление миграций архантропов резко изменилась от субмеридионального на субширотное и повернулось на запад в сторону Западной Европы, где расположены изученные нами олдувайские стоянки на реке Днестр. Причина резкой смены направления миграций объясняется тем, что в это время появился водный барьер: Маньчский пролив и Азово-Кубанский залив Апшеронского моря. Во-вторых, севернее 45°–48° градуса с.ш. вероятно существовал другой барьер (ландшафтный) – сплошные лесные массивы субширотной ориентации, аналогичные современной лесной зоне Северной Евразии (тайга, смешанные и широколиственные леса).

Таким образом, основные пути миграций из Африки в Европу проходили вдоль морских побережий (рис. 1): Красное, Средиземное, Черное, Каспийское моря, а также по долинам великих рек: Дуная, Днестра, Южного Буга(?).

**Реконструкция этапов миграций.** Выполнена реконструкция основных этапов миграций архантропов из Африки в Северо-Западную Евразию.

Начало миграции архантропов может быть датировано по стоянкам в Африке (Афар, Сокотра) и Южном Йемене (Аль-Гуза) около 1,5–2 млн лет (Амирханов, 2008; Деревянко, 2009). Начальный этап: форсирование Бабьелмандебского пролива и начало движения в северном направлении с 15° с.ш., около 2,0 млн лет и формирование плацдарма архантропов в Южной Аравии.

1 этап: пересечение Аравии с юга на север далее на Ближний Восток, Закавказье (Дманиси) и Дагестан – от 2,0 млн до 1,5–1,8 млн лет. От 15 с.ш. до 43° с.ш. (около 3300 км) было пройдено за 200–500 тыс. лет. Скорость миграции могла составлять около 10 км за 1 тыс. лет. Первый этап характеризуется быстрой миграцией в субмеридиональном направлении. Это можно объяснить перемещением в более-менее однородных условиях платообразных равнин Аравии и Армянского нагорья (в то время невысокие плато) и в условиях саванного ландшафта, привычного для африканских архантропов.

2-й этап: заселение Северного Кавказа до барьера – Маньчского пролива 1,5–1,2 млн лет. Меридиональная миграция от 43 до 47° с.ш., 600 км за 300 тыс. лет. Скорость 2 км за тыс. лет. Второй этап движения на север до 47–48 с.ш. отмечается замедлением темпов миграции и остановки на рубеже Маньчского пролива и лесной зоны Евразии. Замедление скорости миграции может объясняться как наличием барьеров, так и достижением пределов адаптации к изменяющимся к северу природными условиями.

3-й этап: поворот направления миграций на 90° с меридионального на субширотное в полосе 45–47° с.ш. Миграции (1,2–1,0 млн лет) проходили от Северного Кавказа к Северному Причерноморью (долины Днестра и Дуная), огибая с юга Крым и Азовский залив Апшеронского моря.

4-й этап: Северное Причерноморье – Западная Европа. Субширотное направление. 1,0–0,8 млн лет. 2500 км, 12 км за 1 тыс. лет. Третий и четвертый этап – поворот миграций на запад, в Европу, характеризовался ускорением миграций в субширотном направлении, что объясняется однородностью природной среды в пределах одной природной зоны.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: 11–06–12020–офи–м–2011 «Этапы формирования геоэкологических ареалов как среды обитания и путей миграции архантропов в нижнем и среднем плейстоцене Кавказа и Восточной Европы», 11–06–12015–офи–м–2011 «Нижний и средний плейстоцен: ранние миграции архантропов в Евразии» и 12–06–96511–р\_юг\_а «Реконструкция природной среды раннепалеолитических памятников нового геоархеологического района на Акушинско-Левашинском плато (Дагестан) с применением естественнонаучных методов».



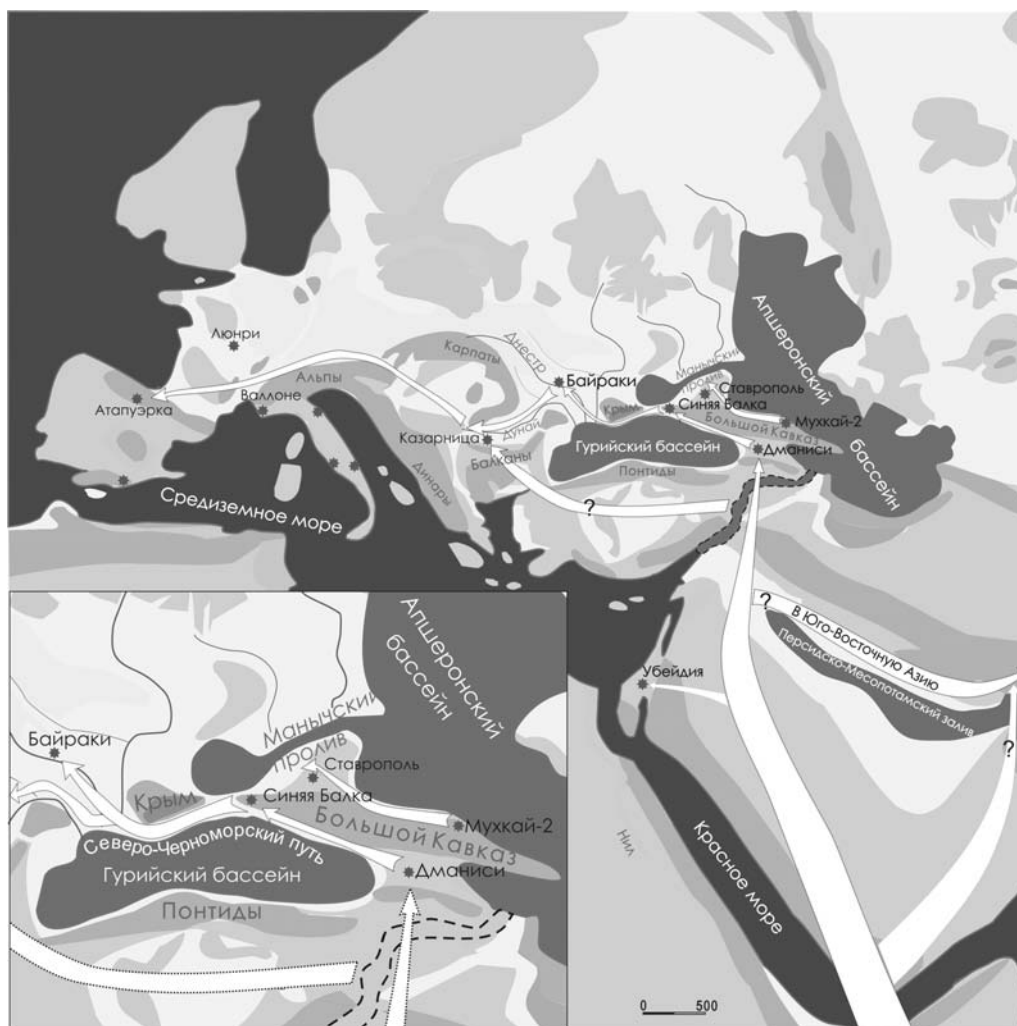


Рис. 1. Реконструкция основных путей миграций архантропов из Африки в Европу (1,8–1,0 млн лет назад)

#### Список литературы

1. Аниюткин Н.К., Коваленко С.И., Бурлаку В.А., Очередной А.К., Чепалыга А.Л. Байраки – новая стоянка раннего палеолита на нижнем Днестре // Археология, этнография и антропология Евразии, 2012. № 3 (51). С. 2–10.
2. Чепалыга А.Л. Этапы формирования геоэкологических ареалов как среды обитания и путей миграции архантропов в нижнем и среднем плейстоцене Кавказа и Восточной Европы / Материалы Всероссийской научной конференции Мегаструктура Евразийского мира: основные этапы формирования. М., ИА РАН, 2012. С. 59–66.
3. Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Садчикова Т.А., Трубихин В.М., Пирогов А.Н. Геоархеология олдувайских стоянок горного Дагестана. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 72. Москва. ГЕОС, 2013. (в печати).
4. Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Трубихин В.М. Палеомагнитные данные к датировке многослойной стоянки раннего плейстоцена Айникаб-1 (Центральный Дагестан) / Древние миграции человека в Евразии. Материалы международного симпозиума, 6–12 сентября 2009 г. Махачкала. Новосибирск: изд. Института археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 36–41.
5. Чепалыга А.Л., Аниюткин Н.К., Садчикова Т.А. Древнейшая в Восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: геохронология, палеосреда, археология. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 71. М.: ГЕОС, 2012. С. 75–94.
6. Chepalyga A.L. Amirkhanov Kh.A., Trubikhin V.M., Sadchikova T.A., Pirogov A.N., Taimazov A.I. Geoaerchaeology of the earliest paleolithic sites (oldowan) in the north Caucasus and the East Europe. Int. Conference: Geomorphic processes and geoaerchaeology. Moscow-Smolensk, Russia, August 20–24, 2012. P. 57–62.

НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ  
ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ  
И МОЛЛЮСКОВ ТИРАСПОЛЬСКОГО  
КОМПЛЕКСА У СТ. ЛЕВАДА,  
НИЖНИЙ ДНЕСТР

NEW SMALL MAMMALS  
AND MOLLUSKS LEVADA LOCALITY,  
LOW DNIESTER

А.Л. Чепалыга<sup>1</sup>, А.К. Маркова<sup>1</sup>, Д. С. Захаров<sup>2</sup>, Т.Ф. Обада<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва

<sup>2</sup>Республиканский НИИ экологии и природных ресурсов, Бендеры, Молдова

<sup>3</sup>Институт зоологии АН Молдовы, Кишинев, Молдова

tchepalyga@mail.ru, amarkova@list.ru, nii.ecologii@mail.ru, theodorobada@gmail.com

A.L. Chepalyga<sup>1</sup>, A.K. Markova<sup>1</sup>, D.S. Zakharov<sup>2</sup>, T.F. Obada<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Institute of Ecology and Natural resources of Pridnestrovie Republic, Bendery, Moldova

<sup>3</sup>Zoological Institute of Academy of Sciences of Moldova, Chişinău, Moldova

Новое местонахождение фауны мелких млекопитающих и моллюсков у ст. Левада, в 30 км к востоку от г. Тирасполь открыто 2010 г. А.Л. Чепалыгой и Д.С. Захаровым. Активное участие в отборе фаунистического материала принимал О.Ф. Обада. Местонахождение вскрыто в выемке, выработанной при строительстве новой ветки ж/д Одесса-Кишинев к станции Левада и приурочено к отложениям V колкотовской террасы Днестра.

**Стратиграфия.** Отложения V террасы Днестра образуют широкую террасовую равнину шириной 10–15 км и высотой 40–50 м абс. на левом берегу Днестра ниже г. Тирасполь (Чепалыга, 1962). В разрезе вскрываются верхи аллювия этой террасы и покровные лессово-почвенные отложения. В разрезе Левада обнажаются снизу вверх следующие слои (рис. 1):

1. Суглинки и алевроиты желто-серые, лиманной фации. М (мощность) – 1 м.
2. Косослоистые гравелиты и разнозернистые серые пески с раковинами пресноводных моллюсков *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *V. subcrasus* Lung., *Lithoglyphus naticoides* C. Pf. (определение А.Л. Чепалыги), типичных для тираспольского комплекса (Чепалыга, 1967). М– 4–5 м. Из этого слоя получены остатки мелких млекопитающих.
3. Пески средне и разнозернистые косослоистые. М.- 1 м.
4. Пески желто-серые, неяснослоистые, лиманные. М.-1,5 м.
5. Супеси и суглинки желто-серые, неяснослоистые М.- 1,2 м.
6. Ископаемая почва красновато-коричневая, внизу белесый карбонатный горизонт и большое количество кротовин, глубокие клинья проникающие в нижележащий слой.

Воронская почва (мучкапский горизонт). М- 0,8–1,0 м.

7. Суглинки лессовидные желто-серые, неслоистые (окский горизонт). М – 2,5 м.
8. Ископаемая почва, буровато-коричневая (инжавинская почва, лихвинский горизонт). М. – 1,0 м.
9. Суглинки лессовидные желто-бурые, пятнистые от кротовин. М. – 1,0 м.
10. Ископаемая почва коричнево-бурая (каменская почва), с мощным карбонатным горизонтом. М. – 0,6 м.
11. Суглинок лессовидный, светло-бурый. М. – 0,3 м.
12. Суглинок бурый, возможно ископаемая почва (роменская?). М. – 0,5 м.
13. Лессовидный суглинок палево-желтый со следами почвообразования (поздний плейстоцен). М. – 2 м.
14. Современная почва – чернозем. М. – 0,8 м.

Стратиграфическое положение горизонта с фауной моллюсков и млекопитающих определяется залеганием выше отложений руслового аллювия колкотовского горизонта, который вскрывается южнее в карьерах у с. Первомайское и содержит фауну низов тираспольского комплекса из стратотипа *Pseudunio moldavica* Tshep., *P. robusta* Tshep., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl. и др.

Как упоминалось, отложения колкотовской террасы образуют широкую равнину на левом берегу Днестра от г. Тирасполь до устья. В устье р. Кучурган эта терраса примыкает к пойме этой реки, образуя уступ высотой до 40–50 м. абс. Здесь отложения колкотовской террасы срезаются ж/д выемкой, вскрывая верхи аллювия и покровные отложения. Свежий разрез изучен на стрелке, где в 30 км к ЮЗ от г. Тирасполь от ж/д

Одесса – Кишинев отходит на юг ветка на станцию Левада. Самые низы разреза V террасы обнажаются в заброшенных карьерах несколько южнее с. Первомайское.

**Остатки мелких млекопитающих.** В слое 2, помимо раковин моллюсков, обнаружены остатки мелких млекопитающих (определение А.К. Марковой). Предварительное изучение фауны показало, что в ней присутствуют виды, описанные ранее в аллювии разреза Колкотова балка – стратотипе тираспольского фаунистического комплекса (Александрова, 1976; Markova, 1998).

Фауна, обнаруженная в Леваде включает (рис. 1):

*Spermophilus* sp.

*Lagurus transiens* Yanosy

*Eolagurus* sp.

*Microtus (Stenocranius) gregaloides* Hinton.

Получение нового материала позволит более точно установить положение фауны Левады в последовательности тираспольских фаун Восточной Европы. Таким образом, вновь открытый разрез колкотовской террасы Днестра у ст. Левада позволит получить дополнительные данные о стратиграфии отложений и фауне млекопитающих и моллюсков первой половины среднего плейстоцена (раннего неоплейстоцена).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00056.

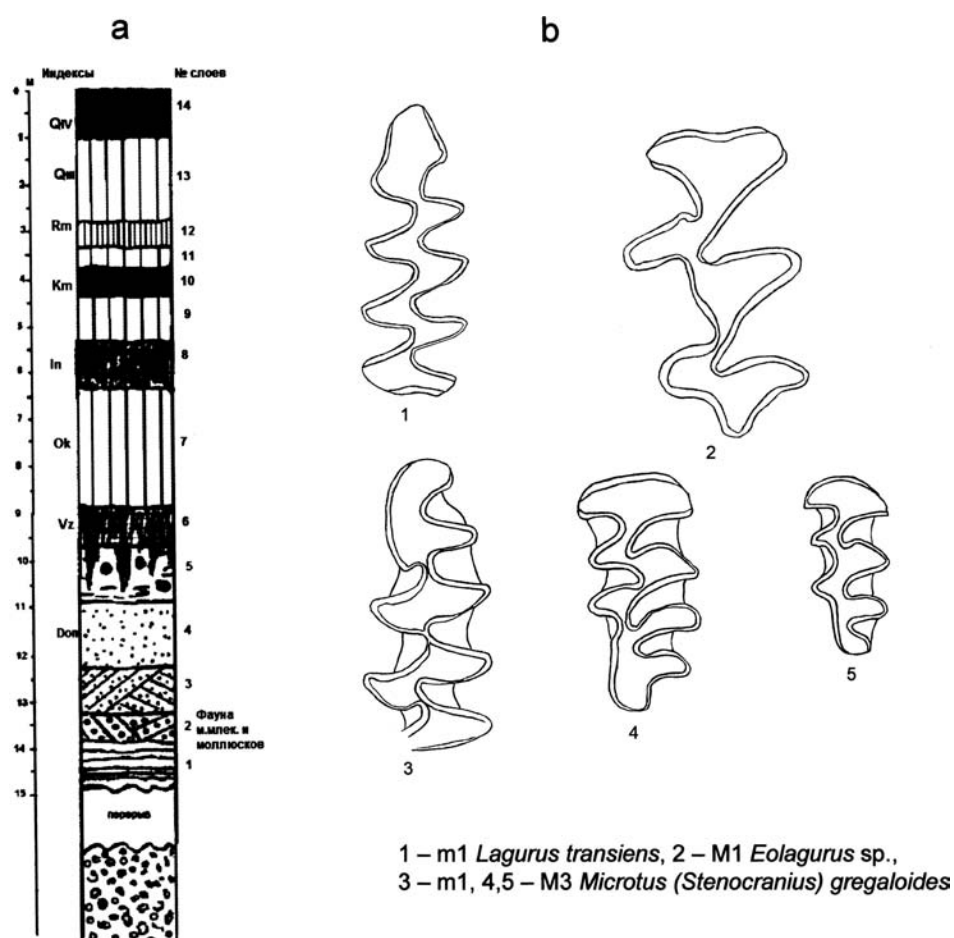


Рис. 1. а – Геологический разрез у ст. Левада; б – зубы грызунов из слоя 2 разреза Левада

#### Список литературы

- Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. Тр. Геол. Ин-та АН СССР. Вып. 291. М., Наука, 1976. 98 с.
- Чепалыга А.Л. О четвертичных террасах долины нижнего Днестра // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. М., Наука, 1962. № 27. С. 48–51
- Markova A.K. Early Pleistocene small mammal faunas of the Eastern Europe // The Dawn of the Quaternary. Rijks Geologische Dienst, 1998. N 60. P. 313–326

**НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ  
ЧЕРТ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА  
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ** | **NEOTECTONIC FACTORS  
OF FORMING OF RELIEF FEATURES  
OF PLATFORMS**

**И.Ю. Чернова, О.В. Лунева, И.И. Нугманов**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия  
inna.chernova@ksu.ru*

**I.Yu. Chernova, O.V. Luneva, I.I. Nugmanov**

*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia*

В настоящее время происходит накопление информации и данных о различных проявлениях геодинамики и современных геодинамических обстановок. Большая часть информации относится к интенсивным и весьма непродолжительным явлениям (в основном, связанным с землетрясениями) (Касьянова, 2003). Помимо кратковременных явлений в земной коре существуют и более длительные процессы, приводящие к формированию современных геодинамических обстановок конкретных участков (блоков) земной коры. Именно эти геодинамические обстановки определяют структуру и морфологию верхних слоев земной коры, в том числе и морфологию современного рельефа. Такие, более длительные проявления геодинамики, связанные с процессами рельефообразования в настоящее время слабо изучены, и именно они являлись основным предметом нашего исследования. Также затронут вопрос о связи современной геодинамики с неотектоническими процессами в целом.

Мониторинг изменения форм рельефа и ландшафтообразующих процессов является одним из методов изучения проявлений современной геодинамики. Архивные данные (аэрофото- и космоснимки) прошлого века можно ныне рассматривать как весьма ценный материал, позволяющий нам проводить сравнения и изучать тенденции развития рельефа за десятилетия, использовать рельеф дневной поверхности и связанные с ним ландшафты в качестве комплексных и весьма чувствительных индикаторов проявлений современной геодинамики. В данной работе в качестве исходных данных были использованы материалы аэрофотосъемки 1953 и 1980 гг., а также мозаика космических снимков WorldView 2008 г. Исследования проводились на территории Черемшанского района Республики Татарстан.

При сравнении разновременных данных дистанционного зондирования обнаружилось, что за 55 лет рельеф и ландшафт территории исследуемого участка претерпел существенные изменения.

Часть из них имеет явно техногенное происхождение (строительство плотин и запруд, строительство каналов и перенос русла реки). Другие изменения можно уверенно отнести к проявлениям современной геодинамики. Известно, что если территория испытывает восходящие движения, то ее ландшафт и формы рельефа приобретают специфические очертания (Философов, 1975): возрастают абсолютные отметки высот, русла рек и других водотоков спрямляются или приобретают резкие повороты (вплоть до 90°), объем выносимого материала увеличивается, стремительно развивается овражная сеть (увеличивается глубина и линейные размеры оврагов, промоины быстро превращаются в овраги). В случае тектонического опускания территории эрозионные процессы затухают, овраги зарастают, мелкие постоянные и временные водотоки исчезают, а крупные начинают меандрировать. На исследуемой территории были обнаружены все перечисленные признаки проявления современных геодинамических процессов. Всего было исследовано 246 овражно-балочных систем. Из них 54 объекта овражно-балочных сетей демонстрируют признаки активного роста, 70 – деградации, состояние 122 объектов эрозионных сетей не изменялось.

В поисках причин активизации и затухания эрозионных процессов ранее исследователи изучали зависимости параметров роста оврагов от метеорологических и др. показателей. Но, как указывается в работе (Бутаков и др., 2000), коэффициенты корреляции в большинстве случаев оказывались невысокими (<0.5), за исключением зависимостей показателей овражности от размываемости грунтов. Натурные наблюдения и результаты моделирования приводят геоморфологов к выводу, что на интенсивность роста и размеры оврага наибольшее влияние оказывают глубина базиса эрозии и форма склона. По данным Дедкова и др. (1997) положительные и отрицательные аномалии роста оврагов в целом хорошо увязываются с аномалиями стока взвешенных наносов на реках



Восточно-Европейской платформы, хотя полного соответствия нет (Дедков и др., 1997). Но при прочих равных условиях, скорости потока и изменение его транспортирующей способности также зависят от глубины базиса эрозии и формы склонов. При большой крутизне и большой глубине базиса эрозии верховья оврага могут настолько близко подходить к линии водораздела, что ширина зоны отсутствия эрозии становится исчезающе малой. Конечно, нельзя забывать о естественных колебаниях климата и общей увлажненности, которые, несомненно, вызывают изменения высоты глобального базиса эрозии. Но изменение формы склонов и относительных высот местных базисов эрозии может быть объяснено только с позиции неотектоники.

Соотношение проявлений современных геодинамических обстановок и неотектонических движений можно проанализировать, сравнивая результаты анализа развития эрозионных сетей (по данным ДЗЗ) с результатами морфометрического анализа (Философов В.П., 1975). Морфометрический анализ представляет собой инструмент для оценки тектонических движений за неоген-четвертичный период. Техническая реализация этого метода (собственно расчет и построение морфометрических поверхностей) в настоящее время не представляет большой проблемы (Чернова и др., 2010). На много более интересен и важен вопрос интерпретации созданных поверхностей и оценка информативности метода, в частности оценка возраста той или иной поверхности и, следовательно, возможность оценки скоростей вертикальных движений. Для сравнения использовалась разность базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков. Этот вид морфометрической поверхности показывает направленность и интенсивность тектонических движений, произошедших за самые поздние этапы истории развития рельефа. Следовательно, эта поверхность является отражением современной геодинамической обстановки исследуемой территории. Т.к. поверхность была рассчитана на основе ЦМР масштаба 1:200000, представленные на ней неотектонические формы являются региональными для более детальных исследований. Сопоставление результатов двух разных методов анализа рельефообразующих процессов подтвердило, что существует прямая связь между проявлениями неотектонической активности и проявлениями современной геодинамики: области деградации или стабильного состояния эрозионной сети приурочены к областям неотектонического спокойствия, области с положительной динамикой расположены в непосредственной близости к средне- и высокоамплитудным неотектоническим поднятиям. Этот факт, помимо того,

что он еще раз подтверждает основные положения теории формирования современных форм рельефа, может быть использован и в чисто практических целях. Например, мы можем уверенно сказать, что при всех прочих равных условиях геологические предпосылки возобновления роста овражных сетей в областях низких амплитуд неотектонических движений отсутствуют, и ближайшем будущем здесь можно вести выращивание сельскохозяйственных культур без опаски серьезного разрушения почвенного покрова. Напротив, вырубка лесов на активно поднимающихся водоразделах может привести к быстрому росту оврагов и разрушению почв.

Наблюдения за развитием эрозионных сетей показали, что рисунок сети определяется не столько абсолютными отметками высот, сколько распределением центров неотектонических поднятий. Поднимающимся участкам соответствует большая густота эрозионной сети, центробежный или радиальный план долинной сети, относительное уменьшение длины долин (короткие овраги). В пределах тектонических впадин нарастание порядков долин идет медленно, длина долин значительно увеличивается. Мы наблюдаем, как образуются «длинные» овраги: долины оврагов и балок тянутся через области неотектонического спокойствия к центрам неотектонических поднятий. Здесь мы наблюдаем классическое поведение эрозионных сетей, многократно описанное геоморфологами, изучающими неотектонические факторы формирования рельефа (Философов, 1975). Геоморфологи, изучающие стадийность и экзогенные факторы развития эрозионных сетей, неотектонический фактор как такой не рассматривают (Бутаков и др., 2000).

Таким образом, наши исследования подтверждают существование непосредственной связи между проявлениями современной геодинамики и неотектоническими движениями. Давно известно, что морфометрический анализ дает хорошую «отдачу» при использовании на платформах, где позволяет выявлять пологие погребенные поднятия, слабо отражающиеся в рельефе. Но сейчас нам стал более понятен геологический смысл разности базисных поверхностей низших порядков. Если наложить линии водотоков 1-го и 2-го порядков (в нашем случае полученные в результате моделирования на основе ЦМР масштаба 1:200000) на аэрофотоснимки, то легко определить, что смоделированные водотоки 2-го порядка по форме и высотному положению соответствуют долинам современных оврагов и балок, а водотоки 1-го порядка – наиболее крупным отвершкам оврагов. Из этого следует, что возраст базисной поверхности 1-го порядка мы можем принять  $\sim 10^2$  лет, а возраст базисной поверхности 2-го

порядка геоморфологи оценивают как позднеплейстоценовый ( $\sim 10^4$  лет). Следовательно, временной интервал, в течение которого образовалась базисная поверхность 2-го порядка мы можем оценить как  $\sim 10^4$  лет. Средняя и максимальная оценки амплитуд поднятий на разности базисных поверхностей 1-го и 2-го порядков составляют  $\approx 10$  м и  $\approx 100$  м, соответственно. Из этого следует, что средние скорости

современных движений оцениваются в  $\sim 1$  мм/год, а максимальные в 10 мм/год, что не противоречит инструментальным измерениям на платформах (Хаин И.Е, 1973).

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы, ГК № 14. А18.21.0687, ГК № 14.А18.21.0610.

#### Список литературы

1. Бутаков, Г.П., Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Рысин И.И., Серебренникова И.А., Юсупова В.В. Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России // Эрозионные и русловые процессы. -М.: МГУ, 2000. – Вып. 3. – С. 52–62.
2. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Сафина Г.Р. Современная изменчивость эрозии степной и лесостепной зонах Восточно-Европейской равнины // Геоморфология, 1997. -№ 2. – С. 39–43.
3. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика // М.: Научный мир. -2003. – 332 с
4. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / Под ред. Проф. Вострякова А. В. – Изд-во Саратовского ун-та. – 1975. – С. 232.
5. Хаин И.Е. Общая геотектоника. М.: Недра.- 1973. – С. 512
6. Чернова И.Ю., Нугманов И.И., Даутов А.Н. Применение аналитических функций ГИС для усовершенствования и развития структурно-морфологических методов изучения неотектоники Геоинформатика / Geoinformatica. -№ 4. -2010. – С. 9–23.

ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОУСЛОВИЙ  
В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ  
В СЕВЕРНОМ КАСПИИ ПО ДАННЫМ  
ОСТРАКОД

LATE PLEISTOCENE  
PALEOENVIRONMENT  
IN THE NORTHERN CASPIAN SEA  
BASED ON OSTRACODS

М.П. Чеховская<sup>1</sup>, А.Ю. Степанова<sup>2</sup>, Т.А. Хусид<sup>1</sup>, А.Г. Матуль<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Палеонтологический Институт РАН, Москва, Россия

tkhusid@mail.ru

M.P. Chekhovskaya<sup>1</sup>, A.Yu. Stepanova<sup>2</sup>, T.A. Khusid<sup>1</sup>, A.G. Matul<sup>1</sup>

<sup>1</sup>P.P. Shirchov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup>Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

Анализ комплексов остракод и распределение по разрезу вида фораминифер *Ammonia beccarii* проведены в разрезе колонки ГС194–08-1, полученной с глубины 7.5 м у авандельты р. Волги. Экологические характеристики фауны позволили восстановить ход трансгрессивно-регрессивных циклов на мелководье шельфовой равнины Северного Каспия, выраженный в смене комплексов остракод, приуроченных к определенным глубинам и солености. Корреляция экологических циклов фауны и установленных ранее палеогеографических событий позволила использовать предложенную ранее хронологическую шкалу каспийских трансгрессий (Рычагов, 1997; Свиточ и др., 2000; Карпычев, 2005).

1. Доновокаспийские ассоциации остракод нижней части разреза характеризуют условия поздневалынской трансгрессии. Присутствие в интервале разреза 227–421 см значительного количества относительно глубоководных стеногалинных видов *Eucythere naphtascholana*, *Cytherissa bogatschovi*, *Vacuniella dorsoarcuata* (рис. 1) указывает на глубину образования осадков более 20–25 м, а соленость вод 12.5–13.25 ‰. Эти виды в современных, а также новокаспийских осадках Северного Каспия не были найдены, так как с обмелением и опреснением бассейна они мигрировали в центральную и южную часть бассейна (Гофман, 1966).

В этой части разреза среди типичных стеногалинных остракод, обитающих в диапазоне солености 12.5–13.25 ‰, присутствуют слабосоленоватоводные – пресноводные виды, что, может быть, связано с выносом последних с мелководных участков. Однако раковины слабосоленоватоводных и пресноводных форм не несут следы переотложения. Можно предположить, что в поздне-хвалынское время периодически в связи с резкими колебаниями уровня моря возникали условия, кратковременные на общем фоне трансгрессии, близкие к лиманно-озерным (Карпычев,

2005), в это время происходили значительные изменения глубины от 23–30 м до осушения и образования низких островов. В разрезе нет четких слоев с морской и пресноводной фауной, разделения осадков морского и лиманно-озерного происхождения из-за размыва и перемешивания осадка.

2. Наиболее значительные изменения отмечены в ассоциациях на границе поздне-хвалынского и новокаспийского времени (мангышлакская регрессия). Резкая граница между интервалами с разными комплексами остракод на уровне 227 см совпадает с перерывом в осадконакоплении, отвечающим периоду наиболее низкого стояния уровня моря, более -50 абс. м (абсолютная отметка высоты береговой линии) в период 11300–9300 к.л.н. (Рычагов, 1997; Карпычев, 2005).

3. Новокаспийские ассоциации остракод характеризуют условия формирования верхних 227 см разреза. Резкие колебания количественных характеристик свидетельствуют о нестабильной придонной обстановке. Выделяется два интервала.

3(1) Условия формирования ассоциации интервала 128–227 см были более глубоководные, чем в настоящее время и по сравнению с комплексом из вышележащих отложений. Мы предполагаем, что глубина составляла 13–17 м. Об этом свидетельствуют более низкие по сравнению с вышележащим слоем абсолютные концентрации створок остракод и высокое видовое разнообразие, 10–19 видов. Отмечены единичные экземпляры *Ammonia beccarii*, предполагаемая глубина станции составляла 13–17 м.

Вместе с тем в интервале 84–227 см встречены единичные раковины, десятые и сотые доли комплекса, пресноводных, преимущественно озерных *Lymnaea* и кандонид. В интервале 68–230 см также присутствуют раковины моллюсков рода *Lymnaea*, указывающих на лиманно-озерные условия (по общению Т.А. Яниной). Возможно эти формы принесены с весенним паводком с мелководья, или, что

на наш взгляд более вероятно, появились в связи с колебаниями уровня моря в опресненных прибрежных участках.

3(2) Условия формирования фауны верхнего интервала 0–128 см с многочисленными моновидовыми поселениями *Cyprideis torosa*, сопровождаемыми видом бентосных фораминифер *Ammonia bessarii*, близкими к современным.

В Северной приустьевой части Каспийского моря с ее неустойчивым гидрологическим режимом *Cyprideis torosa* переполняет грунт (Шорников, 1973).

Такие сообщества в Северном Каспии развиваются на ракушнях на глубинах до 6–7 м, в активной гидродинамической зоне, где соленость придонной воды колеблется от 4,5–6,5 ‰. Нами отмечены резкие колебания численности остракод и фораминифер, гранулометрического состава осадков, что говорит о нестабильных условиях типичных для мелководья. В новокаспийское время абсолютная высота береговой линии колебалась от -32 до -22 абс. м (Карпычев, 2005), т.е. глубина станции могла меняться соответственно от 4 до 13–14 м.

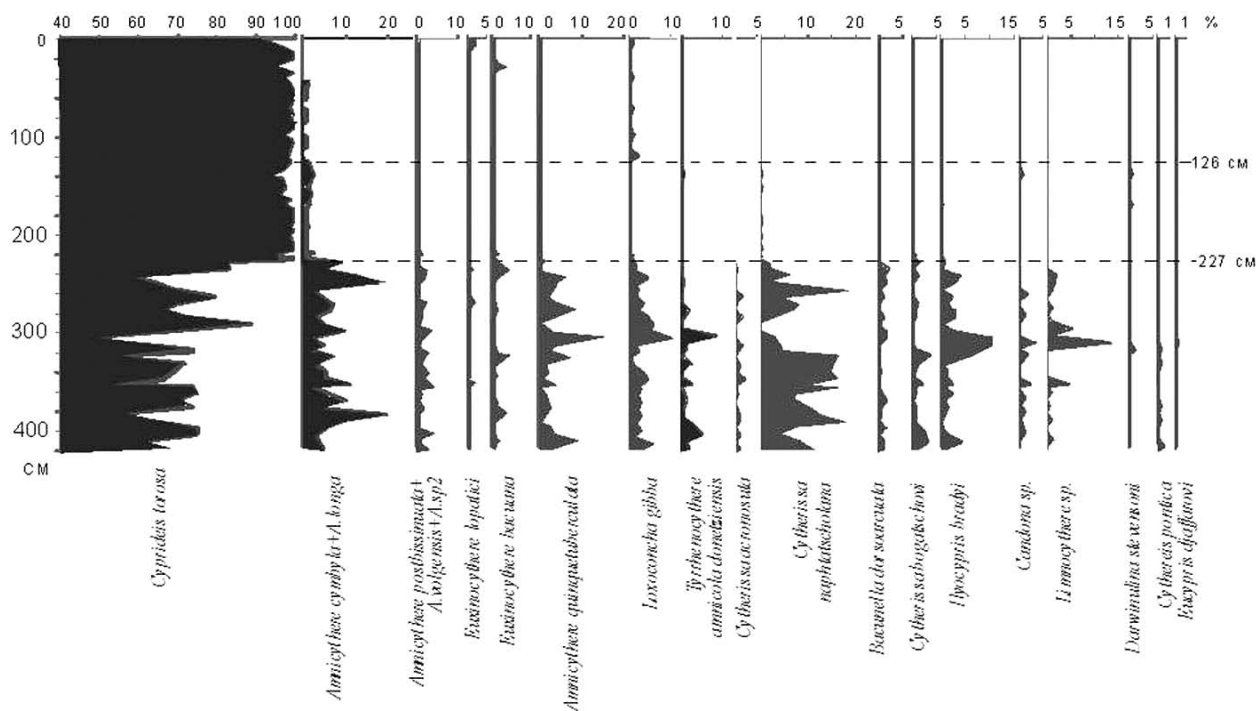


Рис. 1. Относительное содержание наиболее распространенных видов в разрезе ст. 194-08-1

### Список литературы

1. Гофман Е.Ф. Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. М.: Наука, 1966. 184 с.
2. Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря за последние 20 тыс. лет по <sup>14</sup>C датировкам прибрежных и донных отложений // Океанология, 2005. Т. 45. № 3. С. 447–457.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Изд-во Московского Университета, 1997. 267 с.
4. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземноморья в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология, 2000. Т. 40. № 6. С. 920–932.
5. Шорников Е.И. Остракоды Аральского моря // Зоол. журн., 1973. Т. 52. Вып. 9. С. 1304–1314.



**ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ДЕФОРМАЦИИ В ПОРОДАХ  
ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА ДОНСКОГО  
ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА** | **GLACIOTECTONIC  
DEFORMATIONS IN THE GLACIER  
BED DEPOSIT OF DON'S  
ICE SHEET**

**И.А. Чистякова**

*Геологический институт РАН, Москва  
chistyakovaia@yandex.ru*

**I.A. Chistyakova**

*Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

Исследовались гляциотектонические деформации в породах ледникового ложа донского ледникового покрова в районе природно-ландшафтного музея-заповедника Дивногорье (Лискинский район Воронежской области). В пределах Дивногорского гляциотектонического сооружения (ДГС), сложенного пясчистым мелом и мелоподобными мергелями позднемелового возраста, выделена валоподобная гляциотектоническая структура выдавливания субмеридианального простирания, сопряженная с гляциодепрессией, расположенной восточнее и занятой ныне долиной р. Тихая Сосна (Лаврушин и др., 2012).

В данной работе представлены результаты изучения меловых пород, вскрытых в карьере Копанище. Изученные разрезы характеризуют строение нижней части этой субмеридианальной гряды. Меловой карьер имеет от 2-х до 6-ти ступеней выработки. Высота каждой разрабатываемой ступени 4–8 метров. Общая мощность вскрытых меловых пород составляет не менее 60 м.

Карьер вскрывает толщу меловых пород, представляющих собой практически чистый литологически однородный пясчистый мел белого цвета, без примесей терригенного материала. Встречаются обломки раковин морских моллюсков и белемнитов. Излом раковистый, в интенсивно брекчированных породах излом землистый. Иногда по поверхности напластования (или скола?) имеется меловая мука.

Изучение меловых пород в карьере Копанище показало, что они интенсивно дислоцированы. При этом если в нижней части вскрытой карьером меловой толщи наблюдаются только разрывные нарушения в виде многочисленных вертикальных трещин, то в верхней части присутствуют как хрупкие, так и пластичные деформации.

Меловая толща на всю вскрытую мощность разбита многочисленными вертикальными и субвертикальными трещинами (угол падения 85–90°). В стенке карьера часто наблюдается чередование блоков сильно трещиноватых пород и массивных пород. Зоны интенсивной трещиноватости име-

ют мощность 0,5–1,5 метра, блоки массивные до 3–5 метров, редко больше. Часто в меловых обрывах карьера система трещин образует характерные гребни. Наличие трещиноватости отражает процессы сжатия пород в результате гляциодинамического воздействия.

Преобладают не менее 2-х систем вертикальных трещин: 230–270° и 310–330°. Кроме того, имеются также трещины субмеридианального простирания (175–180°). Выделенные системы трещин отражают меняющуюся последовательность процессов гляциодинамического сжатия. Первая группа связана с давлением ледника с севера, близким к меридиональному, вторая – с давлением с северо-запада, а третья – с давлением с запада.

Вертикальные трещины секут наблюдающуюся в породах мела слабо выраженную горизонтальную отдельность. Мощность таких горизонтальных пластов составляет 0,5–1,5 м. При этом не ясно, является ли это отражением первоначальной слоистости, либо горизонтальным смещением пород, которое происходило до появления вертикальных трещин. Литологически эти горизонтальные пласты не различаются.

В верхних ступенях выработки карьера, которые удалось изучить в новом карьере, кроме систем вертикальных трещин присутствуют другого типа деформации.

В обрывах карьера вдоль дороги, идущей в новый карьер, прослеживается зона надвига. Особенно четко она видна в обрыве верхней ступени в восточной стенке карьера. Плоскость надвига четко проявлена, она имеет падение на С-СВ 350–20°, угол падения от 30° до 60°.

Породы нижнего, южного борта надвига сохраняют текстуру – полого наклонную либо горизонтальную отдельность и интенсивную вертикальную трещиноватость. Породы, находящиеся в верхнем, северном крыле надвига, интенсивно нарушены и представляют собой меловую брекчию. Образование такой брекчии было связано с разрушением отдельности, присущей толще мела, под

воздействием интенсивных напряжений. Зона интенсивной брекчированности пород прослеживается в стенке карьера на север не менее чем на 30 м.

Южнее и ниже зоны надвига в меловых породах стенки карьера наблюдается крупная складка с пологими крыльями и широкой осевой частью, ось складки имеет широтное простирание, перпендикулярное направлению падения плоскости надвига. На северном борту складки горизонтальная отдельность в меловых породах имеет пологий наклон на север (5–15°), южнее имеется зона горизонтального залегания, южный борт имеет также пологие (5–10°) падения на юго-запад.

В западной стенке карьера вдоль дороги также можно проследить эту зону надвига, имеющую более сложное строение. Здесь нет единой плоскости надвига, а намечается сложная система наклонных трещин, имеющих общее направление падения на север (330–10°). Углы наклона этих трещин различны, составляют от 30° до 75°. При этом трещины секут друг друга, что свидетельствует о неоднократном смещении пород. Породы также интенсивно брекчированы, так что не сохраняют свою характерную текстуру с субгоризонтальной отдельностью и системой вертикальных трещин. Севернее этой зоны кроме трещин северного направления падения имеются, и даже преобладают, трещины, имеющие падение в южном направлении. Интенсивная брекчированность пород затрудняет выявление строения сформированной структуры, возможно, это проявление складчатых деформаций.

В верхних ступенях карьера по вертикальным трещинам в меловых породах иногда наблюдаются внедрение инородного материала – бурых песчано-глинистых пород.

В новом карьере в верхней ступени выработки встречена крупная субвертикальная дайка, сложенная песчано-глинистыми породами бурого цвета (предположительно раннемелового возраста). Мощность дайки составляет около 3 метров. Дайка ограничена системой трещин простирания 260° и 330°. При этом трещины простирания 260° субвертикальны, а трещины простирания 330° имеют угол наклона 70–80°. По контакту песчаных пород дайки с меловыми отложениями наблюдаются зеркала скольжения, примазки черных уплотненных глин, мелкие складчатые деформации, глиняные окатыши. К востоку от дайки продолжается система трещин простирания около 340°, по которым наблюдаются песчано-глинистые прослои бурого цвета, и трещин, поверхности которых имеют следы перемещение материала.

О сильных напряжениях в меловых породах свидетельствует тот факт, что все встреченные раковины морских моллюсков раздроблены, целых нет, раздроблены также белемниты.

Изучение разрезов меловых пород карьера Копанице показывает присутствие безкорневых гляциотектонических нарушений, затухающих с глубиной. Воздействие ледниковой лопасти донского покровного оледенения обусловило проявление как пластичных, так и хрупких деформаций в породах ледникового ложа. Мощность толщи пород, затронутых гляциотектоническими деформациями, по данным наших наблюдений оставляет 60–70 м. Гляциотектонические нарушения отражают сложную динамику донского ледникового покрова, позволяют реконструировать неоднократные разнонаправленные подвижки ледниковой лопасти.

#### Список литературы

1. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Кураленко Н.П. и др. Дивногорское гляциотектоническое сооружение: строение, деформации ледникового ложа и предпосылки для последующего рельефообразования //Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 72. М.: ГЕОС, 2012. С. 5–27.

**ВНОВЬ ОБ ОХОТЕ НА МАМОНТА  
И МАМОНТОВОМ СОБИРАТЕЛЬСТВЕ  
В БАССЕЙНЕ ДЕСНЫ: ПРОДОЛЖЕНИЕ  
ДИСКУССИИ. ЮДИНОВО**

**AGAIN ABOUT OF THE HUNTING  
ON MAMMOTHS AND MAMMOTHS-  
GATHERING IN THE DESNA BASIN:  
DEBATE CONTINUED. YUDINOV**

**А.А. Чубур**

*Брянский государственный университет имени академика И.Г. Петровского, Брянск, Россия  
fennecfox66@gmail.com*

**A. A. Chubur**

*Bryansk State University academician I.G. Petrovsky, Bryansk, Russia*

Продолжая дискуссию о роли и месте «мамонтового собирательства» в экономике верхнего палеолита центра Восточной Европы (Чубур, 1998, 2006, 2013; Сергин, 2002; Аникович и др., 2010, и др.) мы поведем речь о проблеме интерпретации данных о мамонтах стоянки Юдиново на р. Судость. Исследователи стоянки, тщательно и беспристрастно собрав факты, полагают, что имеют основания говорить об отсутствии «мамонтового собирательства» в Юдиново. Предполагается, что все мамонты, из костей которых построены четыре костно-земляных жилища с заслонами и тамбурами, добыты исключительно путем охоты (Жермонпре и др., 2008).

В Юдиново не представлены мелкие элементы скелета, которые встречаются в месте гибели или забоя животного. Следовательно, поселение не расположено в месте массовой гибели (или в месте первичной разделки туш). Но почему площадка поселения должна быть местом массовой гибели мамонтов? Вспомним, что стоянка Берелёх расположена рядом с мамонтовым «кладбищем», но не прямо на нём. «Кладбище» должно располагаться в иных топографических условиях вблизи стоянки. Оттуда мог доставляться на поселение специально отобранный человеком материал – черепа, бивни и крупные кости посткраниума.

Исследователи считают, что 1) антропогенное повреждение костей; 2) отсутствие их повреждений корнями растений; 3) доминирование на памятнике останков взрослых самок; 4) наличие сочлененных групп костей в анатомической связи; 5) малочисленность погрызов хищниками; 6) гомогенная выветренность костей – позволяют отвергнуть гипотезу о сборе костей на месте естественной гибели животных (Жермонпре и др., 2008, с. 107). Однако:

1) Антропогенный характер повреждений черепов не обязательно свидетельство разделки туш убитых на охоте животных. Взломанные альвеолы бивней не удивляют, если учесть условия многолетней мерзлоты (именно выломаны, а не вынуты из альвеол бивни Берёзовского мамонта, пролежавшего в мерзлоте 44000 лет). Коль черепа были свежие, либо замерзшие, то бивни в альвеолах сидели плот-

но. То, что часть черепных коробок вскрыта, тоже объяснимо: череп с бивнями и с полостью, забитой остатками мягких тканей или грунтом (например, илом) был тяжелой ношей даже при доставке за сотню метров.

2) На осмотренных нами костях из естественного Севского местонахождения следы корней не обнаружены. В то же время на многих костях убитых охотниками мамонтов (в том числе на костях со следами разделки) из раскопа I на стоянке Хотылёво 2 следы корней, напротив, имеются в изобилии (Чубур, 2011, с.119). Все зависит от локальных условий.

3) Половозрастное распределение типа «С», характерное для Юдиновской популяции, вполне отвечает ситуации, наблюдающейся на Севском мамонтовом кладбище: единовременная гибель стада мамонтов (или, в случае с Юдиново, возможно нескольких стад в разное время), которые составляли преимущественно взрослые самки и молодые особи обоих полов. Такая массовая гибель застигнутых врасплох на пойме стад могла быть нередким явлением в период Эпохи Экстремальных Затоплений (ЭЭЗ), а именно к ней относится Юдиново по  $^{14}\text{C}$  и геологическим датировкам. В Юдиново по (Жермонпре и др. 2008, рис. 19) учтено по черепам и челюстям не менее 20 взрослых особей, 16 детенышей и полувзрослых, среди взрослых 19 самок; в Севске – 19 взрослых особей и 14 детенышей и полувзрослых, среди взрослых 18 самок (Мащенко, 1992). Картина сходная.

Преобладание именно черепов взрослых самок (при много меньшем количестве соответствующих им нижних челюстей), равно как и наличие бивней самцов при отсутствии большей части их частей скелетов, говорит об искусственной сортировке костного материала за пределами стоянки, но никак не о его происхождении. При этом удобней было бы выбрать черепа из естественного скопления: их не нужно тщательно очищать от мягких тканей (а следов такой очистки, если не считать некоторые вскрытые мозговые полости – причем только у части черепов – мы не наблюдаем).

4) Неясно, почему кости в анатомической связи не могли быть собраны с удаленных мест естественной гибели (Жермонпре и др., 2008, с. 105). Условия перигляциала позволяли бы сохраняться связкам так, что даже переноска групп в анатомической связи (фрагментов позвоночного столба, костей конечностей) на небольшие расстояния не нарушила бы их естественного положения друг относительно друга. Если же кости принесены в виде частей туш, с мясом, то вряд ли они в таком виде вошли бы в архитектурные конструкции. Таким образом, анатомические группы – а в двух жилищах исследователи их насчитали 11 (Жермонпре и др., 2008, с. 96–97) – не обязательно происходят из разделанных туш убитых мамонтов. Скорее, напротив, строительный материал взят именно из природного скопления.

5) Малочисленность погрызов (2,7 % костей в жилищах Юдиново против 30 % погрызов на трубчатых костях в Берелёхе и 10,3 % в Мезине), как будто ставит юдиновских мамонтов в особое положение как по отношению к известному естественному скоплению, так и по отношению к близкой хронологически и территориально стоянке Подесенья. Однако Севское мамонтовое «кладбище» также отличается крайне незначительной степенью повреждения костей хищниками, а на стоянке Краков-Спадзиста В, определенной её исследователями как сочетание места разделки туш и мамонтового «кладбища» (Kalicki, Kozłowski et al., 2007) погрызы имеются на 6 % костей. Поэтому мы можем скорее говорить о различных степенях сохранности материала, как на стоянках, так и в естественных местонахождениях, возможно имеющих разный генезис.

6) Гомогенная слабая выветренность почти всех костей из Юдиново свидетельствует лишь о том, что большая часть костей принадлежат животным, умершим одновременно и недавно по отношению к времени обитания стоянки. На способ добычи костей это не указывает. Заметим: степень выветренности костей из Севска или Берелёха не выше, чем в Юдиново. Если бы мамонты из жилищ были все добыты на охоте, то нужно допустить синхронную добычу и утилизацию десятков животных, что представляется фантастичным.

Исследователи полагают, что гипотезу добычи юдиновских мамонтов с помощью охоты подтверждают: а) большая плотность остеологического материала; б) наличие берцовой кости с порезами; в) антропогенный характер повреждения костей; г) наличие сочлененных частей скелета; д) малочисленность погрызов; е) гомогенная выветренность; ж) отсутствие повреждений корнями; з) преобладанием в материале останков взрослых самок. Пункты в-з рассмотрены выше. Что касается первых двух:

а) Именно концентрация специально отобранных костей в конструкциях на площадке поселения привела и к отмеченной исследователями их высокой плотности, на порядок превышающей таковую для Севска, Берелёха, Шаби-Шаби или Лемемба. По этой же, кстати, причине отсутствуют в Юдиново (в отличие от Севска) скелеты мамонтов.

б) Почти полное отсутствие порезов от разделки туш и мнения о том, что такие порезы при разделке просто не возникали, заставляет вспомнить, что на стоянке Хотылево 2 имеется немало порезов на ребрах и, реже, других костях мамонта на участке поселения, где потребляли разделанную добычу (Чубур, 2011, с. 92). Итак, отсутствие порезов скорее свидетельствует в пользу изъятия костей для конструкций из естественного скопления.

Следует остановиться еще на одном нюансе. Исследователи Юдиново полагают, что непреходящий атрибут мамонтового «кладбища» – это сильная фрагментированность костей (Жермонпре и др., 2008, с. 95). В качестве примера приводится русловое аллювиальное скопление Линфорд в Великобритании и местонахождение современных погибших слонов у водопоя Шаби-Шаби в Зимбабве. При этом полностью игнорируется приводящееся в других случаях в качестве аналогий Севское местонахождение. Однако русловые аллювиальные костяки имеют совершенно иной генезис: там накапливается разрозненный материал, уже, как правило, прошедший мацерацию. При переносе водными потоками не туш, а костного материала, на костях возникает затертость, изломы и иные повреждения. Однако при движениях в водном потоке туши животного, повреждений на костях мы не обнаружим. Это и наблюдается в Севске, в Берелёхе, где кости неплохо сохранились, а фрагментированность носит вторичный характер. Можно заметить, что часто исследователи Юдиново под мамонтовым «кладбищем» подразумевают некие «древние костеносные горизонты». Мы же ведем речь о некроценозе, сформировавшемся относительно синхронно заселению стоянки. Не вполне корректны и сравнения «кладбища» слонов на месте экстремального водопоя Шаби-Шаби (Haynes, 1991, p.127, Fig.4.8) с Юдиново, где «кладбище» мамонтов могло появиться в результате накопления трупов в старицах и оврагах-ловушках речным течением и свержловодьями ЭЭЗ (к её первой половине относится Юдиново). Здесь нет причин для растапывания костей проходящими на водопой стадами. В Севске фрагментация костей заметно меньше, чем в Шаби-Шаби, но это не вызывает сомнений в естественном характере местонахождения, как и найденные там отщепы – следы посещения человеком.

На наш взгляд, следует проанализировать всю совокупность останков мамонта из Юдиново,



сравнив показатели конструкций и зон вне таковых (возможно – со следами добычи охотников). Пока же все рассмотренные факты не оказались убедительными аргументами в пользу того, что в домостроительстве Юдинова использовались кости охотничьей добычи. Притом, часть их может быть истолкована и как свидетельство «мамонтового собирательства» – гипотезы, кстати, отнюдь не отрицающей охоту на мамонта, а лишь вносящей коррективы в оценку масштабов этой

охоты. В отличие от тех, кто противопоставляет как взаимоисключающие роды деятельности охоту на мамонта и «мамонтовое собирательство», автор никогда не считал их альтернативными, с первых работ утверждая наличие в верхнем палеолите центра Восточной Европы и того, и другого. Это свидетельство способности людей палеолита к сложным формам адаптации в экстремальных условиях, их умения максимально полно использовать все доступные ресурсы.

### Список литературы

1. Аникович М.В., Анисюткин Н.К., Платонова Н.И. Человек и мамонт в Восточной Европе: подходы и гипотезы // *Stratum plus*, 2010. № 1.
2. Сергин В.Я. Охота и собирательство как источник поступления костей мамонта на позднепалеолитические поселения центра Русской равнины // *Мамонт и его окружение: 200 лет изучения*. – М.,: ГЕОС, 2001. С. 346–355.
3. Жермонпре М., Саблин М.В., Хлопачев Г.А. Григорьева Г.В. Палеолитическая стоянка Юдиново: свидетельства в пользу охоты на мамонтов // *Хронология, периодизация и кросскультурные связи в каменном веке*. Замятинский сборник, Вып. 1. – СПб.: Наука, 2008. С. 91–112.
4. Мащенко Е.Н. Структура стада мамонтов из Севского позднплейстоценового местонахождения (Брянская обл.) // *История крупных млекопитающих и птиц северной Евразии*. Тр. ЗИН, т.246, СПб, 1992. С. 41–59.
5. Чубур А.А. Роль мамонта в культурной адаптации верхнепалеолитического населения Русской равнины в осташковское время // *Восточный граветт*. – М., 1998. С. 3.
6. Чубур А.А. Эксплуатация мамонтовых «кладбищ» как элемент адаптации палеолитического человека к природным условиям эпохи экстремальных затоплений // *Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны*. – Ростов-на-Дону; Азов, 2006. С. 348–352.
7. Чубур А.А. Палеонтология, археозоология и тафономия верхнепалеолитического поселения Хотылево 2 (по материалам раскопок 1994–2003 гг.) // *Ежегодник НИИ фундаментальных и прикладных исследований за 2010 год*. – Брянск: РИО БГУ, 2011. С. 115–128.
8. Чубур А.А. Человек и мамонт в палеолите Подесенья. Продолжая дискуссию // *Деснинские древности*, вып.6. – Брянск, 2013 (в печати).
9. *Haynes G. Mammoths, Mastodonts, and Elephants. Biology, Behavior and the Fossil Record*. – Cambridge University Press, 1993. 428 p.
10. *Kalicki T., Kozłowski J.K., Krzemińska A., Sobczyk K., Wojtal P. The formation of mammoth bone accumulation at the Gravettian site Kraków-Spadzista B+B1 // Folia Quaternaria*, 2007. № 77. P. 5–30.

**РАЗРЫВНАЯ НЕОТЕКТОНИКА  
И ГЕОМОРФОГЕНЕЗ РАЙОНА  
КНЯЖЕГУБСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА  
(ЮГО-ЗАПАД МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ)**

**FAULT NEOTECTONICS  
AND GEOMORPHOGENESIS  
IN KNIAZHEGUBSKOYE WATERRESERVOIR  
(SOUTH-WEST OF MURMANSK REGION)**

**В.Г. Чувардинский**

*Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, Апатиты, Россия  
lavrentieva@arcticsu.ru*

**V.G. Chuvardinsky**

*Kola branch of Petrozavodsk State University, Apatity, Russia*

Летом 2012 года я провел полевое изучение разрывной неотектоники на скалистых берегах и многочисленных островах Княжегубского водохранилища. Этот большой сложнофигурный водоем площадью более 600 км<sup>2</sup> был заполнен водой в 1956 году, когда была введена в строй Княжегубская ГЭС. При образовании водохранилища в его акваторию вошли озера: Ковдозеро (главный водоем), Нотозеро, Нерпозеро, Пажма, Беличье, Лопское, Кривое, Бабье, Пудос и Сенное. Были также затоплены обширные заболоченные и низменные территории, а возвышенности, холмы и гряды стали островами – крупными и малыми.

Рассматриваемая часть Балтийского щита и раньше выделялась хорошей обнаженностью, теперь за более 50-летний период абразионной деятельности водохранилища его воды размыли свои новые берега, обнажили большое количество коренных выходов архей-протерозойских пород. Маршрутные исследования 2012 года показали еще одну важную особенность геологии данного района: фактическое отсутствие четвертичных и других рыхлых отложений. Коренные породы перекрыты лишь маломощным почвенно-растительным покровом и торфяно-болотными голоценовыми образованиями. При этом, на скалистом основании удивительным образом произрастают сосновые леса, для чего корневая система сосен использует многочисленные трещины в коренных породах, часто заполненные брекчией трения, но отсутствие четвертичных рыхлых отложений так или иначе сказывается отрицательно и их не может заменить маломощный почвенно-растительный покров – ветровалы основная беда лесов на скалистых породах.

Изучение разрывной неотектоники архей-протерозойских пород данного региона показывает их интенсивную тектоническую раздробленность. Верхняя часть докембрийского фундамента разбита густой сетью разломов северо-западного, широтного и северо-восточного простираения. Необычайно широко проявлена и трещинная тектоника, которая

сопряжена с разломами, совместно с ними формирует мелкоблоковый тектонический рельеф и продуцирует огромное количество глыбово-валунного материала из местных кристаллических пород.

Выходы коренных пород в многочисленных береговых и других обнажениях по форме представляют бараньи лбы и курчавые скалы, а острова нередко выступают в виде шхерно-скалистого рельефа. Но эти типы рельефа в данной местности обладают одной примечательной особенностью: «лысины» бараньих лбов, курчавых скал и такие же «лысины» скалистых шхерных островов напрочь лишены обязательной полировки, шлифовки, на них отсутствуют борозды, шрамы и штрихи. Они сохранили лишь свою общую форму, но поверхности «лбов», являющиеся тектоническими зеркалами скольжения, оказались сильно выветрелыми, они предстают в облике старых, дряхлых, морщинистых физиономий. Наиболее сильно выветрелы основные и ультраосновные породы – нориты, габбро-нориты, пироксениты и перидотиты, они имеют бугристую, бородавчатую поверхность и местами даже рассыпаются в дресву при ударе молотком. В двуслюдяных кианит-гранатовых гнейсах и гранатовых амфиболитах твердые минералы – гранат и кианит выступают на поверхности бараньих лбов и курчавых скал в виде острых зерен и острых коротких ребер, а биотитовые полосчатые гнейсы на подобных формах «ледниковой экзарации» несут протяженные глубокие борозды параллельные полосчатости. Но эти борозды произвел не пресловутый ледник – они образовались за счет выветривания прослоев, обогащенных биотитом. Более того, там, где гнейсы имеют плейчатую текстуру, борозды повторяют все извилистые узоры этой плейчатости. Конечно, мы знаем, что леднику иногда присваивают змеевидное движение, рептилеобразное выпаживание, но лучше сходить на такие обнажения, а их много по восточным берегам водохранилища, и убедиться в денудационном происхождении этих борозд. Выветрелы и вертикальные сбросовые уступы указанных форм рельефа, но в меньшей степени.

В то же время, на побережье и островах Кандалакшского залива Белого моря, расположенных в 20–30 км восточнее Княжегубской депрессии, многочисленные бараньи лбы, курчавые скалы – тектонические лысины этих форм рельефа, несут полировку, шлифовку, на них развиты борозды, штрихи, шрамы, лунообразные знаки и шевроны. Они имеют весь набор тектоглифов тектонических зеркал скольжения и это совершенно свежие, невыветрелые тектоглифы, как и вся поверхность зеркал скольжения. Они развиты на тех же архей-протерозойских породах – гнейсах, амфиболитах, габбро-норитах, норитах, перидотитах, что и «дряхлые» бараньи лбы в Княжегубской депрессии. Становится ясным, что в Кандалакшском грабене последняя тектоническая активизация имела место в голоцене и продолжается и поныне (о чем свидетельствуют периодические землетрясения в полосе грабена) и поэтому следы тектонических перемещений – взбросы, надвиги, сдвиги и сбросы, и произведенные ими бараньи лбы и курчавые скалы, здесь имеют молодой, современный облик. В Княжегубской же депрессии цикл тектонической активизации имел место в верхнечетвертичное время, в позднем плейстоцене и за десятки тысяч лет, прошедшие после этого цикла, тектонические зеркала («лысины» поверхности бараньих лбов и курчавых скал) выветрились и идет дальнейший процесс денудации, разрушения указанных форм рельефа и вообще выходов кристаллических пород.

Стало быть, мы имеем два возрастных цикла разломной неотектонической активизации. Более обширная и более общая тектоническая активизация происходила в позднем плейстоцене – в верхнечетвертичное время, и в это время сформировались основные черты тектонического рельефа в восточной части Балтийского щита. Этот же цикл тектонической активизации привел к образованию четвертичных валунно-глыбовых отложений. Второй же цикл – голоценовый и современный, имеет более локальное распространение и происходил в зоне молодых или возрожденных грабенов – Кандалакшском, Ладожском, Онежском, а также на сбросовых берегах Мурманского блока – от Святого носа до Варангер фьорда, где уже начинает преобладать сдвиговая тектоника субмеридионального простираения.

Другой важной причиной быстрого выветривания тектонических поверхностей района Княжегубского водохранилища явилось отсутствие четвертичных отложений на докембрийских породах. На большей части Кольского полуострова именно чехол верхнечетвертичных валунно-глыбовых отложений перекрывает тектонические поверхности и тем самым предохраняет их от выветривания. Это доказывается горными работами

(шурфами и канавами), которые вскрывают под толщей валунно-глыбовых отложений отполированные и штрихованные невыветрелые зеркала скольжения на кристаллических породах. В то же время и валунно-глыбовые отложения сами порождены разломно-тектоническими процессами – глыбы и валуны этих отложений – это тектонически раздробленные породы, пошедшие на их формирование. Но одних тектонических глыб недостаточно для формирования отложений – ведь в их литологический состав входят песчано-супесчаные, мелкоземистые отложения, и они составляют до 30 % объема валунно-глыбовых отложений. Еще работами А.П. Афанасьева (1977) было установлено, что мелкозем валунно-глыбовых отложений («морены») принадлежит неогеновой формации песчано-супесчаной гидрослюдистой коры выветривания, и в предчетвертичное время эта кора выветривания покрывала большую часть коренных пород Кольского полуострова. Формирование валунноглыбовых песчано-супесчаных отложений в итоге явилось следствием активизации разломно-тектонических процессов, явилось результатом тектонического взламывания приповерхностных частей земной коры, перемешиванием песчано-глинистых отложений неогеновой коры выветривания с крупнообломочным материалом разломно-тектонического происхождения. Один и тот же процесс сформировал валунно-глыбовые отложения и предохранил от выветривания тектонические зеркала скольжения, перекрыв их этими отложениями.

В центральной части юго-востока Кольского полуострова большие территории до сих пор перекрыты указанной неогеновой корой выветривания мощностью до 2–6 метров. На этих территориях нет никакой «морены», нет никакого «ледниково-экзарационного» рельефа. Загадка решается просто: в центре юго-восточной части Кольского полуострова тектоническая активизация не имела места и почти все сохранилось в первозданном, неогеновом виде.

В Княжегубской депрессии валунно-глыбовые отложения с песчаным заполнителем не формировались в связи с отсутствием этих песчаных отложений – гидрослюдистой песчано-супесчаной коры выветривания. Разломно-неотектонические процессы продуцировали огромное количество глыбово-валунного материала, но не без песчаной составляющей. Рассматриваемая территория является областью скопления валунно-глыбового материала, который формировался в зонах тектонической трещиноватости, в разломах взбросового типа, за счет разрушения надвинутых тектонических пластин. Глыбовые скопления обычны в «тени» бараньих лбов, на площади шхерного рельефа, но особенно много глыбового материала в узлах пересечения

разломов, где глыбовые нагромождения достигают 4–6 метров высоты. Это кузница глыбообразования. Глыбы в таких нагромождениях представлены местными коренными породами – гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, а на массивах основных-ультраосновных пород – норитами, габбро-норитами, перидотитами. Эти, тектонически скупенные, раздробленные на глыбовый материал местные породы тоже несут следы выветривания, то есть образовались во время верхнечетвертичного цикла разломно-тектонической активизации.

Таким образом, изучение разломной неотектоники Балтийского щита позволяет разработать новые методики по установлению геологического возраста и количества циклов неотектонической активизации Балтийского щита, способствуют обоснованию тектоно-механического происхождения валунно-глыбовых отложений. Что касается разломно-тектонического генезиса «ледниково-экзарационных» форм рельефа – от бараньих лбов до фьордов, то доказательства этому приведены в работах автора (2000, 2008, 2012).

#### Список литературы

1. *Афанасьев А.П.* Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. – Л.: Наука, 1977. 244 с.
2. *Чувардинский В.Г.* Неотектоника восточной части Балтийского щита. – Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2000. 287 с.
3. *Чувардинский В.Г.* Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. – Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2008. 86 с.
4. *Чувардинский В.Г.* Четвертичный период. Новая геологическая концепция. – Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2012. 180 с.



**ГИС-КАРТОГРАФИРОВАНИЕ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРФОКОМПЛЕКСОВ  
ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
И МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН  
ГОРНОГО АЛТАЯ** | **GIS-BASED MAPPING  
OF QUATERNARY MORFOKOMPLEXES  
OF SOUTH WESTERN SIBERIA  
AND OF INTERMOUNTAIN BASINS  
OF GORNY ALTAI**

**Д.А. Чупина, И.Д. Зольников**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия  
chupina\_da@igm.nsc.ru*

**D.A. Chupina, I.D. Zolnikov**

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Появление цифровых моделей рельефа (ЦМР) общего доступа (SRTM, ASTER GDEM и т.п.) и современных компьютерных технологий обеспечило возможность разработки простой и тиражируемой методики автоматического картографирования рельефа. Суть предлагаемой методики сводится к распознаванию форм и типов рельефа, отличающихся спецификой и длительностью своего образования на основе сеточного моделирования (программный пакет ArgGis) и управляемых классификаций (программный пакет ENVI).

Первоначально на основе проработки данных государственного геологического картирования, литературных и фондовых источников о происхождении и возрасте рельефа изучаемой территории выявляется набор морфокомплексов наиболее распространенных в пределах рассматриваемой территории. Затем необходимо выбрать (или построить) цифровую модель рельефа. Для среднемасштабного картографирования целесообразно использовать цифровую модель рельефа SRTM открытого доступа с исходным размером ячейки для широт юга Западной Сибири 90X60 м. Морфометрические показатели подбираются и строятся по ЦМР в зависимости от историко-палеогеографической специфики территории.

Выделение морфокомплексов может проводиться по двум технологическим последовательностям (рис.1). Каждая из них может быть реализована автономно, но они могут и дополнять друг друга. В первом случае выделение морфокомплексов проводится по удельному площадному соотношению типовых форм. На начальной стадии необходимо подобрать размер скользящего окна так, чтобы в него попадали основные элементы форм земной поверхности (границы и ребра). Это позволяет на основе анализа сочетания элементов выделять формы. Карты плотности (густоты распространения) каждой из форм строятся с использованием метода скользящего окна, размер которого должен быть такой, чтобы на порядок превышать средний

размер типичных форм. Нормировав эти плотностные сетки на 100 % заполнения окна, получаем карты плотности форм с известным процентом их удельной площади в окне. Наложение плотностных схем друг на друга дает представление о типах рельефа, где те или иные формы доминируют или находятся в равных соотношениях. Там, где соседствует несколько разных форм, получаем контуры комплексного рельефа. Технологически сопряженный анализ плотностных карт осуществляется с помощью оверлейных операций. Результатом является итоговая схема типов рельефа по характерным соотношениям удельных площадей ключевых форм.

Второй путь получения схемы морфокомплексов предполагает использование управляемых классификаций. Этот метод популярен при автоматическом распознавании природно-территориальных комплексов на мультиспектральных космоснимках (Зольников и др., 2010). Сходный подход применялся и при геоморфологических исследованиях (Dicky et al., 2006). В основе этого метода лежит предположение о том, что устойчивым сочетаниям форм, образующим характерные типы рельефа, соответствуют определенные интервалы значений морфометрических параметров. Для этого необходимо при построении морфометрических показателей подобрать размер скользящего окна такой, чтобы в него попадали основные сочетания форм земной поверхности. По одному показателю невозможно распознать все типы рельефа, но на основе сопряженного анализа нескольких показателей можно добиться их разделимости. По разным сочетаниям морфометрических параметров территория делится на районы, затем распадается на подрайоны, и т.д. В конечном счете, на очередном этапе появляется далее не делимая часть, которой соответствует элементарный фрагмент морфокомплекса с характерным сочетанием генетически близких форм. Так строится ветвящаяся схема последовательности разделения земной поверхности.

Для каждой точки ветвления подбираются наиболее эффективные морфометрические показатели или их сочетания.

Необходимые алгоритмы реализованы в специальных пакетах программ типа ENVI и ERDAS, работающих только с растровыми форматами. Поэтому построенные в ArcGis морфометрические показатели нормируются на максимумы и из сеточного формата GRID конвертируются в формат TIF. Затем изображения подгружаются в виде каналов в программный пакет ENVI, где проводится управляемая классификация с обучением. На основе разработанной дихотомической схемы применяется не общая классификация для всех морфокомплексов сразу, а ветвящаяся серия классификаций. Для выделения морфокомплексов сначала задаются наборы морфометрических показателей для выделяемых объектов. Эталонные участки выбираются из областей рельефа, наиболее однозначно интерпретируемых по данным государственного геологического картирования, литературным источникам, авторским полевым работам. После этого автоматически распознаются территории со схожими значениями морфометрических показателей. В нашем случае в качестве процедур распознавания использовались методы расстояния Махалланобиса и минимального расстояния (Зольников и др., 2011).

Как уже упоминалось выше, морфометрические показатели, получаемые по ЦМР, необходимо подбирать в зависимости от особенностей территории. Так, например, рельеф Чуйской котловины формировался под влиянием неотектонических движений. Для таких территорий необходимо неотектоническое районирование, и проведение дальнейших исследований внутри каждого выделенного геоморфологического сегмента. Анализ поведения наиболее часто используемых морфометрических характеристик показал, что неотектоническая ситуация, прежде всего, проявляется в значениях абсолютных высот, углов наклона и азимутальной экспозиции склонов («абсолютные» морфометрические показатели). Поэтому предварительное неотектоническое районирование проводится по этим показателям. Для Чуйской котловины было выделено 6 сегментов (Чупина и др., 2012). Выделение непосредственно морфокомплексов производилось преимущественно на основе относительных морфометрических показателей, представляющих собой разницу максимальных и минимальных значений признака (диапазон значений), вычисляемых внутри скользящего окна. Для выделения морфокомплексов использовались 8 наиболее простых показателей: средние значения и диапазоны углов, высот и азимутов падений склонов (субмеридианальная и субширотная проекции). В результате на

территории Чуйской впадины удалось выделить следующие типы рельефа: гляциальный ложбинно-грядовый, делювиально-пролювиальный, эрозионный ложбинно-овражный, озерный на алевропесчанном основании, озерный с барами, озерный на моренном цоколе, аллювиальный многоорукавной долины р. Чуя, термокарстовый, аллювиальный врезанных долин, аллювиальный притоков р. Чуя

По сравнению с территорией Чуйской котловины, рельеф Венгеровского района Новосибирской области является менее контрастным и содержит ограниченный набор форм рельефа: гривы, лощины, озерные котловины, озеровидные расширения, полого-равнинный водораздел, в различной степени осложненный мелкими изометричными и удлиненными холмами, а также суффозионно-просадочными западинами. На основе анализа размеров ключевых форм был подобран радиус скользящего окна для построения морфометрических показателей, который составил 5 км. Эффективными оказались средние значения углов и плотность ребер рельефа. Последний показатель является аналогом горизонтальной расчлененности рельефа (Глушкова и др., 2011) и рассчитывается как производная первого порядка по азимутам падения склонов. Усредненные в окне значения углов сходны по закономерностям пространственного распределения с вертикальной расчлененностью. В связи с историко-генетической спецификой, обусловившей линейную упорядоченность рельефа территории, дополнительно были построены еще 2 показателя – среднее значение относительных превышений высот и плотность линейных структур. Относительные превышения высот были получены путем вычитания из ЦМР средних высот, рассчитанных в скользящем окне размером 5 км. Плотность линейных структур получена на основе их выделения по теневой модели рельефа с направлением освещенности перпендикулярно гривам.

Разработанная методика позволяет существенно снизить трудоемкость геоморфологических работ и автоматизировать выделение форм рельефа и четвертичных морфокомплексов. Поскольку по морфометрическим показателям могут статистически обособляться морфокомплексы, которые по каким-либо причинам не считались значимыми в другом признаковом пространстве, необходима тщательная предварительная историко-генетическая диагностика. В заключении подчеркнем, что подход с одной стороны ориентирован на распознавание и автоматическое оконтуривание форм и типов рельефа с помощью ГИС-технологий, а с другой стороны опирается на методы классической геоморфологии. Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 12-06-00045а.



Рис. 1. Схема выделения морфокомплексов

### Список литературы

1. Глушкова Н.В., Лямина В.А., Зольников И.Д., Добрецов Н.Н., Афанасьев В.П., Самданов Д.А., Болдырев И.И., Семенова С.А. Использование ЦМР для решения задач четвертичной геологии и геоморфологии Сибири // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты: СПб, 2011. Т. 1 (А-К). С. 131–134.
2. Зольников И.Д., Лямина В.А., Королюк А.Ю. Комплексная технология картографирования и мониторинга гетерогенных ландшафтов // География и природные ресурсы, 2010. № 2. С. 126–131.
3. Зольников И.Д., Лямина В.А., Глушкова Н.В. Основы использования технологий ГИС и ДЗ при решении типовых задач геологии и геоэкологии: Учеб. пособие/Новосиб. Гос. ун-т. Новосибирск, 2011. 94 с.
4. Чупина Д.А., Зольников И.Д., Лямина В.А. ГИС-картографирование морфокомплексов Чуйской котловины на основе морфометрических характеристик// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2012. № 2. С. 96–103.
5. Dicky O., Prima A., Echigo A., Yokoyama R., Yoshida T. Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps // Geomorphology, 2006. № 78. P. 373–386.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ДОЛИНЫ  
ПАЛЕО-ДОНА ПОД АКВАТОРИЕЙ  
ТАГАНРОГСКОГО ЗАЛИВА  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГДП-200**

**RECONSTRUCTION OF THE PALEO-DON  
VALLEY UNDER WATER AREA  
OF THE TAGANROG GULF BY RESULTS  
OF GEOLOGICAL STUDYING THE AREA  
OF SCALE 1: 200 000**

**А.А. Шейков**

*«Южморгеология», Геленджик, Россия  
sheykovaa@ymg.ru*

**A.A. Sheykov**

*Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik, Russia*

На основе проведенного ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в 2010–2012 гг. геологического доизучения масштаба 1: 200 000 российского сектора морской части листов L-37-VIII (Жданов), L-37-IX (Таганрог), L-37-X (Ростов-на-Дону) и комплексного геолого-геофизического подхода к интерпретации данных были обобщены ретроспективные и впервые полученные материалы по геологии Таганрогского залива.

В акватории залива с 2010 по 2012 г. выполнены: сейсморазведка высокого разрешения (ВЧ МОГТ), низкочастотное и высокочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НЧ НСП и ВЧ НСП), картировочное бурение на глубину до 42 м.

Впервые на морскую часть листов составлен авторский комплект Госгеолкарты-200/2, в том числе геологическая карта четвертичных отложений и геоморфологическая схема. Дана характеристика четвертичным отложениям, а также генетически однородным поверхностям, элементам и формам рельефа.

Особое место в проделанной работе занимает попытка реконструкции долины палео-Дона под дном Таганрогского залива. По сейсмоакустическим материалам (полученным на основе регулярных сетей НЧ и ВЧ НСП) увязанным с данными бурения, прослежена история геологического развития палео-Дона от акчагыла до позднего голоцена, закартированы и изучены раннеголоценовый и позднеголоценовый палеоврезы (рис. 1).

Заложение русла палео-Дона в районе современного Таганрогского залива относится ко времени акчагыльской трансгрессии. В акчагыльское время палео-Дон преодолел Арчединско-Донской вал, прорезав его, и устремился на юг, образовав эрозионные врезы Андрея-реки (Застрожных и др., 1992). Затем последовало отступление каспийских вод и формирование аллювиальных хапровских песков с хапровским комплексом млекопитающих. Правобережная часть палеодолины располагалась севернее современной долины Дона и совре-

менной береговой линии Таганрогского залива. Достоверных сведений о левобережной границе в настоящее время нет, по имеющимся материалам можно предположить, что она проходила юго-восточнее Ейского залива.

Эоплейстоценовая деятельность палео-Дона тесно связана с апшеронскими трансгрессиями и регрессиями Каспия и Эвксина. В то время как правобережье палео-Дона, включая современную долину и северную часть Таганрогского залива, оставалось высоким берегом, в пределах Азово-Кубанской низменности происходило формирование апшеронских аллювиальных, озёрных и морских осадков. Значительную роль играли регрессии с активизацией деятельности палео-Дона. Трансгрессивные осадки заходили в виде заливов в хорошо выработанные палео-Доном долины, а последующий регрессивный цикл почти полностью размывал трансгрессивные отложения. Полученные в последние годы сейсмоакустические материалы позволили выявить апшеронское русло палео-Дона, простиравшееся с северо-востока на юг по Ейскому заливу, через Ейский полуостров и впадавшее в озеро-море. Аллювиальные пески палео-Дона, наряду с преобладающей пресноводной фауной, содержат остатки каспийской слабосоленоводной фауны.

В неоплейстоцене палео-Дон сместился на север к высокому правому берегу и занимал положение чуть шире современной долины Дона и Таганрогского залива. Под раннеголоценовыми аллювием Дона и маринием Таганрогского залива вскрыты регрессивные осадки (преимущественно пески) аллювиально-морского генезиса с преобладанием пресноводной фауны. В течении регрессивных периодов неоплейстоцена, которые здесь были значительно продолжительнее трансгрессивных, под современным Таганрогским заливом постоянно работала долина палео-Дона. На Ейском п-ове, на месте апшеронского палеорула образовалась площадь долго живших неоплейстоценовых и неоплейстоцен-голоценовых озер. В позднем



неоплейстоцене долина проходила уже под современной акваторией Таганрогского залива.

В раннеголоценовое время отмечено несколько трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря. В начале и середине раннего голоцена под современным Таганрогским заливом, активно размывая неоген-плейстоценовые отложения, работала предголоценовая долина палео-Дона. Долина пересекала залив в близширотном направлении. Прослежена она по материалам НЧ НСП и подтверждена картировочным бурением. На разрезах НЧ НСП распознается по палеоврезам в средней и нижней части сейсмотолщи ОГ2-ОГ1. Во врезках фиксируется загазованность осадков. Глубина долины достигала 40 м, борта на северо-востоке – крутые (рис. 1), к западу выполаживаются. Питали

её две палеоартерии, с северо-востока впадал палео-Дон, с востока долина периодически общалась с Каспийским морем через Маньчский прогиб. Ширина палеодолины на западе залива – около 20 км, в центральной части – 15 км. Ширина устья восточного притока – 20 км. Ширина устья палео-Дона (северо-восточного притока) в месте впадения – 2,5 км, выше по течению – до 15 км. Между палеоартериями существовал водораздел. Заполнена долина аллювиальными, озёрными и морскими отложениями нижнего голоцена. Мощность сохранившегося аллювия русловых фаций – до 8 м. Представлен он песками светлорыжевато-коричневыми, мелко- и тонкозернистыми, алевритами с включениями ракушечного детрита и реже ракуши. На месте палеодолины в плейстоцене

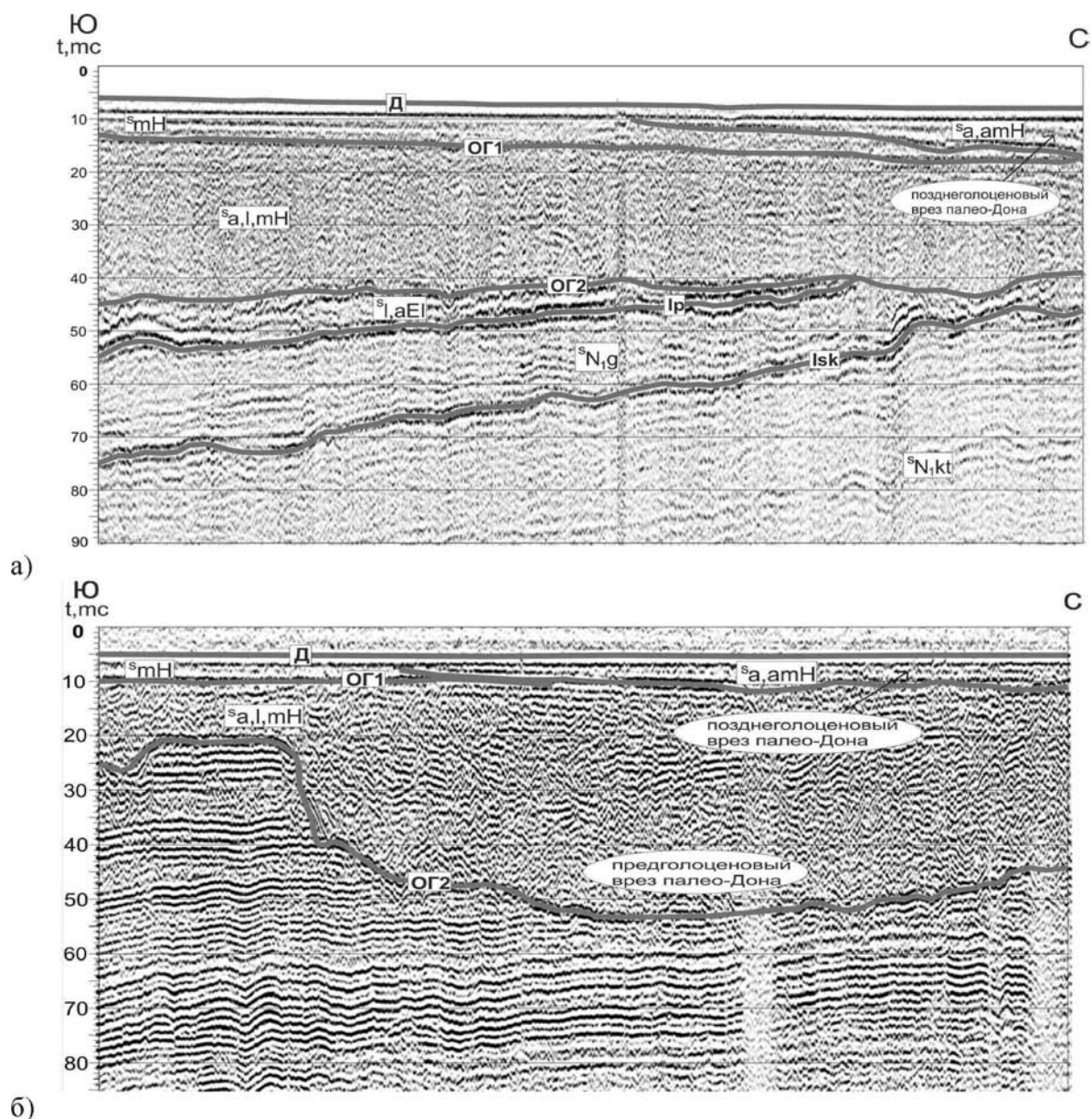


Рис. 1. Фрагменты временных разрезов НЧ НСП по профилям: а) 1110s11 б) 1110s13

существовали и предшествующие ей, но следы их преимущественно уничтожены в раннем голоцене. По бортам палеодолины отмечены эрозионные уступы, выработанные в породах плейстоцена и древнее. Высота их достигает 25 м на востоке в устье палео-Дона, на остальной площади уменьшается до 3 м. Сохранились они частично. Крутизна уступов в устье палео-Дона – 110°, на запад по долине она уменьшается. В приглубой подпруженной части устья палео-Дона (северо-восточный приток) закартирован конус выноса. Размеры – 10×15 км, форма – грушевидная, мощность – до 8 м. Представлен морским турбидитом дельтовых фаций. Сформирован мутьевыми потоками, близкими по своей литодинамической и морфологической работе к русловым потокам на суше. Основная масса осадков сосредоточена в правой северной его части. На профилях НЧ НСП распознаётся как специфическая сеймопачка в центральной части сейсмотолщи ОГ1-ОГ2. Сеймопачка как бы зажата с северо-запада и юга между палеоводоразделами в сужающейся на юго-запад палеоавандельте.

В позднем голоцене также отмечается несколько трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря. Вначале позднего голоцена Таганрогский залив заполнил новоазовский мариний, затем его прорезала позднеголоценовая долина палео-Дона, заполненная аллювиальными и аллювиально-морскими осадками, далее дно залива было снивелировано поздненовоазовскими морскими от-

ложениями. Долина пересекала центральную часть залива в близширотном направлении. Прослежена она по материалам НЧ НСП, ВЧ НСП и подтверждена данными бурения в акватории. На разрезах НСП она представлена верхнеголоценовым врезом, наблюдаемым в средней части сейсмотолщи ОГ1-Д (Рис.). Ширина долины – от 10 км на северо-востоке до 20 км – на западе, где она выполаживается. Глубина вреза – до 5 м, борта пологие (рис. 1). Северный борт по причине загазованности прослеживается фрагментарно. Мощность отложений до 5 м. Представлены они светло-серыми и светло-коричневыми песками мелко- и тонкозернистыми, илами алевропелитовыми с примесью ракушечного детрита и ракуши.

Современная авандельта Дона представлена аллювиально-морским рельефом дельтовых фаций. Выделен он на субгоризонтальной поверхности в авандельтовой зоне влияния твёрдого стока р. Дон. Переход от наземной дельтовой равнины к акватории резкий. Отложения авандельты представлены алевритами, песками разнозернистыми с примесью ракуши и ракушечного детрита.

По поверхности дна залива выделена сеть слабо выраженных подводных ложбин (около десяти) трассирующих осевые части позднеголоценовых долин нижнедонской палеосистемы. Понижения их составляют 1–3 м, при ширине 1–4 км. Необходимо отметить, что рельеф дна достаточно хорошо изучен академиком Г.Г. Матишовым (2006).

### Список литературы

1. Застрожнов А.С., Красенков Р. В., Валуева М. Н. Опорный разрез акчагыльских отложений Палео-Дона у с. Александровка на Волго-Хоперском междуречье // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы, 1992. Вып. 1. С. 118–123.
2. Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Доклады АН, 2006. Т. 409. № 3. С. 375–380.

**ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ  
АБСОЛЮТНОГО ДАТИРОВАНИЯ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ** | **MEANS TO SOLVE  
THE PROBLEM OF ABSOLUTE DATING  
OF QUATERNARY DEPOSITS**

**В.С. Шейнкман, А.Д. Писарев**

*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия  
vlad.sheinkman@mail.ru*

**V.S. Sheinkman, A.D. Pysarev**

*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tumen', Russia*

Проблема абсолютного датирования четвертичных отложений поднималась уже не раз на совещаниях, посвященных изучению четвертичного периода. Стоит она остро, и причин несколько. Во-первых, в России до сих пор нет единой программы, направленной на решение проблемы. Во-вторых, традиционные методы абсолютного датирования трудоемки, дороги и при работе с ними редко используется серийный отбор образцов с последующим применением главного инструмента верификации полученным по ним датировкам – статистического контроля. В-третьих, у исследователей, изучающих четвертичные отложения, еще нет должного осознания необходимости вникать при датировании объектов в суть применяемых методов, хотя у разных технологий датирования свои, нередко очень строгие, требования и к отбору образцов, и к интерпретации полученных данных, и несоблюдение этих требований ведет к искажению результатов. В-четвертых, количество имеющихся надежно датированных объектов невелико, и уровень субъективности в отношении их временной привязки высок – принимают или отвергают исследователи соответствующие датировки нередко в зависимости от того, работают полученные возрастные определения изучаемых объектов на применяемые этими исследователями схемы или нет.

Тем не менее, опираясь на имеющиеся результаты, сегодня можно говорить о реальности уверенно выходить на возраст основных образований квартера в достаточно широких пределах, поскольку появляется альтернатива традиционным, ограниченно работающим методам. Наибольшая перспектива у дозиметрических методов, в первую очередь у термoluminesцентного (ТЛ) датирования по кварцу – строгость структуры и свойств этого минерала позволяют выделять в его развитии физические явления, надежно интерпретируемые как временная компонента. Предлагаемая авторами новая методика ТЛ датирования позволяет реально выйти на высокопроизводительные технологии возрастной диагностики практически любых четвертичных отложений в диапазоне первых сотен тысяч лет. Она

вполне доступна для исследователей самого разного профиля, и по сравнению с прежними методиками ТЛ анализа не только на порядок выше по производительности, но и значительно надежнее, точнее и дешевле. Это, безусловно, не панацея, но новый подход дает возможность существенно продвинуться в решении острой и насущной проблемы датирования четвертичных образований. Главное – он позволяет проводить доступным способом серийный отбор образцов и на его основе осуществлять статистический контроль датировок, что на сегодня является важнейшим критерием их проверки.

Нужно сказать, что с началом использования ТЛ датирования остро встал вопрос о валидности получаемых возрастных определений. Наряду с датировками, согласуемыми с данными доказавших свою надежность методов датирования ( $^{14}\text{C}$  и др.) пошел вал результатов настолько неправдоподобных, что некоторые исследователи стали говорить о неприемлемости ТЛ метода вообще. Начался активный поиск выхода из сложившейся ситуации, поскольку, несмотря на многочисленные попытки найти альтернативные технологии датирования, ТЛ метод оказался вне конкуренции – в качестве таймера он использует мелкопесчаную фракцию горных пород, содержащих фактически вездесущие минералы, а охватываемый им временной диапазон достаточно велик – первые сотни тысяч лет.

Чтобы решить проблему, была поставлена задача: *сделать анализ прежних методик и выявить возможно заложенные в них просчеты, а затем, избавившись от дорогостоящих процедур, сделать метод надежным, доступным по стоимости и позволяющим вести серийный отбор и обработку образцов с выходом на статистический контроль получаемых результатов.* В задаче выделялись два момента – выбор правил пробоотбора и технологии датирования, и в каждом случае решение искалось на основе тщательно проводимого эксперимента. Разработанные правила пробоотбора освещены в (Шейнкман, 2011; Шейнкман, Мельников, 2011), поэтому здесь остановимся на второй части задачи.

В целом ТЛ метод основан на свойстве определенных минералов излучать, при термическом



воздействии, в виде света (люминесцировать) абсорбированную ими в толще пород, в которых они находятся, энергию ее радиационного поля. Определив активность этого поля и измерив термически стимулированное свечение, вычисляют дозу и скорость поглощения минералом-таймером радиации, и тогда по законам кинетики ТЛ рассчитывают время его нахождения в датруемой породе, получая ее возраст. Многочисленные эксперименты показали (Sheinkman et al., 2011), что у прежних ТЛ технологий по причине громоздкости и трудоемкости заложенных в них процедур определяет не только дороговизну и малую производительность, но и значительное число невалидных датировок.

Для расчета ТЛ возраста нужна величина импульсов из образцов в состояниях обнуления и насыщения энергией облучения. Обнулить минерал-таймер несложно – это делает ультрафиолетовое облучение или высокотемпературный обжиг. Но для насыщения образцов изначально применялась трудоемкая процедура их искусственного облучения в радиационных полях, которые на порядки сильнее естественных полей в толщах изучаемых пород, а величина накопленной таймером дозы облучения вычислялась по общему выплеску ТЛ без его детального анализа, и именно в этих процедурах оказалась заложена причина последующих искажений. Связано это с различными подходами к кинетике ТЛ.

Кинетика люминесценции – учение о законах возгорания и затухания свечения в минералах-люминофорах. При первом порядке кинетики люминесценция быстро разгорается и быстро гаснет. Графически ТЛ-импульс будет тогда островершинный, и практически большая его часть в области нарастания ТЛ зеркальна области затухания, или даже график спада ТЛ будет круче графика ее нарастания. Однако при порядке кинетики выше первого процесс будет существенно отличаться: даже если ТЛ разгорается быстро, ее затухание будет затянуто, и графическое отражение процесса будет иным – график ТЛ-импульса в области высоких температур становится удлиненным и пологим. Соответственно расчет ТЛ по моделям с разным порядком кинетики, как и процедуры получения параметров дозы облучения минерала-таймера должны быть принципиально иными. Но чтобы выяснить это, нужна была разработка и принципиально иных подходов и аппаратуры фиксации ТЛ.

Традиционное вычисление палеодозы минерала-таймера на основе усредненных параметров – замера общего выплеска ТЛ искусственно облученных образцов только по оптическим каналам, опиралось на исходно принятый еще на заре создания метода первый порядок кинетики ТЛ процесса. Однако эксперименты (Sheinkman, Shlukov, 2001; Shlukov,

2007) показали, что у кварца *я второй порядок кинетики ТЛ* – с помощью специальной аппаратуры, нацеленной на выявление тонких механизмов ТЛ, был четко установлен затянутый характер графика ТЛ в области ее спада. Но наличие порядка кинетики выше первого у кварца определяет, что насыщение минерала-таймера в естественном слабом радиационном поле в толще пород в течение тысяч лет не адекватно нахождению минерала-таймера в течение дней в лабораторном радиационном поле, которое в любом случае на несколько порядков сильнее. Импульс искусственно облученного образца может отличаться от природного многократно, соответственно искажая результаты датирования. Кроме того было установлено, что оптические свойства у кварца из разных регионов отличаются, и соответственно отличается получаемый ТЛ сигнал. В итоге от дорогих процедур искусственного облучения образцов, замеров ТЛ по оптическим каналам и традиционных расчетов по модели первого порядка кинетики было решено отказаться.

Было установлено, что максимальные пики ТЛ у кварца сдвигаются в область высоких температур тем сильнее, чем моложе образец, и этот сдвиг достигает 100°C, что достаточно для точного определения возраста по этому параметру. Описывает сдвиг модель, основанная на уравнении кинетики общего порядка, и экспериментальные данные согласуются с численной моделью при порядке кинетики равном 2,1. Отсюда принципиальное решение – отойдя от оптических измерений, перейти к замеру температуры максимумов дозиметрического пика, что позволяет минимизировать инструментальные ошибки, связанные с калибровкой оптического канала и контролем массы образца. На оптическом канале тогда достаточно выполнить лишь относительные измерения интенсивности свечения для выделения положения максимума пика на графике кривой термовысвечивания.

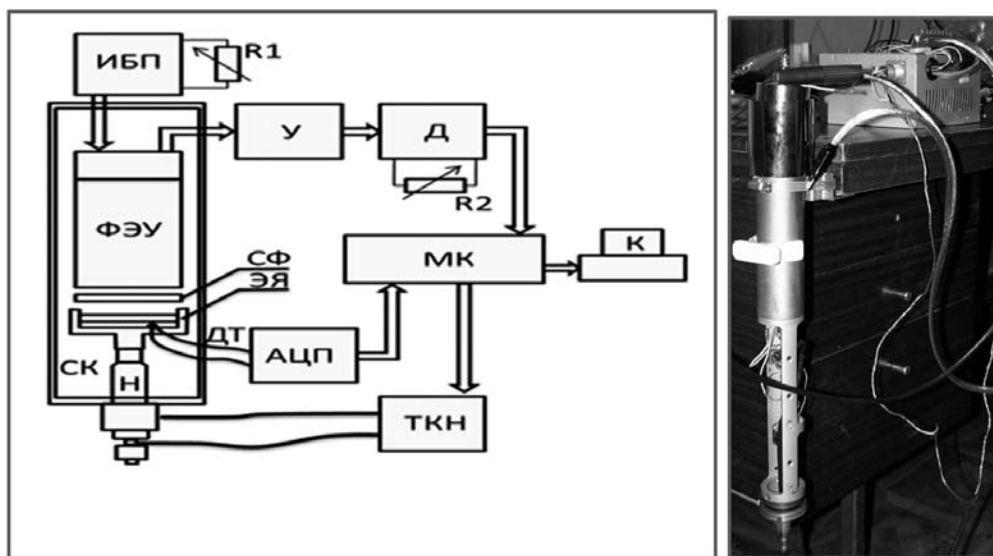
В данном подходе главное внимание уделяется точному измерению температуры ТЛ пика образца, и это более простая задача, чем оптические измерения спектрометрического уровня. Высокая точность в канале температуры достигается индивидуальной калибровкой системы нагрева образца и конструктивным обеспечением его хорошего теплового контакта со спаем термопары регистратора ТЛ. Развитие технологии в таком направлении, т.е. – основанном на использовании порядка кинетики ТЛ кварца выше первого, позволяет значительно упростить аппаратуру и методику ТЛ-датирования.

Рабочий вариант и принцип работы ТЛ-регистратора показаны на рис. 1. Методика измерений (Писарев и др., 2012) с его помощью заключается в регистрации ТЛ, возникающей при нагреве в диапазоне температур 20–400 °C испытуемого образца,



в виде навески (10–20 мг) песчинок кварца на закрытой светонепроницаемым кожухом нагревательной ячейке. В автоматическом режиме электронная система запускает технологический процесс с выключением и фиксацией ТЛ-сигнала, нагревая ячейку с песчинками кварца с постоянной скоростью до температуры 400°C и регистрируя свечение путем подсчета фотонных импульсов в единицу времени с фотоэлектронного умножителя (ФЭУ).

Таким образом, реально сделать возрастную диагностику четвертичных отложений намного более экономичной и рентабельной, чем в традиционной технологии ТЛ. А поскольку разработанный на основе данного подхода ТЛ-регистратор компактен – размером как промышленный радиометр, он может быть изготовлен в переносном исполнении и применен для проведения измерений непосредственно в полевых условиях



**Рис. 1.** Функциональная схема и общий вид рабочего варианта прибора ТЛ регистратора. Обозначения: ЭЯ – экспериментальная ячейка; МК – микропроцессор; ФЭУ – фотоэлектронный умножитель; ИБП – высоковольтный импульсный блок питания; У – усилитель; Д – дискриминатор; СФ – светофильтры; Н – нагреватель; ТЛН – транзисторный ключ нагревателя; ДТ – датчик температуры; R1 и R2 – резисторы; АЦП – аналого-цифровой преобразователь; СК – светонепроницаемый кожух; К – компьютер

### Список литературы

1. Писарев А.Д., Шейнкман В.С., Панюков Д.А. К вопросу о датировании мерзлых толщ: разработка новых подходов, методики и аппаратуры при проведении термолюминесцентного датирования // М-лы X междунар. Конф. по мерзлотоведению. Салехард, 2013. Т. V. С. 117–118.
2. Шейнкман В.С. Абсолютное датирование четвертичных отложений – современное состояние и перспективы // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2011. № 71. С. 5–46.
3. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Новый подход к датированию мерзлых толщ: использование технологии термо-стимулированной люминесценции последнего поколения // Криосфера Земли, 2011. Т. XV. № 4. С. 114–119.
4. Sheinkman V.S., Melnikov V.P. & Panyukov D.A. A new approach to TL dating and its realization in Siberia // Proceedings of the XVIII INQUA Congress. Bern, 2011, ID 622.
5. Sheinkman, V. S., Shlukov, A. I. Experimental age determination of the Lisan sediments by speeded-up technique of TL dating (S-S method). Israel Geol. Soc. Annual meeting, 2001. P. 110.
6. Shlukov A.I., Sheinkman V.S. Dating the highest Sediments of the Dead Sea Late Pleistocene. Precursor by new TT-technique // Quaternary International, 2007. Vol. 167–168. – XVII INQUA Congress: ELSEVIER, P. 382.

**ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ  
СИБИРИ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО  
ФОРМИРОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ  
КРИОЛИТОЗОНЫ**

**QUATERNARY GLACIATION  
IN SIBERIA AND SPECIFICITY  
OF ITS DEVELOPMENT  
UNDER PERMAFROST CONDITIONS**

**В.С. Шейнкман, В.М. Плюснин**

*Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия  
vlad.sheinkman@mail.ru*

**V.S. Sheinkman, V.M. Plyusnin**

*Institute of geography, SB RAS, Irkutsk, Russia*

Проблема четвертичного оледенения обретает сегодня новое, причем весьма значимое, звучание, что связано с оценкой текущего потепления климата и его прогнозом. Ведь ледники для окружающей их среды являются чутким индикатором баланса тепла и влаги и, оставляя хорошо выраженные, долго сохраняющиеся следы своего геологического воздействия, формируют основу, которая позволяет восстанавливать ритмику оледенения, и отсюда – выходить на палеоклиматические реконструкции определенного этапа его развития. Соответственно появляется возможность создания палеогеографических и прогностических моделей с обоснованием трендов «от прошлого к настоящему, и от настоящего к будущему».

Построение таких моделей требует ответа на важнейший вопрос, что брать за базис – о формате оледенения в Сибири в прошлом, от которого берется точка отсчета, мнения разные, и от того, какой его тип исходно будет принят в строящейся модели, зависит суть самой модели. Одни исследователи закладывают в основу формат покровного оледенения Сибири, другие его отрицают – аргументируя ошибочное принятие за следы ледников образований, сформированных иными процессами. В изрядной степени причина разногласий обусловлена приверженностью исследователей к определенным стереотипам и недоучетом особенностей формирования оледенения собственно в Сибири, где специфика развития ледников определяется тем, что в течение всего квартера они находились в области криолитозоны и большей частью располагались около и южнее Полярного круга. Расположение ледников на этих широтах и в обстановке с хорошо выраженной криолитозоной подразумевает их развитие в условиях континентального климата с долгой холодной зимой и теплым, нередко – жарким, летом. Это определяет, с одной стороны, значительную абляцию на ледниках даже в криохроны, а с другой – компенсацию ее. Но компенсацию за счет не обильного снежного (как принято в традиционной

альпийской модели), а ледяного питания – посредством наложенного льда, когда в условиях малого увлажнения летом реализуется холод, запасенный ледниками зимой. Кроме того, в отличие от циркумполярных ледниковых щитов, формирование которых реально в течение всего плейстоцена (как, например, в Антарктиде), сибирские ледники чутко реагировали на ход геологически коротких термочронов и криохронов квартера и то исчезали почти полностью в межледниковье, то значительно увеличивались в ледниковье.

Таким образом, традиционные подходы, опирающиеся на привычно используемые исследователями альпийские каноны, в случае их применения в Сибири могут порождать изрядные искажения картины оледенения. Напомним, что традиционная альпийская модель подразумевает активное испарение влаги с океана, ее перенос на континент, над которым она проходит относительно небольшое расстояние, и консервацию на определенное время ледниками, лежащими большей частью своего тела на не мерзлом ложе, той части влаги, что выпадает в твердой фазе. Главным фактором оледенения тогда служит интенсивный метаморфизм снега при его обилии, а затраты приходящего к ледникам тепла в основном идут на преодоление порога таяния находящегося преимущественно в изотермическом (при температуре около 0°C) состоянии, но имеющего большую теплоту плавления льда. Причем уравнивается таяние главным образом активным поступлением в зону абляции новых порций ледовой массы, и при такой организации вещества и энергии во время глобальных похолоданий климата ледники могут успеть достичь конечной стадии развития – ледникового щита – даже в условиях геологически быстрой, как это имело место в квартере, смены криохронов термочронами. Причина – в данном случае исходно хорошо выражены влажные гигротические фазы оледенения (Величко, 1981). Поэтому на фоне сохраняющегося тогда первое время обильного сне-

гонакопления и уменьшения срока абляции будет быстро опускаться фирновая линия, что вызовет активный рост ледников – пока холодная и влажная криогигротическая фаза оледенения не сменится криоксеротической, холодной и сухой фазой.

Хотя применение отмеченной модели привычно, следует повторить, что в находящейся в условиях континентального климата Сибири ее использование неприемлемо. Здесь криолитозона – фоновый фактор, и по-иному распределяется и консервируется влага, которая поступает в Сибирь в основном с западным переносом воздуха, преодолевая большие расстояния и изрядно расходуясь по пути. В четвертичные криохроны немалую ее часть перехватывал ледниковый щит на севере Европы, так что общий объем перебрасываемой в Сибирь влаги не может быть большим ни сегодня, ни в прошлом. При этом значительная часть влаги консервируется в Сибири не ледниками, а льдами мерзлотного генезиса.

По-иному реагируют ледники в Сибири и на похолодания климата. Находясь исходно в условиях, когда количество поступающих атмосферных осадков невелико, а в ходе похолодания их становится еще меньше (тогда как летняя абляция будет все равно оставаться высокой), ледники будут расти медленно, причем в приледниковой зоне все больше влаги станет консервироваться наледями и подземными льдами. В результате за геологически короткие криохроны квартера такие ледники реально могут успеть достичь только стадии долинных форм различной иерархии, а не конечной стадии – покровного оледенения.

Сказанное относится и к горным сооружениям Сибири и к равнинам на севере Сибири, куда потоки льда могли спускаться в квартере из ледниковых центров в окаймляющих равнины горных сооружениях. В горах исследования современных и древних гляциальных образований авторами ведутся уже в течение многих лет (Шейнкман и др., 2011; Sheinkman, 2011), а в последние годы ими также изучаются следы бывшего оледенения на Западносибирской равнине и его связь с ледниками в обрамляющих этот регион хребтах. В середине прошлого века именно в этом регионе была обоснована концепция ритмики древнего оледенения Сибири, и споры о нем здесь имеют, соответственно, длительную историю.

Наиболее интересным, в рассматриваемом аспекте, объектом являются Сибирские Увалы. Морфологически это невысокая гряда с максимальными отметками около 300 м, вытянутая по правому борту долины Средней Оби несколько ниже впадения в нее Иртыша (рис. 1-1). Форма гряды и наличие в составе слагающих ее отложений эрратических валунов нередко служат осно-

ванием для выводов, что Увалы являются мореной, фиксирующей границы бывшего ледникового щита, занимавшего север равнины. Наши исследования показали, что Увалы мореной не являются, а представляют собой сложно построенную систему Обских террас – блок осадочных пород, поднятых тектоникой по древним, обновлявшимся в плейстоцене разломам. Эрратический каменный материал (рис. 1-2, 3) присутствует в террасах и имеет исходно ледниковое происхождение – это типичные обломки морены с бороздами и царапинами (рис. 1-4), но они лишь вкраплены в отдельные слои слагающей Увалы преимущественно песчаной толщи. В ее формировании принимали участие различные процессы. Частично – деятельность ледников, спускавшихся на равнину из центров оледенения в обрамляющих Западную Сибирь горах, и вытекавших из-под них потоков талых вод. Но в большей степени – аккумулятивно-эрозионное воздействие собственно р. Оби и трансгрессии моря со стороны Арктики. Причем все это протекало на фоне многолетнего промерзания горных пород (Земцов, 1976; Кузин, 2005; Шполянская и др., 2006; Васильев и др., 2011). Валун и галька, вкрапленные в тонкодисперсные отложения террас, порой вымываются текущими по их склонам ручьями и скапливаются у подножия, образуя на некоторых отменях плащ соответствующих отложений (рис. 1-2, 3). Изучение каменного материала в западной части Увалов показало, что он принесен с севера Урала, а в восточной – с севера Среднесибирского плоскогорья, преимущественно с плато Путорана и частично с Таймыра. Тогда как в строении осадков на низменности к северу от Увалов отражен лишь ход криогенеза и саморазвитие текущих здесь рек, менявших свой режим под влиянием морских трансгрессий.

С позиций криологии Земли (Шейнкман, 2008; Sheinkman, 2011) ледниковые покровы в горном обрамлении Западной Сибири в квартере реальны, но они были локальными, и их воздействие было ограничено. Северо-Уральский покров оказывал влияние на европейском склоне Урала и прилегающей равнине, а на азиатском склоне был приурочен к предгорьям и максимально мог спуститься только к отрезку долины, прорезаемой Обью в Увалах, и перегородить ее – потоку льда для этого нужно было преодолеть относительно небольшое расстояние. Однако Путорана, не говоря уже о Таймыре, находится на значительно большем, чем Урал, расстоянии от Увалов и в условиях существенно большей криоаридизации (Sheinkman, 2011) – медленнодвигающиеся отсюда холодные ледники за геологически короткие криохроны не могли продвинуться дальше предгорий. Даже с плато Путораны поток льда вряд ли мог спуститься южнее Нижней



Тунгуски (рис. 1-1). Поэтому наиболее вероятно, что перемытый каменный материал в восточной части Увалов, не образующий сплошного покрова и лишь вкрапленный в песчаные отложения, – результат айсбергового разноса обломков морены с ледников

Путораны и Таймыра во время трансгрессии моря, когда его зеркало поднималось до предгорий. Таким образом, и в данном регионе речь может идти только о горном оледенении, находящемся в течение всего квартера в области криолитозоны.

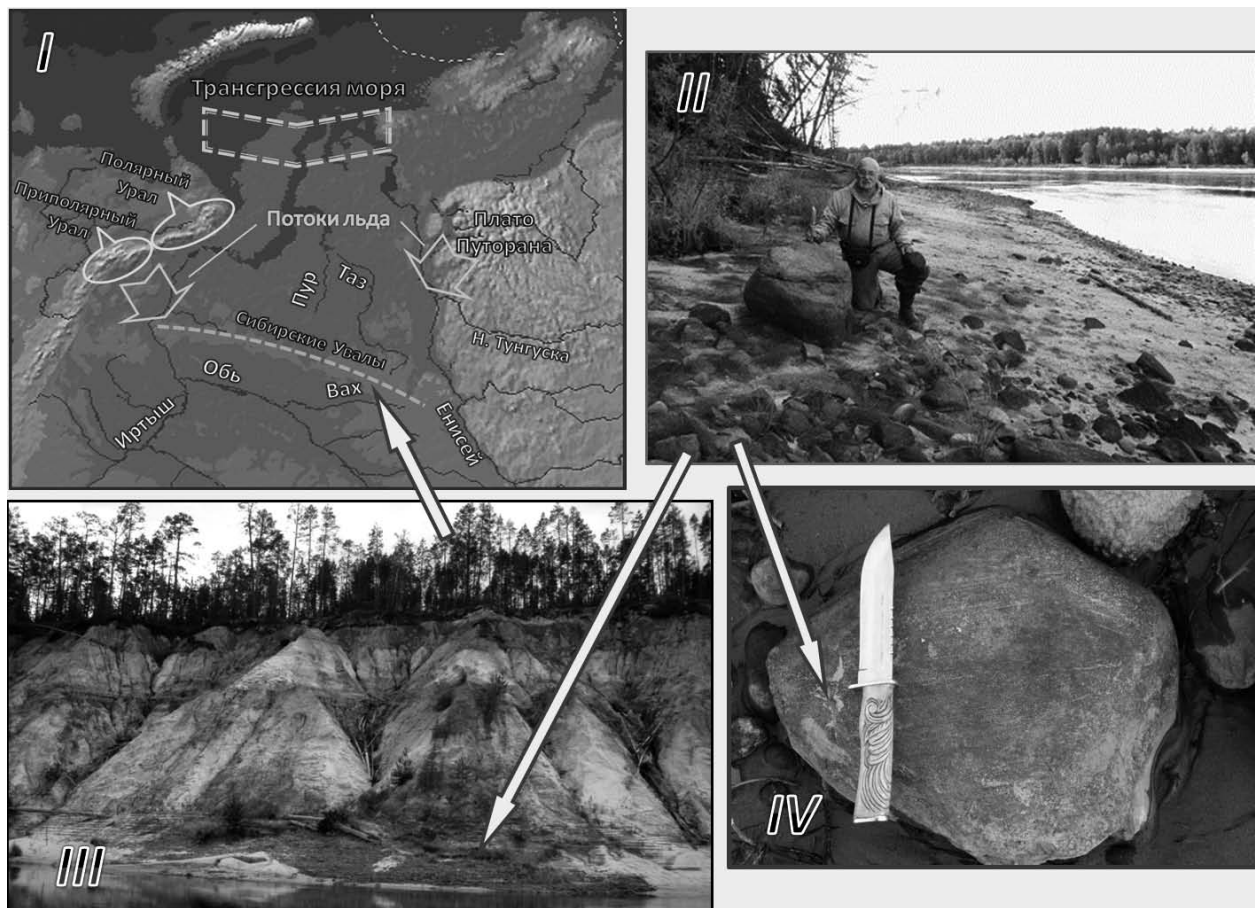


Рис. 1. Каменный материал перемытой морены у подножия песчаных террас в долине р. Вах, прорезающей Сибирские Увалы

#### Список литературы

1. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли, 2011. Т. XV, № 2. С. 56–64
2. Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука, 1981. С. 220–246.
3. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: ТГУ, 1976. 344 с.
4. Кузин И.Я. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. С-Пб, Государственная полярная академия, 2005. 176 с.
5. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли, 2006. № 3. С. 49–60
6. Шейнкман В.С., Плюснин В.М., Иванов Е.Н., Китов А.Д. Нивально-гляциальные явления в горах Прибайкалья в свете новых данных и новых подходов // Лед и снег, 2011. № 4. С. 94–105.
7. Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов // Мат. гляциологических исследований, 2008. № 105. С. 51–72.
8. Sheinkman V. S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. Amsterdam, Elsevier, 2011. P. 883–907.



ПОСЛЕЛИХВИНСКИЕ | POST LIKHVIN  
МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ СРЕДНЕГО | INTERGLACIAL PERIODS  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО- | OF MIDDLE PLEISTOCENE  
ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ | OF EASTERN EUROPEAN PLAIN

С.М. Шик

Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия  
smshick@list.ru

S.M. Shik

Regional inter-departmental commission at center and south of Russian plain, Moscow, Russia

Во всех действующих региональных стратиграфических схемах четвертичных отложений Европейской России в среднем неоплейстоцене выделяется не более двух оледенений и двух межледниковий (Решение ... 1986; Постановления ... 2002). В то же время большинство исследователей сопоставляет первое оледенение среднего неоплейстоцена – лихвинское с 11 изотопно-кислородной стадией (ИКС); следовательно, в среднем неоплейстоцене должны существовать два послелихвинских межледниковья, отвечающие 9 и 7 ИКС. В Западной Европе такие межледниковья давно выделяются (Urban et al., 1991; Turner, 1998; de Beaulieu et al., 2001; Global ... 2009); выделены они и в решении МСК России по Общей стратиграфической шкале четвертичной системы (Постановления ... 2008). Представляется целесообразным подробнее рассмотреть вопрос об этих межледниковьях.

Первое послелихвинское межледниковье, соответствующее 9 ИКС, хорошо выражено в Чекалинском разрезе, где отвечающие ему отложения давно описаны в качестве *чекалинского* потепления межледникового характера (Судакова, 1975; Болиховская, 1995, и др.); под таким названием оно и выделяется в стратиграфической шкале (Постановления ... 2008). Однако, эти отложения имеют небольшую мощность, и по ним не может быть получена достаточно полная палинологическая характеристика. Хорошо представлена соответствующая этому межледниковью *каменная* ископаемая почва (Величко и др., 1984, и др.). Однако, в Европейской России не известно сколько-нибудь полных разрезов озерных отложений этого возраста с хорошими спорово-пыльцевыми диаграммами. Это связано, вероятно, с тем, что межледниковые озерные отложения обычно приурочены к западинам ледникового рельефа, оставленного предшествовавшим оледенением, а оно занимало очень небольшую площадь на севере ВЕП, и озерные отложения последующего межледниковья были уничтожены ледниками более поздних оледенений (Шик и др., 2006; Шик, 2013).

Зато достаточно полно изучены отложения второго послелихвинского межледниковья – *горкинского* (выделяющегося на северо-востоке Европейской России в качестве *родиноновского*). Для него характерны очень своеобразные спорово-пыльцевые диаграммы с содержанием широколиственных пород не более 20–25 %, представленных только дубом, вязом и липой. Содержание пыльцы ели в климатическом оптимуме достигает 40 %, а пыльцы орешника не превышает 10 %; присутствуют единичная пыльца лиственницы, а в его верхней части – и пыльцы пихты. Среди карпоидов не более 4–5 вымерших форм.

Озерные отложения этого возраста известны только в пределах распространения предшествовавшего вологодского (печорского) оледенения (Горки (Проблемы ... 2000), Пальниково (Шик и др., 2009, и др.), где они залегают между вологодской и московской моренами). Однако аллювиальные отложения этого возраста известны и южнее (Сатинский полигон в Калужской области (Реконструкция ... 2008)), Рождество в Смоленской области (Шик и др., 2002), Липна во Владимирской области (Путеводитель ... 1984). Вероятно, к этому межледниковью принадлежат и отложения давно известного разреза Вавилята в Костромской области, вскрытые под московской мореной и рассматривавшиеся как лихвинские (Бреслав, 1971). В них широколиственных пород (липа, дуб и вяз) также не более 20 %, а орешника – не более 5 %. Пыльцы ели в климатическом оптимуме до 45 %; встречена пыльца пихты (до 5 %).

Принадлежность рассматриваемого межледниковья 7 ИКС подтверждается результатами уран-ториевого датирования по разрезу Родионово (Арсланов и др., 2006). Вероятно, ему отвечает *роменская* ископаемая почва, гораздо хуже выраженная, чем *каменная*; многие исследователи считают роменскую почву межстадиальной (Величко и др., 1984, и др.), но Н.И. Глушанкова (2008) приводит убедительные доводы в пользу ее межледникового характера.

В свете рассматриваемой проблемы целесообразно обсудить имеющиеся материалы по территории Литвы. Там О.П. Кондратене (1996) выделяет в послелихвинских отложениях среднего неоплейстоцена одно межледниковье – *снайгупельское*, которое сопоставляет с 7 ИКС. Однако для типичных снайгупельских отложений (разрезы Снайгупеле, Буйвиджяй и др.) характерно высокое (до 50 %) содержание пыльцы широколиственных пород и их разнообразие; в первой половине межледниковья преобладают дуб и липа, а во второй – граб. Содержание пыльцы орешника (который кульминирует между максимумами дуба и липы) достигает 90 % от суммы пыльцы остальных древесных пород. Пыльца лиственницы и пихты в климатическом оптимуме не встречена; ель также отсутствует или ее не более 10 %. Среди карпоидов встречено 9 вымерших форм.

Позже (Kondratiene et al., 2009) к снайгупельскому межледниковью отнесены и занимающее то же стратиграфическое положение отложения с совсем другой палинологической характеристикой, развитые в окрестностях Клайпеды. Для них характерно невысокое (20–25 %) содержание пыльцы широколиственных пород, представленных дубом, вязом и липой. В конце межледниковья появляются единичные пыльцевые зерна граба. Если в климатическом оптимуме не менее 20 %, а иногда и до 45 %. Постоянно присутствует единичная пыльца лиственницы, а содержание пыльцы орешника не превышает 3–5 %. Таким образом, отложения окрестностей Клайпеды очень сходны с отложениями горкинского межледниковья\* и существенно отличаются от типичных снайгупельских отложений, свидетельствующих о гораздо более теплых условиях.

\* Присутствие пыльцы граба, которого нет в горкинских отложениях, может объясняться более западным положением разрезов окрестностей Клайпеды.

Можно высказать предположение, что отложения окрестностей Клайпеды имеют другой возраст, чем типично снайгупельские; первые действительно относятся к 7 ИКС и отвечают горкинскому межледниковью, а вторые характеризуют более древнее и значительно более теплое межледниковье, отвечающее 9 ИКС и выделенное в стратиграфической схеме как чекалинское. Если это предположение верно, мы имеем в Литве представительные разрезы межледниковых отложений, относящихся к 9 ИКС и заметно отличающиеся по многим признакам от всех других межледниковий, известных на Восточно-Европейской равнине.

Можно отметить, что и в Западной Европе разрезы межледниковых отложений, относимых к 9 и 7 ИКС (Urban et al., 1991; Urban, 1995, и др.), сходны с известными на Восточно-Европейской равнине. Для разреза Рейнсдорф, сопоставляемого с 9 ИКС, характерно достаточно высокое содержание пыльцы широколиственных пород (более 50 %); в первой половине межледниковья преобладают дуб и липа, а во второй – граб. Отчетливый максимум пыльцы орешника приходится между максимумами дуба и граба. В разрезе Шёнинген содержание широколиственных пород значительно меньше, а количество пыльцы орешника не превышает 10 %. Правда, в разрезе Рейнсдорф во второй половине межледниковья присутствует пыльца пихты, которой нет в Снайгупеле, а в разрезе Шёнинген больше широколиственных пород, во второй половине межледниковья преобладает пыльца граба и не встречена пыльца лиственницы, но эти отличия легко объясняются более западным положением соответствующих разрезов. Следует сказать, что и по мелким млекопитающим отложения Рейнсдорфа сопоставляются с 9 ИКС (Markova et al., 2012).

### Список литературы

1. Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. и др. Датирование Th/U изохронным методом и палеоботаническое изучение среднеплейстоценового разреза Родионово на северо-востоке Европейской части России // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб.: ВСЕИИ, 2006. С. 13.
2. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
3. Бреслав С.Л. Четвертичная система // Геология СССР. Т. IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. С. 489–636.
4. Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1984, № 6. С. 5–19.
5. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск-Москва: Маджента, 2008. 348 с.
6. Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.
7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 56 с.
8. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

9. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). М.: ГЕОС, 2000. 99 с.
10. Путеводитель экскурсии 10-В 27-го Международного геологического конгресса. Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского. М.: Наука, 1984. 17 с.
11. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: МГУ, Географический факультет, 2008. 167 с.
12. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.+11 табл.
13. *Судакова Н.Г.* Новое о лихвинском стратотипе. ДАН СССР, 1975, т.221, № 1. С. 168–171.
14. *Шик С.М.* Неоплейстоцен центра Европейской России (современные представления о стратиграфии и палеогеографии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013 (в печати).
15. *Шик С.М., Зарина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.
16. *Шик С.М., Козлов В.Б.* Четвертичные отложения Смоленской области // Четвертичные отложения, экология и полезные ископаемые Смоленской области. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 11–49.
17. *Шик С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А. и др.* Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 4, 2009. С. 111–121.
18. Global chronostratigraphical correlation table for the 2.7 million years. 2009.
19. *de Beaulieu J.-L., Andrieu-Ponel V., Reille V. et al.* An attempt at correlation between the Valau pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe // Quaternary Science Reviews, 2001. 20. P. 1593–1602.
20. *Kondratiene O., Damusyte A.* Pollen biostratigraphy and environmental pattern of Snaigupele Interglacial, Late Middle Pleistocene, western Lithuania // Quaternary International, 2009. 207. P. 4–13.
21. *Markova A.K., van Kolfschoten T.* Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern and Western Europe: chronology, correlation // Geography environment sustainability, 2012. № 04 (v. 5). P. 17–23.
22. *Turner Ch.* Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International, 1998. Vol. 47/48. P. 41–49.
23. *Urban B.* Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schoningen) in the Schoningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany) // Meded. Rijks Geol. Dienst, 1995. 52. P. 175–186.
24. *Urban B., Lenhard R., Mania D. et al.* Mittlpleistzan im Tagebau Schoningen, Landkreis, Helmstedt. // Z. dt. Geol. Ges., 1991. 142. P. 351–372.

# КАСПИЙСКИЙ РЕГИОН – ОПОРНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ «КВАРТЕРА РОССИИ» | THE CASPIAN REGION IS THE REFERENCE STRATIGRAPHIC SECTION FOR «QUATERNARY OF RUSSIA»

**В.К. Шкатова**

*Всероссийский геологический научно-исследовательский институт  
(ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия  
Valentina\_Shkatova@vsegei.ru*

**V.K. Shkatova**

*All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia*

Опорные стратиграфические разрезы являются базой для подготовки стратиграфической основы (местных и региональных стратиграфических схем) на материале которых, в свою очередь, строятся серийные легенды для листов Гостеолкарт 1000/3 и 200/2.

Каспийский регион в системе Волга-Урал-Каспий (акватория) имеет региональное (территориальное) значение и представляет собой уникальный опорный стратиграфический разрез с наиболее полной и богато охарактеризованной органическими остатками последовательностью нормально-морских отложений. Другого подобного разреза на территории России нет.

По стратиграфическому диапазону разрез охватывает интервал четвертичной системы в объеме 2,6 млн лет и относится к опорным разрезам регионального значения первой категории. В нем находятся стратотипы практически всех неоплейстоценовых и голоценовых стратиграфических подразделений, которые прослеживаются в естественных выходах на значительной территории бассейнов рек Волга и Урал и на территории Западного Прикаспия. Для стратификации более древних подразделений на суше кроме естественных разрезов используются керны буровых скважин, а в акватории Каспия – керны скважин и грунтовых колонок, а также высокоразрешающие сейсмоакустические профили. Использование буровых скважин для составления опорных разрезов такой категории допускается.

Каспийский регион – эталон климато-биомагнито-стратиграфического расчленения. Высокая степень геологической изученности обеспечивается прекрасно обнаженными и доступными для изучения многокилометровыми разрезами по обоим берегам рек Волги и Урала. Это дает возможность применения метода непрерывной пространственной документации в естественных разрезах, что позволяет *выявить* фациальную изменчивость, соотношения нижних и верхних границ подразделений, получить полные *литологическую, пале-*

*онтологическую* (по малакофауне, териофауне, палеокарпологии, палинологии, харовым водорослям, остракодам, фораминиферам, радиоляриям, энтомофауне) и *палеоклиматическую* (с количественными определениями палеотемпературы, палеосолености и изотопного состава кислорода Каспийских бассейнов) *характеристики*, истинную стратиграфическую последовательность и пространственное взаимоотношение стратифицируемых образований, выделить реперные уровни с их индивидуальной особенностью (с характерными базальными горизонтами, погребенными почвами, мерзлотными нарушениями и др.) и датировать их (радиоуглеродным, торий-урановым, термлюминесцентным, электронно-парамагнитно-резонансным и палеомагнитным методами).

Предлагаемая (рис. 1) стратиграфическая схема Каспийского региона (территории) в системе Волга-Урал-Каспий (акватория) как опорный стратиграфический разрез «Квартера России» с нижней границей 2,6 млн лет построена на чередовании трансгрессивных и регрессивных горизонтов, обоснованных материалами по суше и акватории, и на датированных реперных уровнях (Шкатова 2007, 2011; Shkatova, 2010).

Трансгрессии и регрессии на суше и в акватории являются ярко выраженными геологическими событиями не только регионального, но и глобального значения. Они могут выделяться в самостоятельные региональные трансгрессивные и регрессивные горизонты, которые образуют закономерную систему последовательности этапов геологической истории квартера. Особенно это касается регрессивных эпох, являющихся климато-био-магнитостратиграфическими и тектоническими рубежами.

Новый, важный для квартера и еще недостаточно изученный на территории России рубеж связан с понижением границы квартера на уровень 2,6 млн лет (МСК, 2011 г.), совпадающий с инверсией Гаусс-Матуяма. В Каспийском регионе он проходит также по инверсии Гаусс-Матуяма в морских



отложениях внутри среднеакчагыльского (неоген-квартер) горизонта между урдинским верхнеплиоценовым и эоплейстоценовым (Шкатова, 2012) узенским подгоризонтами. Эта граница представляет наибольший интерес с точки зрения ее значимости и опознания в естественных разрезах и скважинах.

Урдинские верхнеплиоценовые образования охарактеризованы богатым в видовом и количественном отношении комплексом эвригалинных

и солоноватоводных умеренно-теплолюбивых моллюсков, фораминифер и остракод. Они содержат спорово-пыльцевые комплексы лесного типа с господством пыльцы темно- и светлохвойных пород при значительной роли лиственных, в том числе широколиственных пород бореального типа, при незначительном участии теплолюбивой флоры. Урдинское время характеризуется теплым климатом, а для всего акчагыла это фаза оптимума (Жидовинов и др., 1995).

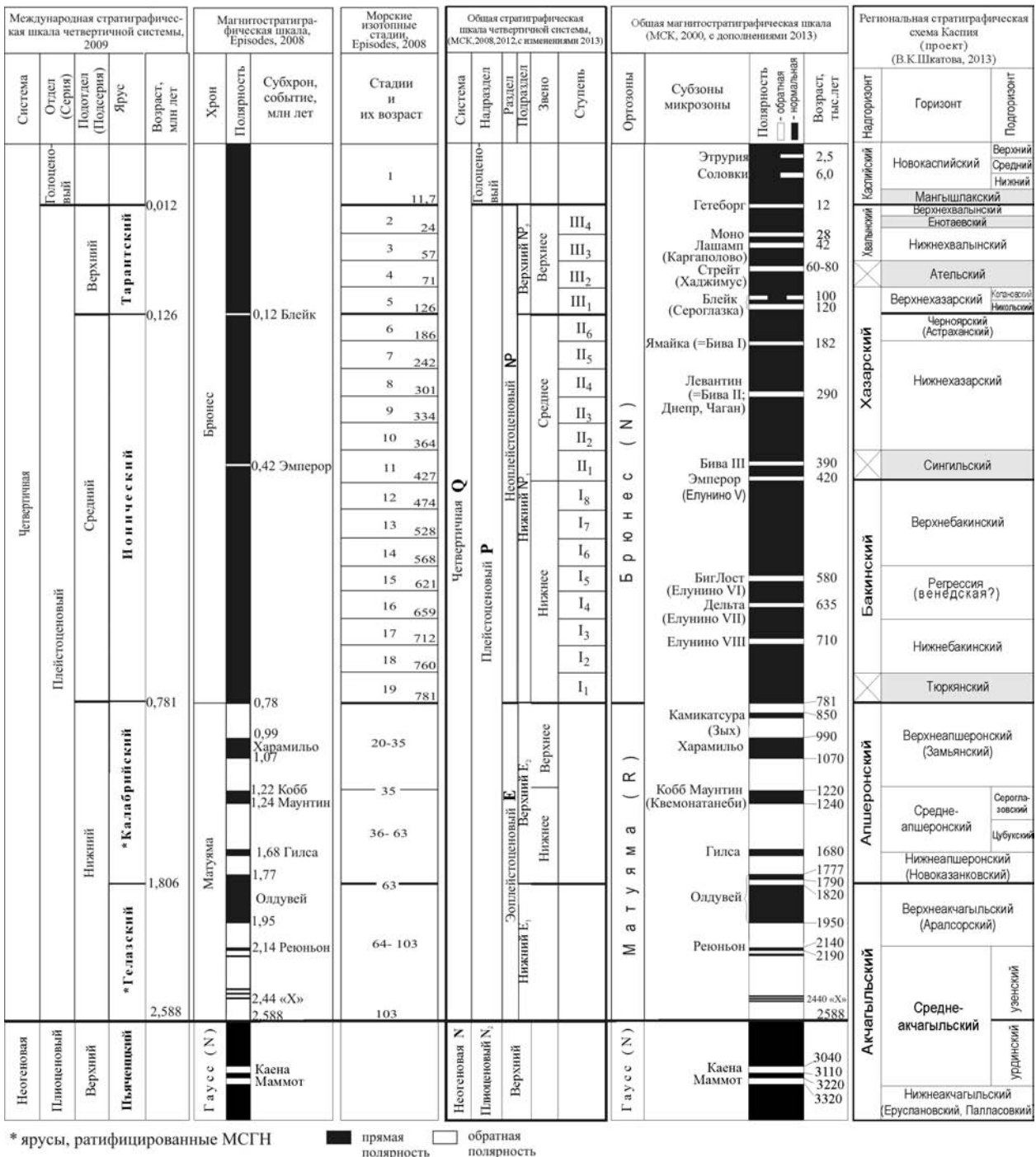


Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема квартера Каспийского региона (Шкатова, 2013)

К границе инверсии Гаусс-Матуяма в палинологическом комплексе происходит сокращение пыльцы древесных и увеличение пыльцы травянистых, что позволяет судить об аридизации и начале похолодания климата. Отмечается сокращение родового и видового состава моллюсков, фораминифер и остракод и широкое развитие континентальных отложений с пресноводной фауной, свидетельствующих о регрессии акчагыльской моря в середине среднеакчагыльской трансгрессии (Востряков, 1967).

Узенские образования вначале характеризуются морскими крайне эвригалинными и солоноватоводными моллюсками и остракодами. Появляется своеобразный комплекс остракод с *Paracyprideis naphthatscholana* (Жидовинов, Кармишина и др., 1982), Палинокомплекс таежного типа, при почти полном

отсутствии пыльцы лиственных древесных пород, травянистых и споровых растений свидетельствует уже о прохладном климате. На смену ему приходит степной марево-полюнный комплекс, что отражает дальнейшую аридизацию и похолодание климата.

Породы урдинского подгоризонта имеют прямую полярность, а узенского – обратную (Жидовинов и др., 1995; Молостовский и др., 2010). Отмечается, что на рубеже 2,6 млн лет происходит довольно значительный рост частоты инверсий (Молостовский и др. 2010).

Уверенно выделенный региональный репер в Каспийском регионе на рубеже палеомагнитных инверсий Гаусс-Матуяма является основой для межрегиональных корреляций «Квартера России» и может быть предложен в качестве стратотипа границы неогена – квартера для территории России.

### Список литературы

1. Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: СГУ, 1967. 354 С.
2. Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Коваленко Н.Д., Федкович З.Н. Биостратиграфия и корреляция плиоценовых отложений юго-востока европейской части СССР / Плиоценовые и плейстоценовые отложения Поволжья Южного Урала. Саратов: СГУ, 1982. С. 7–31.
3. Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д. Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995. Т. 3. № 1. С. 73–80.
4. Молостовский Э.А., Гребенюк Л.В., Богачкин А.Б. Петромагнитная ритмика плиоцен-плейстоценовых формаций Прикаспийской области и ее соотношение с трансгрессивно-регрессивной цикличностью Палеокаспия // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2010. Т. 85, вып. 1. С. 17–26.
5. Шкатова В.К. Предложения по структуре Общей стратиграфической шкалы квартера // Регион. геология и металлогения, 2012. № 49. С. 23–25.
6. Шкатова В.К. Трансгрессивно-регрессивные циклы – основа региональной стратиграфической схемы квартера Каспия / Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2011. Т. I. С. 301–305.
7. Шкатова В.К. Отложения неоплейстоценовых регрессий Каспия в акватории и их аналоги на суше / Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований (Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода 7–9 ноября 2007 г.). Москва, 2007. С. 473–477.
8. Shkatova V.K. Paleogeography of the Late Pleistocene Caspian Basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // Quaternary International, 2010. V. 225. P. 221–229.

**ОТРАЖЕНИЕ НОВОЙ ГРАНИЦЫ  
НЕОГЕНА И КВАРТЕРА  
В «СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ  
КВАРТЕРА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ»** | **THE REFLECTION  
OF THE NEW NEOGENE/QUATERNARY  
BOUNDARY IN THE «QUATERNARY  
STRATIGRAPHIC SCHEME OF RUSSIA»**

**В.К. Шкатова, Е.Л. Грундан**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),  
Санкт-Петербург, Россия  
Valentina\_Shkatova@vsegei.ru, Ekaterina\_Grundan@vsegei.ru*

**V.K. Shkatova, E.L. Grundan**

*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia*

С понижением границы квартера (Постановления МСК ... 2012) до уровня 2,6 млн лет по инверсии Гаусс-Матуяма временной диапазон четвертичной системы увеличился почти на 1 млн лет в объеме гелазского яруса. В связи с этим при составлении листов Госгеолкарт 1000/3 и 200/2 ряд региональных и местных подразделений, ранее относившихся к неогену, требуют существенных изменений в индексации и при изображении на картах геологических тел, охватывающих отложения гелазского яруса. По понятным причинам ни в одной из региональных схем эти изменения еще не отражены. При анализе схем, отражающих состояние стратиграфической базы регионов на момент их составления, выявилась значительная неравномерность в степени детальности и обоснованности выделенных в них подразделений в интервале 2,6–1,8 млн лет, как внутри регионов, так и по мере удаления к востоку от Европейского субрегиона.

В южных регионах Восточно-Европейской платформы (Восточном Паратетисе) и Северотихоокеанской области (Корякском нагорье, Сахалине, Камчатке, Курильских островах) распространены, в основном, морские отложения. На остальной территории России этот интервал представлен континентальными образованиями или стратиграфическим перерывом.

Проследить новую границу неогена – квартера представляется сложной задачей, особенно в регионах, где развиты отложения континентального генезиса. Маркеры границ ярусных подразделений плиоцена для континентальных отложений отсутствуют. Как правило, границы ярусов проходят внутри лито-стратиграфических подразделений, выяснение соотношений местных стратиграфических подразделений с подразделениями ОСШ происходит на основании межрегиональной корреляции.

В центральной части Восточно – Европейской платформы в региональной схеме неогена палео-

Дона (2002 г.) во временном диапазоне 1,8–2,6 млн лет выделены региональные горизонты – верхнедонской и хапровский. На остальной территории России, даже в наиболее изученных южных районах Европейской России – в Самарском, Казанском Поволжье, Прикамье и в Предуралье выделяются по 2–3 свиты или толщи, которые коррелируются с ярусами ОСШ (МСШ) (Унифицированная ... 2004). В остальных регионах, особенно в восточных, к этому временному диапазону относятся нерасчлененные подразделения плиоцена, плиоцена-эоплейстоцена или плиоцена-нижнего звена неоплейстоцена, или образования отсутствуют.

В Каспийском регионе новая граница неогеновой – четвертичной систем проходит по инверсии Гаусс-Матуяма внутри морских образований среднеакчагыльской трансгрессии и совпадает с концом климатического оптимума позднеурдинского времени и началом похолодания в раннеузенское время, которое закончилось климатическим пессимумом в позднеузенское время среднего акчагыла.

В Предуралье и на Урале граница неогена – квартера проходит в подошве зилим-васильевского и аккумуляевского горизонтов, отложения которых охарактеризованы хапровским фаунистическим комплексом. Образование этих горизонтов приходится на среднеакчагыльское время, которое характеризуется развитием максимальной акчагыльской трансгрессии и ее глубокой ингрессией в долины рек, и отвечает началу формирования эпохи Матуяма (Яхимович и др., 1994).

В Западной Сибири прежняя граница неогеновой и четвертичной систем соответствовала подошве кочковского горизонта (эоплейстоцен). После перенесения границы на уровень 2,6 млн лет (подошва гелазского яруса) она проходит в верхней части кулундинского горизонта, которая соответствует гелазскому ярусу (Унифицированная ... 2001). Отложения свит, толщ и слоев в составе верхней части кулундинского горизонта охарактеризованы комплексами остракод, териофауной,

палинокомплексами и палеокарпологияй. Фауна млекопитающих этого интервала представлена подуск-лебяженским комплексом, а граница пьенченцкого (неоген) и гелазского (квартер) ярусов соответствует смене кызыл-айгирского и подпуск-лебяженского комплексов.

В Алтае-Саянской складчатой области (АССО) новая неоген-четвертичная граница проходит в внутри бекенской свиты, нижняя часть которой относится к эпохе Гаусс.

На востоке Сибирской платформы отложения, соответствующие гелазию, практически отсутствуют. Только в некоторых районах этому интервалу отвечает дыгдальская свита (Региональная ... 2005), которая несогласно залегает на миоценовых отложениях. Пьяченцкому ярусу неогена соответствуют отложения табагинского горизонта. По палеомагнитным данным время формирования одноименной свиты определяется концом эпохи Гаусс (Региональная ... 2005). По-видимому граница неоген-четвертичной систем будет соответствовать кровле табагинского горизонта.

На территории Северо-Востока России новая граница неогеновой – четвертичной систем проходит в нижней части кутуяхского горизонта. Отложения одноименной свиты включают фауну мелких млекопитающих, которая сопоставляется с подпуск-лебяжинским комплексом юга Западной Сибири и хапровским комплексом Европы. В стратотипическом разрезе на р. Крестовка формирование кутуяхской свиты приурочено к границе ортозон Гаусс – Матуяма (Минюк, 2004).

В Приморье согласно региональной стратиграфической схеме материковой части Дальнего Востока (1994) рассматриваемому интервалу соот-

ветствовала верхняя часть суйфунского горизонта. По полученным калий-аргоновым датировкам одноименная свита перенесена в квартал (калабрий) (Лихарева, Пушкарь, Черепанова, Павлюткин, 2009). Вместо суйфунского горизонта выделяется шуфанский горизонт, который соответствует занклскому, пьенченцкому и гелазскому ярусам. Верхняя часть шуфанского горизонта (пьяченцкий и гелазский ярусы) охарактеризована комплексом диатомовой зоны, которая отражает новую волну похолодания в плиоцене и стабилизацию холодных условий. Таким образом, новая граница неогена – квартера проходит в верхней части шуфанского горизонта внутри диатомой зоны *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica*.

В дальневосточных районах России новая граница неогеновой и четвертичной систем маркируется по диатомеям (нижняя граница зоны *Neodenticula koizumii* – резкое сокращение численности) более четко, чем прежняя на 1,8 млн лет. С уровнем 2,6 млн лет здесь связано значительное похолодание и понижение температур поверхностных вод (Гладенков, 2011). Если ранее в региональной схеме квартера Сахалина неоген-четвертичная граница проходила по кровле помырского регионального горизонта, то теперь она проходит внутри помырского горизонта, включающего помырскую свиту, верхние части маруямской и нутовской свит, хорошо охарактеризованные ископаемыми диатомеями (Гладенков, 2011). На Камчатке неоген-четвертичная граница располагается вблизи подошвы тусатуваямского и ольховского региональных горизонтов с комплексом диатомей *Neodenticula kamtschatica*, сопоставляемым с зоной *Neodenticula koizumii* (Гладенков, 2011).

### Список литературы

1. Гладенков А.Ю. Новое положение неоген-четвертичной границы в Международной стратиграфической шкале и ее отражение в схемах кайнозоя дальневосточных районов России (по диатомеям) / Материалы Всероссийского научного совещания «Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России (2011 г.)». М.:ГЕОС, 2011. С. 37–41.
2. Лихарева О.Ю., Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Павлюткин Б.И. Зональная диатомовая шкала и основные геобиологические события неогена Приморья / Вестник ДВО РАН, 2009. № 4. С. 64–72.
3. Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан. 2004. 182 с.
4. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 86 с.
5. Решения 4-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГПП, 1994. 123 с.
6. Унифицированная Региональная Стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М: ПИН РАН, 2004. 108 с.
7. Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. СНИИГГИМС, ИГНИГ СО РАН, Новосибирск, 2001. 83 с.
8. Яхимович В.Л. и др. Геохронологическая корреляция геологических событий плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Препринт. Уфа, 1994.



СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ  
РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ  
НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION  
OF THE LARGE QUATERNARY MAMMALS  
ON THE TERRITORY  
OF WESTERN SIBERIA

А.В. Шпанский

Томский государственный университет, Томск, Россия  
Shpansky@ggf.tsu.ru

A.V. Shpansky

Tomsk State University, Tomsk, Russia

В связи с недавним понижением неоген-четвертичной границы до уровня 2,6 млн. лет, требуется определенное переосмысление биостратиграфической основы четвертичного периода. Для территории Западно-Сибирской равнины это также является актуальным вопросом. В настоящем обзоре представлены материалы по стратиграфическому распространению только крупных млекопитающих. В основу исследования положены материалы, полученные в результате анализа работ Э.А. Вангенгейм (1977), И.А. Вислобоковой (1996), С.К. Васильева (2009), П.А. Косинцева, С.К. Васильева (2009), А.В. Шпанского (2003, 2007, 2009). Проанализированы данные по 30 местонахождениям Западно-Сибирской равнины, часть из которых состоят из нескольких костеносных уровней. Данные по стратиграфическому распределению отдельных видов крупных млекопитающих сведены в общую схему (рис. 1).

Полученное возрастное распределение четвертичных крупных млекопитающих из местонаждений Западной Сибири показывает ряд особенностей:

1) неравномерная представленность таксономического разнообразия фаунистических комплексов обусловлена крайне малочисленными местонахождениями остатков крупных млекопитающих в отложениях эоплейстоцена Западной Сибири, а, следовательно, отражает недостаточную степень изученности;

2) выявленное видовое разнообразие достигает своего максимума для мамонтового фаунистического комплекса и является минимальным для раздольинского комплекса;

3) уровень таксономических отличий эоплейстоценовых комплексов – подпуск-лебяжьиного и раздольинского значительно выше, чем между комплексами установленными для неоплейстоцена (таблица);

4) для фаунистических комплексов неоплейстоцена прослеживаются достаточно постепенные (с большой долей преемственности) изменения таксономического разнообразия;

5) установленная на уровне 2,6 млн лет нижняя граница четвертичного периода биостратиграфи-

чески, по крупным млекопитающим, проходит под ранним подкомплексом подпуск-лебяжьиного комплекса (пески иртышской свиты, Лебяжье 2 и Подпуск). Отмеченные И.А. Вислобоковой находки в подстилающих глинах (Лебяжье 1) отнесены к низам пьенца (Vislobokova, 1996), а самым поздним плиоценовым комплексом млекопитающих для Западной Сибири является кызыл-айгирский, полученный из отложений селетинской свиты;

6) нижняя граница четвертичного периода совпадает с появлением на территории Западной Сибири ключевых четвертичных филогенетических линий крупных млекопитающих *Archidiskodon*, *Mammuthus* и *Equus*. Граница между эоплейстоценом и неоплейстоценом отмечается появлением рода *Bison*, овцебыков *Praeovibos* – *Ovibos*, лосей *Cervalces* – *Alces*, линии лошадей *E. mosbachensis* – *E. gallicus*;

7) подпуск-лебяжьиный комплекс крупных млекопитающих имеет общее сходство с восточноевропейским хапровским комплексом (Титов, 2008) на уровне некоторых общих родов и видов (*Archidiskodon gromovi*, *Paracamelus gigas*, *Equus livenzovenssis*, *Elasmotherium* sp., *Pachycrocuta* sp., *Homotherium* sp., *Canis* sp., *Eucladoceros* sp.). Требуется уточнения систематическое положение некоторых таксонов комплекса: гиены, гомотерия, мелкого канидного хищника, эласмотерия, оленя. В тоже время для хапровского комплекса характерны такие реликты, как мастодонт (*Anancus alexeevae*) и гиппарион (*Hipparion moriturum*). Фаунистические комплексы неоплейстоцена имеют почти полное сходство (более 90 %) с одновозрастными восточноевропейскими комплексами крупных млекопитающих (Шпанский, 2009);

8) раздольинский комплекс по крупным млекопитающим в настоящее время разделить на стадии не представляется возможным, тогда как по мелким млекопитающим В.С. Зажиговым (2009) выделяется три стадии;

9) по мелким млекопитающим В.С. Зажиговым (2009) между подпуск-лебяжьиным и раздольинским комплексами выделяется карагашская фауна, не имеющая аналогов в Европе и Азии. Карагашская



### Список литературы

1. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 171 с.
2. Васильев С.К. Крупные млекопитающие позднего неоплейстоцена Верхнего Приобья // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. 19–23 октября 2009 г. Новосибирск, 2009. С. 101–104.
3. Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. 19–23 октября 2009 г. Новосибирск, 2009. С. 218–220.
4. Косинцев П.А., Васильев С.К. Фауна крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода, 2009. № 69. С. 94–105.
5. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.
6. Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск: «Раушмбх», 2003. 162 с.
7. Шпанский А.В. Стратиграфическое положение Прииртышского фаунистического комплекса // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. 19–23 октября 2009 г. Новосибирск, 2009. С. 640–643.
8. Шпанский А.В. Динамика фауны четвертичных млекопитающих как отражение общего изменения физико-географических условий в Бореальной области Евразии // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного симпозиума. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 656–660.
9. Vislobokova I.A. The Pliocene Podpusk-Lebbyazhè mammalian faunas and assemblage, Western Siberia // Palaeontographia Italica, 1996. V. 83. P. 1–23.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ | UNDERGROUND ICES  
КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ | AS THE INFORMATION SOURCE  
О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА | ABOUT PLEISTOCENE PALEO GEOGRAPHY  
РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ | OF THE RUSSIAN ARCTIC REGIONS

Н.А. Шполянская

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия  
nella@shpolyanskaya.msk.ru

N.A. Shpolyanskaya

The Moscow state university of M.V. Lomonosova, geographical faculty, Moscow, Russia

Происхождение обширных равнин на Российском севере, как и генезис слагающих их отложений спорны. Подземные льды, содержащиеся в отложениях арктических равнин, могут быть достаточно надежным аргументом в этом споре. В своем строении льды сохраняют «память» о первоначальных условиях их формирования, а поскольку время «жизни» льдов соизмеримо с геологическим временем, палеогеографическая информативность льдов велика.

Главная черта в распространении крупных ледяных залежей – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики в преобладающих генетических типах льдов. В восточном секторе почти целиком развиты полигонально-жильные льды, в западном секторе преобладают пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и подобное различие указывает на неодинаковое развитие двух частей Арктики.

**Западный сектор Арктики.** На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской России наиболее широко распространены пластовые льды. Это крупные тела неопределенной формы, десятки метров по горизонтали и вертикали. Одни исследователи считают их погребенными остатками древнего оледенения, другие – внутригрунтовыми образованиями. Наши исследования выявляют генетическую неоднородность пластовых льдов, и склоняют к выделению четырех их типов, включающих и внутригрунтовые и погребенные льды: *изначально субмаринного* генезиса, *прибрежно-морского* генезиса, *инъекционные* и *погребенные* первично наземные льды.

*Субмаринные льды* наиболее распространены, приурочены к дислоцированным морским отложениям. Характеризуются тонким сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко очень сложной конфигурации. Текстурные особенности льдов указывают на их изначальное формирование в субмаринных достаточно глубоководных (при глубине моря от 50 до 250 м) условиях при одновременном (сингенетическом) накопле-

нии и промерзании донных осадков. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена и разработана нами ранее (Шполянская, 1991, 2005).

*Прибрежно-морские льды* формируются в краевых частях морского бассейна. Также растут сингенетически снизу вверх, характеризуются переслаиванием более толстых ледяных и грунтовых слоев.

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса, встречаются только в морских и прибрежно-морских отложениях низменных арктических равнин, по мнению А.И. Попова, Г.И. Лазукова, И.Д. Данилова, а ныне и А.А. Величко, морских. Характер льдов подтверждает их взгляды. Наиболее часты эти льды в казанцевских отложениях (подобные льды имеются в пределах казанцевской морской равнины и на Чукотке), где они формировались заведомо в отсутствие оледенения, а потому не могут быть погребенными ледниками и свидетелями древнего оледенения. Они должны были формироваться в морском бассейне глубиной не менее 50 м (Шполянская, 1991, 2005), и тем самым подтверждают существование в эту эпоху морского бассейна.

Такие льды развиты и в зырянских, и в перекрывающих их каргинских отложениях, преимущественно на западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы (Мельников, Спесивцев, 1995), в пределах Северо-Сибирской низменности. Они указывают на морской режим, сохранявшийся в эти эпохи в этих районах, хотя и при меняющейся глубине моря.

Мерзлые породы с пластовыми льдами широко распространены и на Арктическом шельфе, в его западном секторе. Многими авторами мерзлота здесь считается реликтовой, возникшей на осушенном 18–20 тыс. л.н., а ныне затопленном шельфе. Однако она встречена при глубинах моря от 0 до 230 м (Бондарев и др., 2001). Принято, что регрессия моря в поздневалдайскую эпоху достигала изобаты 100–120 м, значит, остаются еще обширные пространства с глубиной моря от 100–120 до 230 м, где



вечная мерзлота должна была формироваться непосредственно в субмаринных условиях. В ряде мест, например, у Карских ворот или на Русановской площади, установлено современное новообразование вечной мерзлоты (Бондарев и др., 2001; Рокос и др., 2009). В разрезах донных отложений присутствует большое количество льда, иногда до 100 % керна. Текстульные особенности льдистых донных отложений (Мельников, Спесивцев, 1995; Бондарев и др., 2001; Рокос и др., 2009) очень похожи на разрезы, описанные на суше, и строение глубоководной криолитозоны Баренцево-Карского шельфа вполне соответствует предложенному механизму изначально субмаринного промерзания. Из этого следует вывод, что равнины западного сектора Субарктики – это морские равнины трансгрессивных эпох плейстоцена, т.е. древние шельфы и аналоги современного шельфа. Значит, большую часть неоплейстоцена (исключая сартанское время) западный сектор Российской Арктики развивался в трансгрессивном режиме.

*Инъекционные льды* встречаются обычно в местах разгрузки напорных подземных вод, и в замкнутых озерных котловинах. Формируются эпигенетически в субаэральных условиях в периоды континентального развития территории. Встречаются преимущественно в сартанских отложениях. Также антагонисты покровного оледенения (Шполянская, 1991).

*Погребенные глетчерные льды* резко отличаются от выше описанных макро- и микростроением, химическим составом. Встречаются преимущественно в горных районах. Имеют ограниченное распространение, что указывает на небольшие размеры древних оледенений на Российском севере (Шполянская, 1991).

*Полигонально-жильные льды* – это жилы льда клинообразной формы, в плане образующие полигональную систему. Формируются только в континентальных условиях на периодически заливаемых водой поверхностях. Основные условия образования – многократное при высоких температурных градиентах морозобойное растрескивание поверхности грунтов, последующее проникновение воды в трещины и ее замерзание. Они растут сингенетически снизу вверх, в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. На севере Западной Сибири они развиты преимущественно в восточных частях Ямала и Гыдана в сартанских, подстилающих их каргинских, реже в зырянских отложениях. Это указывает на отсутствие там в эти эпохи и покровного оледенения, и морского режима.

**Восточный сектор Арктики.** Здесь, в отличие от Западного сектора, залежные льды представлены преимущественно *полигонально-жильными льда-*

*ми (ПЖЛ)*, образующими т.н. ледовый комплекс, а вмещающие льды отложения – континентальные. Районы наиболее широкого распространения этих льдов – Яно-Индибирская и Колымская низменности, Новосибирские острова, Центрально-Якутская низменность. Начиная с плиоцена отложения Яно-Колымской низменности, представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями с полигонально-жильными льдами и псевдоморфозами по ним (Архангелов и др., 1989; Никольский, Базилян, 2002). На побережье пролива Дмитрия Лаптева и на о. Б. Ляховский толща с ПЖЛ имеет средненеоплейстоценовый возраст – 200–180 тыс. л.н., по  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  (Schirrmeister et al., 2002). Поздний неоплейстоцен, начиная с казанцевского времени, тоже представлен целиком континентальными озерно-болотными отложениями с мощными ПЖЛ (Алексеев и др., 1992). Только в среднем неоплейстоцене имела место небольшая трансгрессия моря, затопившая узкую прибрежную полосу примерно от устья Лены до Чаунской губы (Алексеев и др., 1992) и сформировавшая морскую террасу возрастом 138 тыс. л. (Большаинов и др., 2009).

Криолитозона восточного сектора арктического шельфа, в отличие от западного шельфа, сложена целиком реликтовой вечной мерзлотой. Здесь прослеживается древний субаэральный ледовый комплекс сартанского времени, затопленный последнеледниковой трансгрессией. Это указывает на континентальное, в отличие от западного сектора, развитие региона в течение всего плейстоцена при отсутствии ледникового покрова.

#### **Основные выводы из проведенного анализа залежных льдов:**

- Западный и Восточный секторы Арктики развивались по-разному. Равнины Западного сектора во все этапы плейстоцена (за исключением сартанского времени) формировались в условиях морского осадконакопления, а равнины Восточного сектора – в условиях континентального осадконакопления, озерно-аллювиального и лагунного. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.
- Оледенение в плейстоцене было лишь в горных районах, притом, не выходило за рамки горнодолинного или сетчатого.
- Не выявляется синхронность режимов «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». Это ставит под сомнение ведущую роль общепланетарной гляциоэвстатике в колебаниях уровня моря и выводит на первый план тектонические процессы. Влияние последних неизбежно связано с положением Арктического бассейна в рифто-

вой зоне на стыке Евразийской и Амеразийской плит, приведшем к образованию двух изолированных океанических впадин, разделенных хребтом Ломоносова (Хаин, Лимонов, 2004). Это определило неодинаковое развитие западного и восточного секторов Арктики. В западном секторе, в режиме спрединга под контролем срединно-океанического хребта Гаккеля, проис-

ходит попеременное уменьшение и увеличение объема впадины океана, что и вызывает сменяющие друг друга трансгрессии и регрессии моря. Для Восточного сектора динамичность впадины ограничена сравнительной устойчивостью больших участков континентальной коры, а потому для него характерны только мелкие подвижки, причем, лишь в пределах шельфа.

### Список литературы

1. Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Патык-Кара Н.Г., Плахт и др. Шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в мезозое и кайнозое. // Атлас палеогеографических карт, Т. 1–2. Робертсон ГРУП–ГИН АН СССР, 1992.
2. Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район. // Региональная криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 128–151.
3. Большианов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Макаров А.С., Гусев Е.А. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса на побережье моря Лаптевых // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 349–356
4. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала, Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. С. 15–19.
5. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995, 195 с.
6. Никольский П.А., Базилян А.Э. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индибирской низменности // Материалы III Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. Смоленск, 2002. С. 186–188
7. Рокос С.И., Другач А.Г., Костин Д.А и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. М., 2009. № 10. С. 38–41.
8. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель–Консалтинг», 2004, 269 с.
9. Шполянская Н.А. Строение и генезис ледовых комплексов Западной Сибири. // Вестник Моск. ун-та, география, 1991. № 5. С. 73–83.
10. Шполянская Н.А. Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Известия РАН, серия географическая, 2005. № 1. С. 102–111
11. Schürmeier L., Sigert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International, 2002. V 89. P. 97–118.

**ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ОЛДОВАНСКИХ СТОЯНОК  
НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ  
В ЮЖНОМ ПРИАЗОВЬЕ  
(ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
СВИДЕТЕЛЬСТВА)\***

**FUNCTIONAL FEATURES  
OF OLDOVANIAN SITES  
ON THE TAMAN PENINSULA  
IN THE SOUTHERN SEA OF ASOV REGION  
(GEOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL  
EVIDENCE)**

**В.Е. Щелинский**

*Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия  
shchelinsky@yandex.ru*

**V.E. Shchelinsky**

*Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia*

Таманский полуостров за последние годы стал одним из наиболее интересных районов сосредоточения стоянок раннего палеолита. Особая научная значимость его заключается, прежде всего, в том, что выявленные здесь раннепалеолитические стоянки датируются эоплейстоценом (ранним плейстоценом) и тем самым относятся к начальной поре раннего палеолита. При этом обращает на себя внимание расположение этих стоянок. Они находятся за пределами Кавказа, в степной умеренной зоне, где наличие столь древних и многочисленных раннепалеолитических памятников до недавнего времени трудно было себе представить.

В настоящее время лучше изучена северотаманская группа местонахождений, расположенная у пос. За Родину, в 25 км к западу от г. Темрюка. В неё входят местонахождения Кермек, Родники 1–4 и Богатыри. Индустрии этих местонахождений сходны между собой и культурная атрибуция их в целом достаточно определённа. Они имеют такие отличительные признаки как расщепление неподготовленных нуклеусов, широкое использование простого раскалывания исходных отделеностей сырья с целью получения подходящих обломков, служивших, наряду с отщепами, заготовками для орудий, и устойчивый состав орудий, среди которых наиболее представительны чопперы, массивные скрёбла высокой формы и пики. Для них характерно также довольно большое количество орудий, изготовленных из отщепов, и наличие законченных орудий, хорошо выраженных в типологическом отношении. При этом ручные рубила в них отсутствуют. На этом основании эти индустрии относятся к особому таманскому варианту олдована (Щелинский, 2010).

Исключительно важно то, что указанные местонахождения, судя по имеющимся на данный момент биостратиграфическим и палеомагнитным данным, не одновременны.

Наиболее древней является стоянка Кермек. Культуросодержащий слой этой стоянки связан с отложениями древнего пляжа, погребённого в толще песков позднего куяльника, датируемых на основании палеомагнитных данных временем, предшествующим эпизоду Олдувей. При этом отложения, образующие культуросодержащий слой, располагаются в разрезе между опорными палеонтологическими местонахождениями Тиздар 1 и Тиздар 2, коррелируемые с ранним этапом псекупского фаунистического комплекса (Вангенгейм и др., 1991; Тесаков, Вангенгейм, Певзнер, 1999; Тесаков, 2004). Исходя из этого, стоянка относится к позднему куяльнику и, вероятно, имеет доолдувейский возраст (древнее 1,95 млн лет). Изучение остатков мелких млекопитающих, обнаруженных в культуросодержащем слое, по мнению А.С. Тесакова (устное сообщение), не противоречит этому выводу. Однако если же предположить, что стоянка залегает в отложениях самого позднего куяльника, что вполне вероятно, соотносимого с эпизодом Олдувей (Тесаков и др., 1999), то она синхронна этому палеомагнитному эпизоду и датируется в интервале 1,95–1,77 млн лет назад. В любом случае, имеющиеся на сегодняшний день данные свидетельствуют о том, что стоянка Кермек не моложе 1,77–1,95 млн лет и, таким образом, она является древнейшей раннепалеолитической стоянкой Западной Азии за пределами Кавказа. Примечательно, что эта стоянка располагается в непосредственной близости от Восточно-Европейской равнины.

Надёжную датировку имеет и многослойная стоянка Богатыри, являющаяся также важным палеонтологическим объектом и стратотипом таманского фаунистического комплекса, известным под названием Синяя Балка. Несмотря на нарушенное залегание

\* Исследование выполнено при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Традиции и инновации в истории и культуре» (координатор ак. – А.П. Деревянко). Проект № 1.5 «Олдованские традиции и их развитие в раннем палеолите Южного Приазовья (по материалам стоянок Родники 1 и 4 на Таманском полуострове)».

ние и неясную геологическую позицию, возраст этой стоянки устанавливается по фауне. Во всех трёх культуросодержащих слоях стоянки фауна имеет сходный таксономический состав и принадлежит к таманскому териокомплексу. Хронологический диапазон самого таманского фаунистического комплекса, изученного по целому ряду местонахождений Восточной Европы, установлен достаточно точно. До недавнего времени он оценивался в пределах 1,1–0,8 млн л.н. Однако в последнее время на основании изучения мелких млекопитающих его границы несколько понижаются, и время существования этого биохронологического подразделения устанавливается в диапазоне 1,55–0,85 млн л.н. При этом возраст фауны Синеи Балки (и, следовательно, стоянки Богатыри) определяется в интервале 1,2–1,5 млн л.н. (Титов, Тесаков, Байгушева, 2012). Учитывая то, что слоны Синеи Балки по характеру зубов относятся к начальной стадии развития таманского фаунистического комплекса (Байгушева, Титов, 2008), реальный возраст стоянки Богатыри может составлять около 1,5 млн лет.

Из местонахождений родниковой группы достоверные сведения о возрасте имеет пока лишь стоянка Родники 1. Эта стоянка, в отличие от Богатырей, связана с ненарушенной многометровой эоплейстоценовой толщей, сложенной прибрежно-морскими песками и субаэральными суглинками. Культуросодержащий слой её приурочен к базальному слою отмеченной толщи, представленному переслаивающимся галечником с примесью слабоокатанного щебня и глыб различных осадочных пород, и перекрыт мощными песками, коррелируемыми с апшеронской трансгрессией (Shchelinsky et al., 2010). Уже этот факт определённо указывает на то, что возраст стоянки составляет не менее 1 млн лет. Фауна мелких млекопитающих, представленная в культуросодержащем слое стоянки, позволила уточнить и конкретизировать её возраст, определяемый в интервале 1,6–1,2 млн л.н. (Shchelinsky et al., 2010; Титов и др., 2012). Такой же возраст, судя по всему, имеет местонахождение Родники 2.

Таким образом, датировки стоянок однозначно свидетельствует о том, что ранние гоминиды обитали в Южном Приазовье в течение довольно продолжительного промежутка времени, охватывающего большую часть эоплейстоцена. Это, несомненно, было связано с благоприятными палеоэкологическими условиями, например, достаточно комфортным климатом, наличием открытых ландшафтов, крупных водоёмов, обилием млекопитающих для промысловой деятельности и источников сырья для орудий и многими другими факторами, способствовавшими нормальной жизнедеятельности древнейших охотников и собирателей. Однако природные условия во время обитания раннепалеолитических людей

в Приазовье, как можно судить по имеющимся данным, постепенно изменялись в менее благоприятную сторону. Первоначально, во время существования стоянки Кермек, по-видимому, всё ещё преобладали ландшафты, сходные с саванной. Позже, во второй половине эоплейстоцена, с увеличением засушливых условий, широкое распространение получили лесостепи, сменившиеся затем открытыми степными ландшафтами. При этом всё более нарастала континентальность климата (Kahlke et al., 2011).

Каким же образом адаптировались раннепалеолитические люди к окружающим природным условиям? Эту информацию мы можем получить, изучая генетические особенности культуросодержащих слоёв стоянок, распределение в них культурных остатков, а также технологические и функциональные характеристики последних.

Как показали исследования, культуросодержащие слои ненарушенных стоянок северо-таманской группы (Кермек, Родники 1 и 2) в генетическом отношении однотипны и представляют собой субаквальные отложения. Это маломощные пачки (около 1 м) переслаивающихся щебнисто-галечных горизонтов и горизонтов песка с примесью слабо окатанных и неокатанных глыб и плитчатых обломков различных осадочных пород до 20–30 см в поперечнике, с многочисленными окатышами синевато-бурой глины и обломками раковин пресноводных или слабо солоноватоводных моллюсков. Эти отложения подстилаются тёмно-серыми глинами, имеющими, судя по обилию в них неокатанного обломочного материала, грязевулканическое происхождение, и перекрыты многометровыми толщами прибрежно-морских песков. Слоистость культуросодержащих отложений, наличие в них галек, многочисленных глиняных окатышей, линз песка и алевролита, а также раковин водных моллюсков однозначно указывает на то, что формирование их происходило в пляжной зоне берега моря или, скорее всего, лагуны в условиях сравнительно невысокой активности прибойных потоков. Грубообломочный материал в этих отложениях происходит главным образом из подстилающих грязевулканических глин. Глины размывались прибойными потоками, а обломочный материал оставался на пляже и частично окатывался.

Культурные остатки в культуросодержащих слоях представлены преимущественно каменными изделиями, обломки костей малочисленны. При этом изделия не имеют признаков какой-либо сортировки, и их состав свидетельствует о том, что на стоянках осуществлялся полный цикл изготовления орудий – от первичного расщепления камня, до оформления орудий вторичной обработкой. Однако изделия в слоях распределяются в основном в рассеянном виде поодиночке или по 2–3 предмета, хотя прослежены и небольшие концентрации материала,



в которых крупные изделия встречены совместно с мелкими отщепами (Родники 1). Обращает на себя внимание и ещё одно важное обстоятельство. Культурные остатки, несмотря на залегание в субаквальных отложениях, на удивление в большинстве своём неокатанные. Это свидетельствует о том, что перемещение их прибойными потоками было незначительным. Поэтому ясно, что основной причиной разбросанности и относительной малочисленности культурных остатков на стоянках являются не естественные процессы, а особенности деятельности людей и прежде всего кратковременный характер этой деятельности. Стоянки раннепалеолитических людей располагались непосредственно на пляже мелководного опреснённого бассейна, каковым могла быть, как отмечалось, морская лагуна.

Таким образом, можно говорить об особой приморской пляжевой адаптации ранних гоминид в Южном Приазовье. Пляжная зона берега моря, надо полагать, обеспечивала раннепалеолитическим людям, прежде всего, безопасность от хищников и вместе с тем она была для них местом получения дополнительной пищи в виде трупов морских животных и рыбы, выбрасываемых на берег во время шторма. Это хорошо видно и по современному пляжу Азовского моря. После шторма, особенно во время мора, морской пляж обычно бывает усеян дохой рыбой, здесь же нередко можно встретить и трупы дельфинов.

Однако, наряду с пляжевыми стоянками, существовали также стоянки иного рода, связанные с охотничьей деятельностью. Хорошим примером является стоянка Богатыри (1 культуросодержащий слой). В составе фауны этого слоя доминируют остатки южных слонов (*Archidiskodon meridionalis tamanensis*) и кавказских эласмотериев (*Elasmotherium caucasicum*), что может указывать на избирательный характер промысловой деятельности обитателей стоянки. Костный материал свидетельствует о том, что туши животных интенсивно расчленялись и многие кости, по-видимому, намеренно раскалывались. Правда, плохая сохранность костей не позволяет утверждать это с полной достоверностью. Однако важным подтверждением расчленения туш животных и раскалывания костей является несомненный факт залегания вместе

с обломками костей различных каменных орудий. Интересно, что среди них, наряду с отщепами, нуклеусами и сравнительно небольшими орудиями, довольно многочисленной группой представлены крупных орудий (в отдельных случаях до 25–30 см в поперечнике) с незначительной обработкой. Обычно они представляют собой крупные обломки плит доломита, нередко тяжёлых, с выделенным массивным остриём, грубо оформленным двумя-тремя сколами. Такие орудия, несомненно, предназначались для ударной функции. Ими можно было не только разделять туши, но и легко пробивать черепа крупных животных. С большой долей вероятности можно предполагать, что стоянка Богатыри времени 1 культуросодержащего слоя, до разрушения естественными процессами, располагалась на берегу кратерного озёрного понижения грязевого вулкана. Это было место активной специализированной охоты древнейших людей на крупных млекопитающих, прежде всего на таманских слонов и кавказских эласмотериев, которые приходили к озеру на водопой и для «грязевых ванн» в сопочной глине. Известно, что слоны и носороги не могли обходиться без грязевых ванн. Люди охотились, скорее всего, на обездвиженных в топкой грязи животных, убивали их, вытаскивали на берег и разделяли орудиями, изготовленными на месте. Если кратерное понижение, заполненное пресной водой и вулканической грязью, имело по периферии борта, и проход к нему был достаточно узок, охота на животных могла иметь загонный характер. Судя по огромному количеству костей слонов и эласмотериев, накопившихся на берегу озера, это место посещалось раннепалеолитическими охотниками многократно в течение длительного времени. Здесь они, наверняка, не жили, а останавливались ненадолго, кормились, запасались мясом, которое частично уносили на стоянки, расположенные на берегу моря. Таким образом, стоянка Богатыри (1 культуросодержащий слой) может быть определена как место забоя и разделки туш крупных млекопитающих (kill site). Учитывая хронологическую и культурную близость Богатырей и пляжевой стоянки Родники 1, можно предполагать, что эти разнофункциональные стоянки отражают деятельность одних и тех же групп раннепалеолитических гоминид.

### Список литературы

1. Байгушева В.С., Титов В.В. Таманский фаунистический комплекс крупных млекопитающих Приазовья и Нижнего Дона // Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Материалы международной конференции, Краснодар – Темрюк, 1–6 сентября 2008 г. – Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2008. – С. 38–39.
2. Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жигало В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. – 1991. – № 60. – С. 41–52.
3. Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Труды ГИН РАН. – 2004. – Вып. 554. – С. 1–247.

4. Тесаков А.С., Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Находки древнейших некорнезубых полёвок *Allophaiomys* и *Prolagurus* на территории Восточной Европы // Доклады Академии наук. – 1999. – Том 366. – № 1. – С. 93–94.
5. Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С. К вопросу об объёме псекупского и таманского фаунистических комплексов (ранний плейстоцен, юг Восточной Европы) // Палеонтология и стратиграфические границы. Материалы LVIII сессии Палеонтологического общества при РАН (2–6 апреля 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2012. – С. 142–144.
6. Щелинский В.Е. Памятники раннего палеолита Приазовья // Человек и древности. Памяти Александра Александровича Формозова (1928–2009). – М.: Гриф и К., 2010. – С. 57–77.
7. Kahlke R.D, Garcia N., Kostopoulos D.S., Lacombe F., Lister A.M., Mazza P.P.A., Spassov N., Titov V.V. Western Palaeoartctic palaeoenvironmental conditions during the Early and early Middle Pleistocene inferred from large mammal communities, and implications for hominin dispersal in Europe // Quaternary Science Reviews, 2011. 30. P. 1368–1395.
8. Shchelinsky V.E., Dodonov A.E., Baigusheva V.S., Kulakov S.A., Simakova A.N., Tesakov A.S., Titov V.V. Early Palaeolithic sites on the Taman Peninsula (Southern Azov Sea region, Russia): Bogatyri / Sinyaya Balka and Rodniki // Quaternary International, 2010. – Vol. 223–224. – P. 28–35.
9. Shchelinsky V., Tesakov V., Titov V. Early Paleolithic sites in the Azov Sea Region: stratigraphic position, stone associations, and new discoveries // Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia: Abstracts of the International INQUA-SEQS Conference (Rostov-on-Don, June 21–26, 2010). – Rostov-on-Don: Southern Scientific Centre, 2010. – P. 148–149.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА  
УСТЬ-ОДИНСКИЙ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)  
ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

THE PALEO GEOGRAPHY  
OF THE UPPER PLEISTOCENE  
SEDIMENTES OF UST'-ODINSKY  
REFERENCE CROSS-SECTION (BAIKAL  
REGION) BY PALEONTOLOGICAL DATA

А.А. Щетников, Е.Ю. Семеней, А.М. Клементьев, И.А. Филинов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия  
shchet@crust.irk.ru

A.A. Shchetnikov, E.Y. Semenei, A.M. Klement'ev, I.A. Filinov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Усть-Одинский разрез расположен на юге Сибирской платформы, на правом берегу р.Китоя в месте впадения в нее р. Ода (рис. 1). Обнажение вскрывает строение 20-метровой цокольной террасы. На размытой поверхности юрских песчаников, выступающих на 1–1,5 м над урезом воды, здесь залегает толща преимущественно аллювиальных отложений позднеплейстоценового возраста с заключенными в них погребенными почвами. Несколько десятилетий разрез считается опорным, при этом до самого последнего времени он не был охарактеризован абсолютными датировками, оставались вопросы с палеонтологическим обоснованием выделенных в нем стратиграфических горизонтов. Различным аспектам изучения разреза посвящены следующие публикации (Молотков, 1979; Филиппов и др., 1995; Арсланов и др., 2011).

В своей работе мы условно принимаем хроностратиграфическую схему строения Усть-Одинского разреза, предложенную А.Г. Филипповым с соавторами (1995). Согласно этой схеме под профилем голоценовой почвы здесь залегают лессовидные супеси сартанского возраста (MIS 2). Их подстилают отложения каргинского мегаинтерстадиала (MIS 3) с двумя интенсивно криотурбированными погребенными почвенными горизонтами. Ниже залегают пески, супеси и суглинки муруктинского похолодания (MIS 4), подстилаемые комплексом гетерогенных отложений казанцевского времени формирования (MIS 5), включая мощный горизонт гидроморфных почв. Таким образом, в Усть-Одинском обнажении вскрывается наиболее полный разрез позднего неоплейстоцена Иркутского амфитеатра Сибирской платформы, представлены все его хроностратиграфические подразделения в объеме ступеней (стадий кислородно-изотопной шкалы).

Датирование отложений разреза А.Г. Филипповым было выполнено на основании палеонтологических материалов и литолого-минералогических особенностей выделенных слоев. Лишь в последнее

время стали появляться первые изотопные геохронологические данные. Х.А. Арсланов с коллегами радиоуглеродным методом выполнил датирование погребенных почв, залегающих на глубине 4 м; полученные  $^{14}\text{C}$  даты  $34190 \pm 1510$  л.н. и  $35480 \pm 820$  л.н. (Арсланов и др., 2011) подтвердили выводы А.Г. Филиппова о каргинском (MIS 3) возрасте верхнего палеопедагокомплекса. А полученные нами, но уже по обнаруженным в этом слое костям млекопитающих,  $^{14}\text{C}$  даты  $34600 \pm 600$  л.н. (AMS, ОхА-25677, некалиброванная) и  $> 29700$  л.н. (ЛУ 6676), укрепили его геохронологическую характеристику.

В последние годы на Усть-Одинском разрезе коллективом авторов настоящей работы проводились комплексные исследования, в т.ч. была собрана и проанализирована представительная коллекция ископаемой фауны млекопитающих. Все обнаруженные нами палеонтологические материалы были четко привязаны к стратиграфии разреза, что дало возможность охарактеризовать типологические особенности фаунистических комплексов для различных геохронологических срезов.

**Сартанский криохрон (MIS 2).** Проведенный статистический анализ собранных в отложениях данного хроностратиграфического подразделения остатков особей отдельных видов микротериофауны свидетельствует о доминировании в районе местонахождения в сартанское время таежных массивов (индикаторы: *Clethrionomys rutilus*, *Clethrionomys rufocanus*, *Myopus schisticolor*, Lemmini gen. indet.) с переходами в лесотундру (*Lemmus sibiricus*), местами увлажненную и заболоченную (*Microtus oeconomus*). Отмечается также существование лугостепных биотопов (*M. gregalis*).

**Каргинский термохрон (MIS 3).** Практически вся фауна крупных млекопитающих Усть-Одинского разреза была обнаружена в костеносном слое, ассоциированном с верхней каргинской палеопочвой. Возраст этого слоя охарактеризован четырьмя радиоуглеродными датировками и составляет 34–35 тыс. л. н. (39–40 тыс. лет по калиброван-

ным датам). Ранее в нем были обнаружены остатки *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, *Equus cf. hemionus*, *Bison priscus*, *Capreolus* sp., *Alces* sp. (Молотков, 1979; Филиппов и др., 1995). Наши сборы дополнили состав материала по крупным млекопитающим следующими видами: *Panthera speleae*, *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus* sp., *Sussemionus* sp., *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*. В составе макротерофауны костеносного слоя доминирующее положение занимают ископаемый бизон и лошади. Характер фауны свидетельствует о доминировании обитателей открытых ландшафтов с преобладанием степных форм. Любопытна находка грацильной лошади *Sussemionus* sp. За пределами Западного Саяна и Алтая остатки этого ископаемого животного были обнаружены впервые, и это свидетельствует о довольно широком ареале обитания данной группы лошадей на юге Сибири в позднем неоплейстоцене.

**Муруктинский криохрон (MIS 4).** Согласно соотношению видового состава фауны мелких млекопитающих во время муруктинского похолодания в районе Усть-Одинского местонахождения существовали разнообразные ландшафты, где лесные участки (*Soricidae* gen. indet., к *Clethrionomys rutilus*, *Clethrionomys rufocanus*, *Lemmini* gen. indet.) чередовались с доминирующими открытыми лугостепными пространствами (*M. grigalis*). Так же присутствовали увлажненные биотопы (*Microtus oeconomus*) с мезофитным травянистым покровом. В небольшом количестве были распространены открытые сухие и лесостепные пространства (*Ochonota* sp., *Sperophilus undulatus*, хомячек *Cricetulus* sp.). Особое внимание обращает на себя присутствие в отложениях муруктинского горизонта таких стенобионтов как *Lagurus lagurus* (6,5 % общего количества обнаруженных остатков фауны мелких млекопитающих) *Dicrostonyx* sp. (3,2 %), указывающих на существование в течение

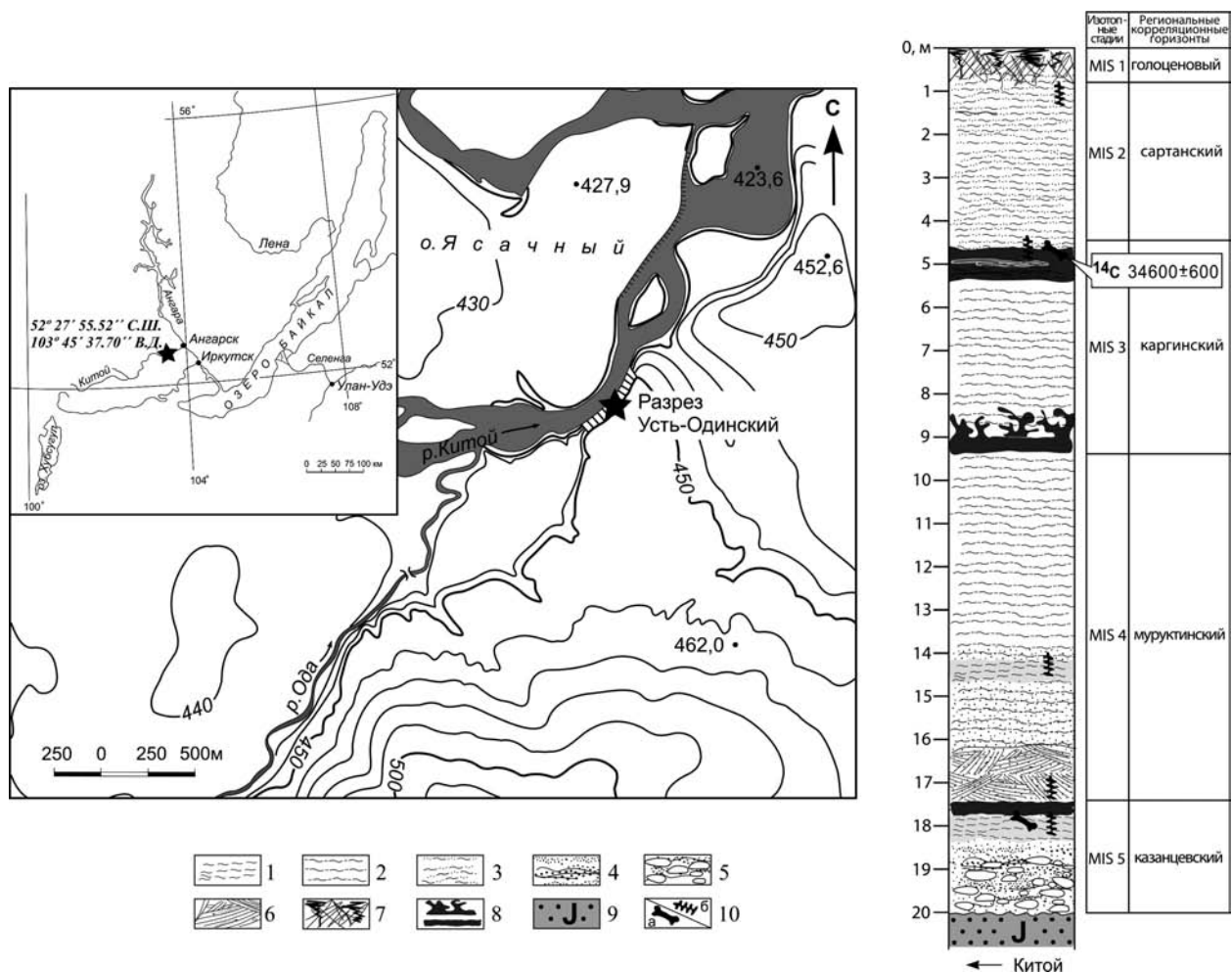


Рис. 1. Расположение Усть-Одинского разреза и его литолого-стратиграфическое строение.

1 – глины, 2 – суглинки, 3 – супеси, 4 – пески гравелистые, 5 – валунные галечники, 6 – элементы русловой слоистости отложений, 7 – современный почвенный покров, 8 – погребенные почвы, 9 – юрские песчаники, 10 – включения костных остатков крупных (а) и мелких (б) млекопитающих



ние муруктинского похолодания дисгармоничной фауны. Степная пеструшка характеризует наличие сухих степных и полупустынных биотопов, в то время как копытный лемминг является палеарктическим видом – обитателем тундровых ландшафтов. Ранее А.Г. Филипповым (1995) микротериофауна муруктинского горизонта Усть-Одинского разреза относилась к разряду проблематичной, по причине схожести ее видового состава (известного на тот момент) с фауной, обнаруженной в отложениях казанцевского термохрона. Наши находки позволили частично решить этот вопрос и охарактеризовать выделенное хроностратиграфическое подразделение разреза соответствующим ему микротериофаунистическим комплексом.

**Казанцевский термохрон (MIS 5).** Судя по составу ископаемой фауны мелких млекопитающих в отложениях казанцевского горизонта, в данное время на рассматриваемой территории преобладали влажные, заболоченные биотопы открытых пространств (*Microtus oeconomus*, *Microtus cf. agrestis*, *Microtus cf. maximowiczii*) и лесов (*Soricidae* gen. indet., *Sciurinae* gen. indet., *Clethrionomys rutilus*, *Clethrionomys rufocanus*, *Myopus schisticolor*, *Lemmini*

gen. indet.,) с участками сухих лугов (*M. grigalis*). Существенное значение в спектре биотопов имели остепненные ландшафты (*Sperophilus undulatus*, *Microtus cf. arvalis*, *Lagurus lagurus*). В нижних частях слоя встречены зубы арктического обитателя *Microtus hyperboreus*. Климатические условия периода накопления казанцевских отложений были в целом теплее современных. Об этом свидетельствует, кроме характера фаунистических включений, и наличие в казанцевском горизонте мощных черноземовидных почв.

Таким образом, проведенные на Усть-Одинском местонахождении исследования в целом подтверждают существующие представления о био-стратиграфическом значении разреза, значительно дополняют и детализируют его палеонтологическую характеристику на различных стратиграфических уровнях, а также позволяют реконструировать изменения структуры ландшафтов и палеоэкологических условий в течение позднего плейстоцена на территории Предбайкалья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№№ 11-05-00666, 12-05-33003, 12-05-31214).

#### Список литературы

1. Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Енущенко И.В., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: геохронология и палеогеография // Квартер во всем его многообразии. Материалы конференции. Т. 1. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2011. – С. 39–42.
2. Молотков Н.К. Некоторые вопросы геоморфологии Предсаянья // Проблемы геоморфологии Восточной Сибири. Иркутск, 1979. С. 114–122.
3. Филиппов А.Г., Ербаева М.А., Хензыхенова Ф.И. Использование верхнекайнозойских мелких млекопитающих юга Восточной Сибири в стратиграфии. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1995. 117 с.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ  
КАК ПОКАЗАТЕЛИ ГОЛОЦЕНОВОЙ  
ИНГРЕССИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ  
В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ (Р. РАЗДОЛЬНАЯ)

DIATOMS AS INDICATORS  
OF HOLOCENE INGRESSION  
OF THE JAPAN SEA IN THE SOUTHERN  
PRIMORYE REGION (RAZDOLNAYA RIVER)

Е.А. Элбакидзе

Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, Владивосток, Россия  
Ekato21@mail.ru

E.A. Elbakidze

Far East Geological Institute FWB RAS, Vladivostok, Russia

Многими исследователями береговой зоны в Приморье отмечено, что одной из нерешённых задач в этом направлении является определение масштабов голоценовой ингрессии моря в речные долины и затопления их нижних частей, связанных с гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Этот фактор во многом определяет динамику развития побережий, характер строения слагающих их осадочных толщ и рiasовый тип берегов, характеризующийся многочисленными заливами и бухтами.

Из отложений I надпойменной террасы правобережье р. Раздольная изучены створки диатомей (разрез 4005 Б). Разрез расположен в 23 км от берега моря. Отложения террасы представлены песками, супесями и суглинками (мощность 3 м). Всего изучено 20 образцов. Во всех препаратах обнаружено достаточное количество хорошо сохранившихся створок диатомей. Изученная диатомовая флора представлена 193 видами и внутривидовым разнообразиями, относящимися к 54 родам. На основании изменения экологической структуры диатомовых комплексов по разрезу было выделено 6 экозон, отражающих палеоэкологическую сукцессию.

В осадках экозоны 1 (интервал 3.00–2.80 м) преобладают озёрно-аллювиальные диатомеи (98 %). Доминантом является озёрно-планктонный вид *Aulacoseira islandica* (O.Müll.) Sim. (90 %). Данные диатомового анализа свидетельствуют об озёрном генезисе отложений, сформировавшихся в период перехода от бореала к атлантику ( $7240 \pm 120$  л С<sup>14</sup>-Ки-2365).

Экозона 2 (интервал 2.80–2.30 м). Доминанты озёрно-аллювиальные диатомеи *A. islandica* (86 %), *Amphora libyca* Ehr. (8.9 %), также наблюдается увеличение лагунно-морских видов *Diploneis smithii* (8.2 %), *Campylodiscus echeneis* Ehr. и *Cerataulus turgidus* (Ehr.) Ehr. Осадки данной зоны формировались в начале климатического оптимума голоцена, совпадающего с началом ингрессивного влияния Японского моря ( $6530 \pm 75$  л С<sup>14</sup>-Ки-2359).

Экозона 3 (интервал 2.30–1.75 м). Доминантными видами комплекса являются пресноводные озёрно-аллювиальные виды: *A. islandica* (до 68 %), *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O.Müll. (7.9 %). Наблюдается увеличение численности лагунно-морских диатомей: *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. (16.7 %), *D. smithii* (14 %), *Th. hyperborea* (10 %). Диатомеи болотного типа (*Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Eunotia glacialis* Meister) составляют до 5 %. Данная экологическая структура соответствует максимальному подъему уровня Японского моря до + 3 м, совпадающему с климатическим оптимумом голоцена (Lowe, 1974; Пушкарь, 1979).

Экозона 4 (интервал 1.75–1.50 м). Виды, преобладающие в отложениях, относятся к группе озерно-аллювиальных диатомей: *Aulacoseira italica* (до 33 %), *A. ambigua* (Grun.) Sim. (17.4 %), а также болотно-почвенным диатомеям *E. glacialis* (15 %). В осадках этого интервала практически отсутствуют лагунно-морские виды (0.2 %). Отложения экозоны сформировались во время кратковременного похолодания, отмеченного в Приморье на рубеже атлантика и суббореала и соответствующего кратковременной регрессии Японского моря ( $4600 \pm 60$  л. С<sup>14</sup>-Ки-3679) (Пушкарь, 1979).

Экозона 5 (интервал 1.50–1.10 м). Комплекс диатомей характеризуется высокой численностью пресноводных видов: *A. islandica* (75 %), *A. ambigua* (6 %) при увеличении болотно-почвенных: *H. amphioxys* (до 9.7 %), *E. glacialis* (6.8 %). Отмечается незначительный рост лагунно-морских видов (до 1 %), которые, возможно, свидетельствуют о новой ингрессии. По своим масштабам она была не столь выражена как ингрессия оптимума голоцена (Simonsen, 1962; Lowe, 1974; Пушкарь, 1979).

Экозона 6 (интервал 1.10–0 м) характеризуется почти полным исчезновением лагунно-морских видов и обилием озёрно-аллювиальных *A. islandica* (до 51 %). Наблюдается увеличение численности холодноводных болотно-почвенных диатомей: *H. amphioxys* (20.8 %), *Pinnularia borealis* Ehr. (10.9 %),

*Einothia praerupta* Ehr. (до 10 %). Формирование данных отложений относится к фазе похолодания на границе суббореал-субатлантик (1930 ± 40 л С<sup>14</sup>-Ки-3678). Выявленные изменения экологической структуры диатомовых палеосообществ из отложений I-ой надпойменной террасы р. Раздольная дают основание полагать, что их формирование происходило при ингрессионном влиянии вод Японского моря. Это отразилось на соотношении экологических групп диатомей и на литологическом

облике осадков. Наибольшее влияние моря, когда его уровень достиг своего максимального значения до + 3 м выше современного, соответствует оптимуму голоцена. В это время происходило формирование риасового типа побережья Приморья. Последующие ингрессии не были столь значительны и не оказывали сильного влияния на характер побережий и его динамику.

Работа выполнена при поддержке грантами 12-II-CO-08-024, 13-III-B-08-175.

#### Список литературы

1. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа). М.: Наука, 1979. – С. 140.
2. Lowe R.L. Environmental requirements and pollution tolerance of freshwater diatoms. Cincinnati: Nation. Environm. Res. Center Press., 1974. 334 p.
3. Simonsen R. Untersuchungen zur Systematic und Oklogie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee // Intern. Rev. Hydrobiol. (Spec. issue), 1962. N 1. P. 1-144.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ  
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО  
РЕЗУЛЬТАТАМ ГДП-200

NEW DATA ON STRATIGRAPHY  
OF NEOPLEISTOCENE  
AND HOLOCENE DEPOSITS  
OF THE EASTERN CISCAUCASIA  
BY THE RESULTS OF CDP-200

Н.Л. Энна, А.Н. Письменный

ОАО «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия  
enna@geolog.kmv.ru

N.L. Enna, A.N. Pismenny

OJSC «Kavkazgeolsemka», Essentuki, Russia

Проведенное в последние годы (2007–2012 гг.) геологическое доизучение масштаба 1:200 000 (ГДП-200) в пределах центральной части Восточного Предкавказья (листы L-38-XXVII, -XXVIII, -XXIX), позволило создать современную среднемасштабную геологическую основу и внести существенные коррективы в представления о геологическом строении данной территории. Карта четвертичных отложений подготовлена в соответствии с обновленной Легендой Скифской серии листов ГК-200 с учетом морфолитогенетического районирования территории с использованием многочисленных палеонтологических определений, позволивших фаунистически обосновать наличие выделенных геологических границ между разновозрастными подразделениями неоплейстоцена и голоцена, а так же последних данных по стратиграфическому расчленению почвенно-лессовой формации и морских образований (Свиточ, Янина, 1997; Шкатова, 2005, и др.).

Территория Восточного Предкавказья охватывает фрагменты Прикумской денудационно-аккумулятивной лессовой равнины, Манычской аллювиально-морской и озерной равнины и неразделенных Прикаспийской и Терско-Кумской аллювиально-морских равнин (рис. 1). Отложения четвертичной системы имеют повсеместное распространение и представлены образованиями континентальной лессово-почвенной формации и морской формации Каспийского моря. Первая из них развита в пределах Прикумской равнины, образует мощный покров с возрастным диапазоном, охватывающим всю четвертичную систему. Морские образования распространены, в основном, в пределах Манычской и неразделенных Прикаспийской и Терско-Кумской равнин, и только апшеронский мариний развит и в восточной части Прикумской равнины.

Отложения морской формации представлены прибрежно-морскими осадками апшеронского, бакинско-хазарского трансгрессивно-регрессивных циклов, не выходящих на поверхность, а так же хвалынскими и новокаспийскими образованиями, имеющими выходы на дневную поверхность. По

результатам ГДП-200 наиболее полно были изучены морские и аллювиально-морские отложения хвалынского и новокаспийского времени, уточнено их строение, пространственное распространение, время и последовательность формирования.

Нижнехвалынский мариний формировался на этапе максимального распространения хвалынской трансгрессии и имеет повсеместное распространение в южной части Прикаспийской и Терско-Кумской равнин. Глубина залегания подошвы мариния колеблется в пределах от 0 м до -49 м. Отложения довольно выдержаны в фациальном и литологическом отношении и представлены песками желтовато-серыми, чередующимися с суглинками и глинами, последние жирные и пластичные, мощность прослоев до 0,5–1 м. Общая мощность мариния – до 80 м. Возраст отложений определяется многочисленными находками фауны, из нижней части разреза определены: *Didacna eristata* (Bog.), *D. paralela* Bog., *D. Zhukovi* Fed., *Leptocythere aff. bosgueti* (Liv.), *Drlissensia distincta* (Andrus.), *D. polymorpha* Pall., из верхней части разреза – микро- и макрофауна: *Dreissena* sp., *Theodoxus pallasii* Jindh., *Micromelania* sp. ind, *Clessiniola* sp. *Candona* sp. juv, *Leptocythere nedicata*, *Didacna protrata* E., *D. ex gr. trigouoides* Pall., *Monodaena caspia* Eichw. и др.

Нижнехвалынский аллювиомариний дельтовых фаций выделен на правом берегу реки Кумы, восточнее г.Буденновск. Представлен серовато-желтыми песками, в верхней части последних появляются тонкие прослои суглинков грязно-серых, песчаных, супесей и алевроитовых глин. В песках обнаружены солонатоводные моллюски и пресноводные остракоды. Мощность описанных отложений достигает 20 м.

Верхнехвалынский мариний имеет значительное площадное распространение, в восточной части, от уровня железной дороги Кизляр-Астрахань, отложения перекрыты новокаспийскими образованиями. Согласно, местами с размывом залегают на нижнехвалынском маринии, представлен песками буровато-желтыми, полимиктовыми и супесями



с прослоями суглинков, в основании встречаются грубозернистые пески с битой ракушкой. Мощность верхнехвалынского мариния достигает 20 м. В отложениях отмечается характерный комплекс моллюсков и богатый комплекс солоноватоводных остракод, определяющих их возраст – *Didacna subcatilus* Andrus., *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm., *D. trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides*, *D. parallela*, (последние – определения А.А. Свиточ и Т.А. Яниной).

Для отображения на карте последовательности формирования верхнехвалынский мариний разделен на две части – нижнюю и верхнюю. Деление, в некоторой степени, условное, поскольку, с учетом литологического состава они мало чем отличаются друг от друга. Нет резких отличий и в видовом составе фауны, за исключением того, что в отложениях, отнесенных к верхней части помимо хвалынских форм, появляются виды характерные для новокаспийских осадков. Граница между нижней и верхней частями проводится по одному из основных уровней стояния позднехвалынского моря, в настоящее время она представлена уступом меридионального направления вдоль горизонтали –10 м.

*Верхнехвалынский аллювиомариний дельтовых фаций* имеет широкое распространение в пределах Прикаспийской и Терско-Кумской равнин. В морфологическом плане он образует отдельные многочисленные песчаные массивы – Джанайский, Ермолинский, Маракша, Карантинный, Андраагинский и др., с резко расчлененным бугристо-холмистым рельефом. Наибольшая их площадь распространения приурочена к долине р. Кумы и к меридиану железной дороги Кизляр – Астрахань. Образовались эти массивы в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности протоков в области дельт, где некогда существовал почти сплошной покров образований дельтовых фаций. Не исключено, что на конец хвалынского времени, они покрывали поверхность, в рамках нынешних границ, сплошным покровом. Эти массивы, в региональном плане, образуют гряды меридионального направления, однако формы рельефа внутри массивов, а это песчаные бугры, валы с котловинами выдувания, имеют широтное или близкое к нему простирание. Эти отложения, так называемая «бугровая толща», представляют собой интерес не только как геологический памятник, но и археологический, поскольку, хранят в себе многочисленные артефакты от каменного до бронзового веков. Ранее часть образований аллювиомариния дельтовых фаций выделялись как эоловые.

*Новокаспийский мариний* развит в восточной части описываемой территории, его крайние западные выходы, в целом, ограничены абсолютной отметкой -22 м. Граница с верхнехвалынскими образованиями довольно выдержана в меридиональном направлении, лишь на отдельных интервалах она

ингрессивно заходит на запад в понижения и низины хвалынского рельефа, облекая при этом его возвышенные формы. Одна из таких протоков, в 24 км к северу от пос. Артезиан, заходит вглубь поля развития верхнехвалынских отложений на 12 км. Благодаря наличию уровненных поверхностей стояния Каспийского моря, а также неоднородности фауны и отличительному, как от подстилающих хвалынских образований, так и внутри себя, литологическому составу пород, мариний довольно уверенно делится на три части.

*Нижненовокаспийский мариний* представлен тонко-зернистыми, не слоистыми, рыхлыми песками, отличительной особенностью которых является их пепельно-серый цвет с многочисленной фауной, что позволяет проследить их распространение по площади. Средненовокаспийский мариний образован серыми и зеленовато-серыми, однородными песками с пятнами рыжих разностей. Верхненовокаспийский мариний сложен песками серыми, мелкозернистыми, хорошо сортированными, с пятнами ожелезнения и прослоями мелкозернистого детрита – перемытой ракушки (или ракушняков рыхлых) и алевроитов глинистых темно-серого цвета (до 0,4 м). В целом, граница ниже- и средненовокаспийского мариния контролируется абсолютными отметками -24 – -25 м, верхненовокаспийский мариний образует низкую террасу с отметками кромки от -27 до -28 м. Новые геологические материалы совместно с палеонтологическими позволили впервые на данной территории провести по фактическому малакофаунистическому материалу (а не только по абсолютным отметкам, как ранее) границы новокаспийских трансгрессий, подтвердив таким образом их самостоятельность.

Мощность новокаспийского мариния в пределах изученной площади не превышает 6,5 м. Возраст определяется многочисленными находкам фауны. Для нижненовокаспийского мариния монодоминантом является *Gerastoderma glaucum* (Poir.), совместно с ней встречаются единичные экземпляры *Didacna crassa* (Eichw.) и *Didacna polymorpha* (Pall.) (определения Яниной). В средненовокаспийском маринии монодоминантом является *Didacna*, *Didacna crassa* (Eichw.), *D. cristata* (Bog.) Fed., *D. trigonoides* (Pall.), *D. pyramidata* (Grimm.). Встречаются *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna laeviuscula* и *Gerastoderma glaucum* (Poir.) (определения Яниной). Установлено, что средненовокаспийский бассейн, в отличие от ранненовокаспийского, был более опресненный, в его пределах отмечаются даже раковины пресноводных видов, что свидетельствует о влиянии пресных вод на морской бассейн данного района (Шкатова, Дорофеева, 1998). Возраст верхненовокаспийского мариния определяется по наличию в отложениях *Mytilaster lineatus* Gmel. и *Abra ovata* (Philippi.). Встречаются *Dreissena polymorpha caspia* (Pall.).



Рис. 1. Схема районирования Восточного Предкавказья по типам разрезов четвертичных образований (по Легенде Скифской серии листов Госгеолкарты-200 с изменениями)

#### Список литературы

1. Лаврищев В.А., Греков И.И., Шкатова В.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист L-38 – Пятигорск. С-Пб, 2005.
2. Письменный А.Н., Терещенко В.В., Вертий С.Н. и др. Отчет по объекту: «ГДП-200 листов L-38-XXVII, XVIII (Величаевский объект)». Ессентуки, 2010. Т. 1. 423 с.
3. Письменный А.Н., Семенуха И.Н., Терещенко В.В. и др. Отчет по объекту: «ГДП-200 листа L-38-XXIX (Артезианский объект)». Ессентуки, 2012. Т. 1. 415 с.
4. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М., изд-во МГУ, 1997. 264 с.
5. Шкатова В.К. Единая (для суши и моря) региональная стратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена Каспия (проект). Материалы совещания «Квартер-2005» (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.). Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, «Геопринт», 2005. С. 466–467.
6. Шкатова В.К., Дорофеева Л.А. Отражение стока ледниковых талых вод в гидрологических режимах позднплейстоценовых бассейнов Каспия. – В кн.: История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб., «ВСЕГЕИ», 1998.

**КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ  
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ. СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ  
УСЛОВИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ  
С ФИЛОГЕНИЕЙ ОСНОВНЫХ  
ГАПЛОГРУПП ЧЕЛОВЕЧЕСТВА**

**CLIMATIC CORRELATIONS  
IN THE PLEISTOCENE. EFFECTS  
OF ENVIRONMENTAL CHANGES  
TO MAJOR HAPLOGROUP PHILOGENY**

**В.П. Юрковец**

*Академия ДНК-генеалогии, Ньютон, США  
valery.yurkovets@gmail.com*

**V.P. Yurlovets**

*The Academy of DNA Genealogy, Newton, USA*

Современные данные по палеогеографии Русской равнины, Западной Сибири и Понто-Каспия в верхнем плейстоцене (Лазуков и др., 1981; Сычёва и др., 2007; Anikovich et al, 2007; Симакова, 2008; Гросвальд, 2009;) показывают, что внутри Валдайского оледенения, кроме Молого-Шекснинского, выделяется ещё одно межледниковье, которое маркируют гидроузельская почва, нижняя почва Костёнок и александровская почва. В Западной Европе ему соответствует интерстадиал Вюрм II/I, в Западной Сибири – интерстадиал, маркируемый верхней палеопочвой II террасы искитимского педокомплекса верхнекраснодубровской подситы (Архипов, 1997), в Северной Америке – интерстадиал Висконсин II/I. Также выделяется ещё одна ледниковая фаза, коррелирующая с Леясциемским похолоданием в Восточной Европе, стадиалом Вюрм II в Западной Европе, Конощельским похолоданием в Западной Сибири и стадиалом Висконсин II в Северной Америке. С добавлением этого цикла, оледенения в северном полушарии обнаруживают закономерную ритмичность, период которой составляет около 26 тысяч лет.

Предложена модель, объясняющая чередование оледенений и межледниковий прецессией оси вращения Земли, период которой – 26 тыс. лет (Verhoogen et al., 1970) совпадает с выявленным «большим» (гляциал-интергляциал) циклом в период Валдайского (Вюрмского) оледенения в Европе, а также соответствующих подразделений в Сибири и Северной Америки. Показано, что оледенения и межледниковья в северном и южном полушариях чередуются в противофазе в соответствии с механизмом прецессии – попеременным обращением к Солнцу северного и южного полушарий Земли в перигелии, афелии

и других характерных точках своей орбиты в течение одного периода прецессии.

Проанализирован материал, связанный с глобальными похолоданиями и потеплениями в голоцене и финальном плейстоцене и соответствующими им колебаниями внутренних водоёмов (Pettersson, 1914; Шнитников, 1969; Матюшин, 1996; Kennett et al., 2003; Янина, 2009), что позволило уточнить и дополнить новыми данными схемы Блитта-Сернандера и Петтерсона-Шнитникова-Матюшина. В результате выявлен «малый» климатический цикл (2 тысячи лет), совпадающий с конstellляциями (совмещениями) больших осей орбит Земли и Луны в перигелии, которые управляют увлажнениями климата Земли (рис. 1).

На примере трёх видов мамонта, обитавших в Восточной Европе в период Валдайского оледенения (Чубур, 1997), показано, что широкое распространение мегафауны в высоких широтах северного полушария происходило не в разгар оледенений, а в периоды межледниковий. Наступление каждого нового оледенения приводило к гибели мегафауны.

Проведено сопоставление «большого» и «малого» циклов (Yurkovets, 2011) с хронологией археологических культур и филогенией гаплогрупп (Клёсов, 2011; Klyosov, Rozhanskii, 2012), которое обнаружило надёжную корреляцию между ними. Показано, что образование новых субкладов (гаплогрупп) на Филогенетическом древе Y-хромосомы связано с прохождением отдельными популяциями «бутылочных горлышек» в периоды климатических катастроф и экологических кризисов, а замещение одних археологических культур другими в абсолютном большинстве случаев связано с вынужденными миграциями.



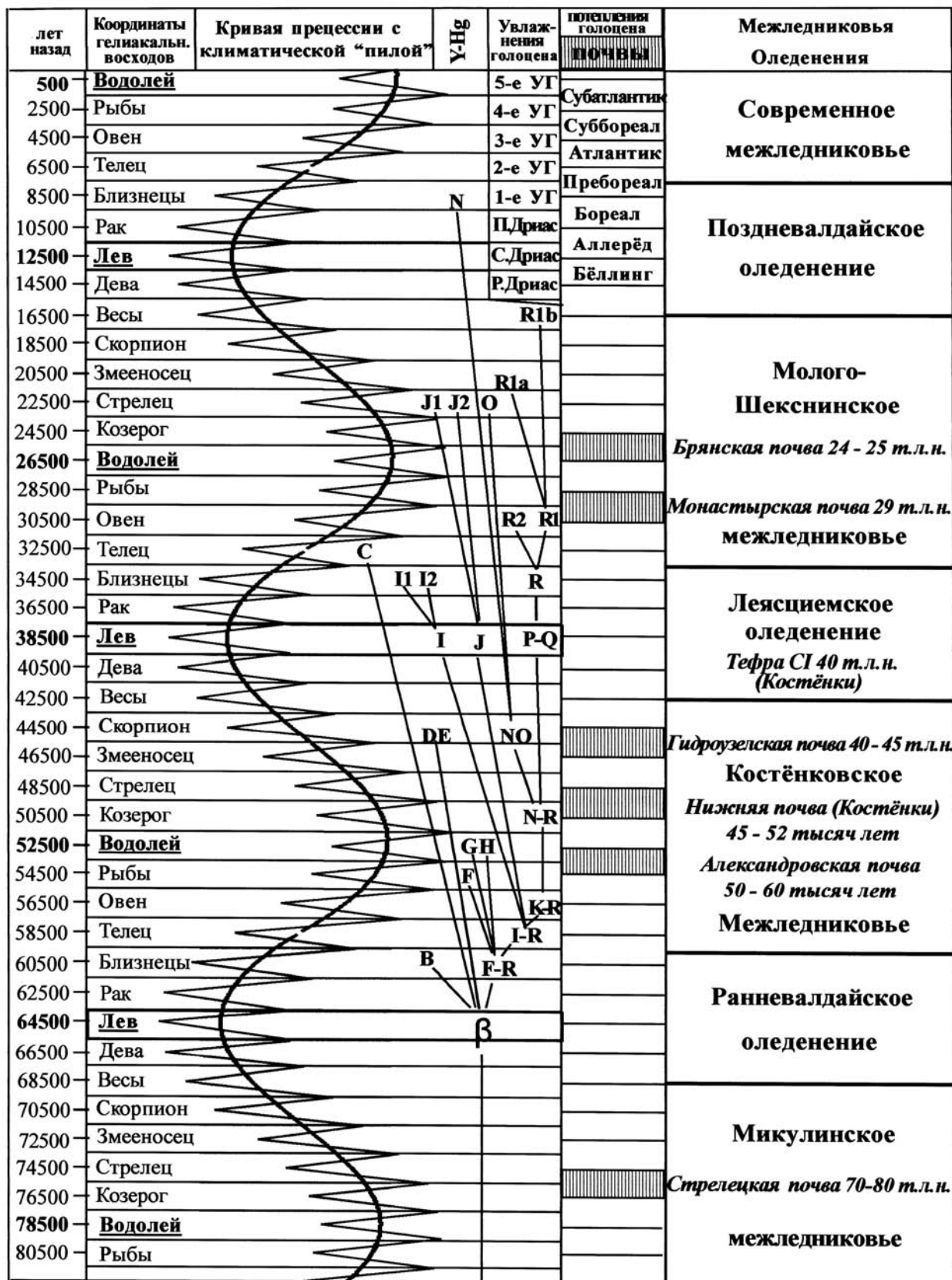


Рис. 1. Климатические корреляции



## Список литературы

1. *Архинов С.А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 18. С. 1863–1884.
2. *Гросвальд М. Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания / *Материалы гляциологических исследований*, 2009. Вып. 106. 152 с.
3. *Клёсов А.А.* ДНК-генеалогия основных гаплогрупп мужской половины человечества (Часть 2) // *Вестник Российской Академии ДНК-генеалогии*, 2011. Т. 4. № 7. С. 1367–1494.
4. *Лазуков Г.И., Гвоздовер М.Д., Рогинский Я.Я.* Природа и древний человек / Москва, 1981. 224 с.
5. *Матюшин Г.Н.* Археологический словарь / Москва, 1996. 304 с.
6. *Симакова А.Н.* Развитие растительного покрова Русской равнины и Западной Европы в позднем неоплейстоцене – среднем голоцене (33–4.8 тыс. л.н.) (по палинологическим данным) / Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Геологический институт РАН. Москва, 2008. 32 с.
7. *Сычёва С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н.* Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины / *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода*. Москва, 7–9 ноября 2007 г. Москва, 2007. С. 404–407.
8. *Чубур А.А.* Мамонты Верхнего Поочья: особенности популяции и связь с палеолитическим человеком / *Сборник научных трудов: Археологические памятники среднего Поочья*. Рязань, 1997. Вып. 6. С. 3–9.
9. *Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажнённости / Ленинград, 1969. С. 244.
10. *Янина Т.А.* Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа / Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора географических наук. Москва, 2009. 42 с.
11. *Anikovich, M.V., Sinitsyn A.A., Hoffecker John F., Holliday Vance T., Popov V.V., Lisitsyn S.N., Forman Steven L., Levkovskaya G. M., Pospelova G.A., Kuz'mina I. E., Burova N.D., Goldberg Paul, Macphail Richard I., Giaccio Biagio, Praslov, N.D.* Early Upper Paleolithic in Eastern Europe and Implications for the Dispersal of Modern Humans // *Science*, 2007. P. 315:223–225.
12. *Kennett, James P., Cannariato, Kevin G., Hendy, Ingrid L., and Behl, Richard J.* Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis / DC: American Geophysical Union. ISBN 0875902960. Washington, 2003. 216 p.
13. *Klyosov Anatole A., Rozhanskii Igor L.* Re-Examining the «Out of Africa» Theory and the Origin of Europeoids (Caucasoids) in Light of DNA Genealogy // *Advances in Anthropology*. 2012. Vol.2, No.2. P. 80–86.
14. *Pettersson, Otto.* Climatic variations in historic and prehistoric time / *Svenska Hydrogr. Biol. Komm. Skriften*, 1914. No. 5, 26 p.
15. *Verhoogen, J., Turner, F.J., Weiss, L.E., Wahrhaftig, C., Fyfe, W.S.* 1970. The Earth. An Introduction to Physical Geology / Holt, Rinehart and Winston, Inc. New York – Chicago – San Francisco – Atlanta – Dallas – Montreal – Toronto – London – Sydney, 1970. 748 p.
16. *Yurkovets, V.P.* Caspian-Black Sea-Mediterranean climatic, archaeological, and paleogeographic correlations / *Abstract Volume INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip «Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies» (2005–2011)*, Odessa I.I.Mechnikov National University. Odessa, 2011. P. 195–201.

**МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА** | **MICROMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF STRUCTURES OF QUATERNARY SEDIMENTS OF THE WESTERN YAMAL COAST**

**А.С. Якимов<sup>1</sup>, Р. Шнайдер<sup>2</sup>, С.В. Губин<sup>3</sup>, А.А. Васильев<sup>1</sup>, К. Штар<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия*

<sup>2</sup>*Университет Трира, Трир, Германия*

<sup>3</sup>*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, РФ*

<sup>4</sup>*Университет Хоенхайм, Штутгарт, Германия*

*Yakimov\_Artem@mail.ru*

**A.S. Yakimov<sup>1</sup>, R. Schneider<sup>2</sup>, S.V. Gubin<sup>3</sup>, A.A. Vasiliev<sup>1</sup>, K. Stahr<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Earth Cryosphere institute, Tyumen, Russia*

<sup>2</sup>*University of Trier, Trier, Germany*

<sup>3</sup>*Institute of physicochemical and biological problems of soil science, Pushchino, Russia*

<sup>4</sup>*University of Hohenheim, Stuttgart, Germany*

Применение микроморфологических исследований в четвертичной геологии и почвоведении существенно расширяет представление об организации и свойствах изучаемых природных тел, позволяет получать дополнительную информацию об их развитии и функционировании во времени и пространстве. В то же время следует отметить, что применение этого метода для изучения четвертичных отложений и палеопочв Арктики и Субарктики как в России, так и за рубежом не получило широкого развития. Особенно это касается исследования отложений и погребённых почв прошедших стадии криогенеза или находящихся в мёрзлом состоянии в настоящее время.

Микроморфологический метод при исследовании четвертичных отложений и почв полярных регионов России использовался И.Т. Кошелевой (1958); В.Д. Васильевской и др. (1972); Турсиной и др. (1981); Ю.А. Ливеровским (1983); С.В. Губиным (1987); Н.Л. Артёмовой (1988) и др., для изучения почв Северной Америки он применялся W.L. Kubiena (1972); R. Brewer (1975). В то же время вопросы организации четвертичных отложений на микроуровне остаются слабо изученными. В микростроении материала отложений отражено сочетание признаков, связанных с особенностью их происхождения и развития, что позволяет использовать ряд микропризнаков в качестве диагностических. В этой связи целью данной работы являлось установление связи между диагностическими признаками строения четвертичных отложений на микроуровне с генезисом и криогенной трансформацией слагающего их материала.

Район исследования расположен на западном побережье полуострова Ямал. Изучены обнажения на побережье в 500 м к югу от гидрометеорологической станции Марре-Сале.

Объектами изучения являлись отложения III морской террасы позднеплейстоценового возраста.

По международной морской изотопной шкале кислорода (Marine oxygen isotopic stage) время её образования относится к стадиям MIS 4 (72–60 тыс. лет) и MIS 3 (60–25 тыс. лет).

Методика исследования состояла в использовании иерархического подхода при анализе строения отложений на макро-, мезо- и микроуровнях. Материал выделенных слоёв на макро- и мезоуровнях изучался непосредственно в стенках расчисток. Из основных геологических слоёв на микроморфологический анализ были отобраны талые образцы ненарушенного сложения, из которых в лаборатории микроморфологии почв Университета г. Трир (Германия) были изготовлены шлифы по международной методике (Fitzpatrick, 1970).

В стенке обнажения выделено три типа генетических отложений: морские, лагунные и континентальные, последовательно сменяющие друг друга снизу вверх и слагающие III морскую террасу Западного Ямала.

Микроморфологические признаки строения материала отложений морского генезиса указывают, что ведущими процессами трансформации их материала после отступления воды являлись растрескивание тонкодисперсной массы, связанное с её высыханием и усадкой, а также её окисление, приведшее к формированию микрозон ожелезнения. Микроморфологические формы органического вещества и их распределение указывают на спокойные водные условия, в которых происходило накопление этих осадков. Таким образом, микростроение материала подтверждает морское, происхождение отложений нижней части террасы и режим спокойного осадконакопления в условиях мелководья.

Лагунные отложения занимают промежуточное положение в толще исследуемых осадков и характеризуются наибольшими различиями, свидетельству-

ющими о часто изменяющихся условиях накопления и дальнейшего развития. Хорошо выраженная микроразнообразие и микроагрегированность основной массы, дифференциация микростроения материала по гранулометрическому составу, наличие микроагрегатов коагуляционной природы и глинистых новообразований, биоморф водной растительности свидетельствуют о полуводной природной обстановке, в которой формировались эти осадки. В это время происходили наибольшие колебания уровня моря, вследствие чего береговая зона испытывала периодические осушения и затопления. Осушённые участки испытывали ветровое воздействие. Трансформация исходного материала была связана с этими природными процессами, которые приводили к набуханию – усыханию, пространственной дифференциации материала на уровне микрозон по гранулометрическим показателям, а также общему облегчению гранулометрического состава. Данный тип отложений по своему строению и свойствам близок к отложениям маррессальской свиты, но в то же время имеет ряд существенных отличий вызванных трансформацией материала под воздействием часто изменяющихся природных условий. В этой связи целесообразно рассматривать данный тип отложений как самостоятельный и занимающий верхнюю часть маррессальской свиты.

Формирование континентальных отложений происходило на заключительной стадии развития территории и продолжается в настоящее время. Осадки этой толщи отличаются лёгким гранулометрическим составом, слабой микроагрегацией, наличием слабо окатанных зерен первичных минералов, преобладающих в основной массе. Особо следует отметить проявление в микростроении материала признаков педогенеза. Современный облик ландшафтов территории связан с активным поступлением минерального материала с внутренних районов материка за счёт водного и твёрдого стоков и последующей его трансформацией под действи-

ем криогенного, золотого, озёрно-аллювиального, флювиального, болотного процессов.

Подведём итог: для трёх типов генетических отложений установлены различия организации их материала на микроуровне. Выявлено, что микроморфологическое строение отражает как условия накопления, так и дальнейшего преобразования рассматриваемых толщ. Ряд выделенных микропризнаков может быть использован в качестве диагностирующих при проведении реконструкции генезиса отложений. К наиболее информативным диагностическими признаками микростроения можно отнести состав и строение основы, особенности микроразнообразия строения, микроагрегацию, характер и формы ожелезнения материала, микроформы органического вещества, характеристики его накопления и перераспределения. На основании анализа микроморфологического строения толщ можно сделать вывод о спокойной водной обстановке накопления морской пачки отложений, изменениях уровня моря и периодических осушениях поверхности в процесс формирования лагунных осадков. Характер организации континентальных отложений указывает на активное поступление и переработку материала экзогенными процессами, педогенезом, что связано с окончательным отступлением моря и установлением условий близких к современной природной ситуации. Выявленные связи происхождения отложений и ряда ведущих черт их микростроения позволяют использовать микроморфологический метод для определения генетической принадлежности ряда осадков и установления особенностей трансформации слагающего их материала под воздействием изменяющихся условий природной среды во времени.

Работа выполнена при поддержке программ: Российской Академии наук № 20 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология» и Европейского Союза «Erasmus Mundus».

### Список литературы

1. Артёмова Н.Л. Микроморфология лёссовых образований области вечной мерзлоты как показатель их генезиса. Автореф. канд. дис. – М.: Изд-во МГУ, 1988.
2. Губин С.В. Палеогеографические аспекты почвообразования на Приморской низменности Севера Якутии. – Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1987.
3. Кошелева И.Т. Микроморфология тундровых почвогрунтов как возможный индикатор их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. География, 1958. № 3.
4. Ливеровский Ю.А. Почвы Крайнего Севера и некоторые вопросы их генезиса и классификации. // Почвоведение, 1983. № 5.
5. Туркина Т.В., Стенина Т.А. Особенности микростроения тундровых дифференцированных почв Коми АССР // Бюл. Почв. ин-та, 1981. Вып. 28.
6. Brewer R., Pawluk S. Investigations of some soils developed in hummocks of the Canadian Sub-Arctic and Southern Arctic regions. I. Morphology and micromorphology // Canad. J. Soil Sci., 1975. V. 55. № 3
7. Fitzpatrick S.A. A technique for the preparation of large thin sections of soil and unconsolidated materials. – In.: Micromorphological Techniques and Applications. Harpenden, 1970.
8. Kubiena W.L. On the micromorphology of the arctic of North Alaska // In.: Soil Micromorphology. Warszawa, 1972.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ  
ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОГО УРАЛА  
В ГОЛОЦЕНЕ ПО ИЗМЕНЕНИЯМ  
СТРУКТУРЫ СООБЩЕСТВ  
ПРЕСМЫКАЮЩИХСЯ** | **RECONSTRUCTION  
OF THE SOUTH URAL LANDSCAPES  
DYNAMICS IN HOLOCENE BASED  
ON THE CHANGES IN THE STRUCTURE  
OF REPTILE ASSEMBLAGES**

**Т.И. Яковлева<sup>1</sup>, А.Г. Яковлев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Башкирский государственный педагогический университет им. М. Акмуллы, Уфа, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии УфНЦ РАН, Уфа, Россия

tiy2@yandex.ru, a\_jakovlev@mail.ru

**T.I. Yakovleva<sup>1</sup>, A.G. Yakovlev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Bashkir State Pedagogical University named after M. Akmulla, Ufa, Russia

<sup>2</sup>Institute of Geology UfSC RAS, Ufa, Russia

Из 24 пещерных местонахождений Западного макросклона Южного Урала определено 5051 костный остаток голоценовых пресмыкающихся (Яковлева, Яковлев, 2010 а). Определено 10 видов пресмыкающихся, которые были разделены на группы по их предпочитаемым местообитаниям. К первой группе отнесены виды, заселяющие, главным образом, лесные местообитания – веретеница ломкая, живородящая ящерица, обыкновенная медянка, обыкновенная гадюка. Во вторую группу вошли виды, предпочитающие степные местообитания – разноцветная ящурка, прыткая ящерица, узорчатый полоз, степная гадюка. И выделена группа околородных видов – обыкновенный уж, водяной уж. Предполагается, что количественное соотношение этих групп видов соответствует преобладаемым биотопам времени существования сообществ пресмыкающихся. Из-за значительной меридиональной протяженности и градиента современных природных условий территория исследований была разделена на северную и южную части по 54е с.ш.

Доля таксонов подсчитывалась по общему количеству определимых остатков. В выводы по ландшафтам не вошли данные по тем подразделениям голоцена, из которых определено менее 100 остатков пресмыкающихся.

В раннем голоцене на западном макросклоне Южного Урала в сообществах пресмыкающихся были многочисленны степная гадюка (18,99 %) и прыткая ящерица (16,4 %). Веретеница ломкая, обыкновенная медянка, водяной уж и обыкновенная гадюка были субдоминантами. К категории редких видов отнесены живородящая ящерица и обыкновенный уж, и очень редких – узорчатый полоз.

В среднем голоцене доминантом в сообществах становится обыкновенный уж (32,81 %), в категорию субдоминантов входили веретеница ломкая,

обыкновенная медянка, прыткая ящерица, водяной уж, обыкновенная гадюка и степная гадюка. К редким видам отнесена только живородящая ящерица, к очень редким – разноцветная ящурка и узорчатый полоз.

В позднем голоцене в сообществах доминировали веретеница ломкая (25,7 %) и обыкновенная медянка (10,58 %) (содоминанты), субдоминанты – прыткая ящерица, обыкновенный уж, водяной уж, обыкновенная и степная гадюки. В категории редких видов – только живородящая ящерица.

В субрецентных сообществах пресмыкающихся доминировали обыкновенный уж (47,52 %) и обыкновенная гадюка (36,63 %), веретеница ломкая была субдоминантом и к категории редких может быть отнесена живородящая ящерица.

В современных сообществах пресмыкающихся на западном макросклоне Южного Урала доминирующее положение занимает обыкновенный уж и живородящая ящерица, субдоминантами являются обыкновенные гадюки и прыткие ящерицы, к категории редких и очень редких можно отнести – веретеницу ломкую, обыкновенная медянку и степную гадюку. Другие голоценовые виды в современных сообществах не обнаружены (Яковлев и др., 1997).

Структура голоценовых сообществ пресмыкающихся с северной части западного макросклона Южного Урала охарактеризована недостаточно. Достоверные данные есть только для среднеголоценовых сообществ. Отличие от региональных среднеголоценовых сообществ заключается в изменении относительной численности нескольких видов: живородящая ящерица переходит в категорию очень редких, водяной уж и степная гадюка – в категорию редких. Некоторые виды исчезают – разноцветная ящурка, прыткая ящерица и узорчатый полоз. Субрецентное сообщество в районе исследо-



вания изучено только в северной части. В среднем голоцене доля лесных видов составляет 52,55 %, а в субрецентных сообществах – 57,43 %. В среднем голоцене виды, характерные для степных местообитаний, очень редки – 0,39 %. Со среднего голоцена к современности значительно увеличивается доля околоводных видов – от 3,09 % до 36,63 %.

В южной части западного склона Южного Урала структура локальных сообществ отличается от региональных незначительно. В раннем голоцене обыкновенный уж переходит в категорию редких видов. В среднем голоцене содоминантами становятся веретеница ломкая (15,51 %), степная гадюка (15,09 %) и прыткая ящерица (10,9 %). Разноцветная ящурка и живородящая ящерица в южных сообществах являются субдоминантами, а узорчатый полоз – редким видом. В позднем голоцене только прыткая ящерица становится содоминантом. Для южной части Южного Урала в течение голоцена прослеживается увеличение доли видов лесных биотопов (ранний – 10,42 %; средний – 22,85 %;

поздний – 39,99 %) и уменьшения доли видов степных биотопов (ранний – 35,67 %, средний – 27,25 %, поздний – 17,08 %). Доля околоводных видов невелика, но тоже к современности увеличивается (ранний – 1,24 %, средний – 4,82 %, поздний – 8,6 %).

Таким образом, по изменению структуры голоценовых сообществ пресмыкающихся Западного макросклона Южного Урала можно предположить, что в северной части макросклона со среднего голоцена и до современности преобладали лесные ландшафты, а степные и луговые занимали значительно меньшую площадь. В тоже время, на юге макросклона с раннего голоцена и до современности прослеживается тенденция сокращения степных и луговых ландшафтов, а доля лесных ландшафтов значительно увеличивается. Разница в изменениях ландшафтов северной и южной частей западного макросклона Южного Урала установлена пока только по результатам изучения голоценовых земноводных (Яковлева, Яковлев, 2010 б) и пресмыкающихся.

#### Список литературы

1. Яковлев А.Г., Яковлева Т.И., Сатаев Р.М., Хабибуллин В.Ф., Байтеряков Р.Г. Новые данные о распространении земноводных и пресмыкающихся на территории Башкортостана // Башкирский край. Вып. 7. Уфа: Изд-во НМ РБ, 1997. С. 132–142.
2. Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Голоценовые пресмыкающиеся западного макросклона Южного Урала // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума, 10–12 ноября 2010 г. – Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс», 2010 а. С. 568–570.
3. Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Динамика групп видов земноводных открытых и закрытых местообитаний в голоцене Западного макросклона Южного Урала // Тр. Инст. биоресурсов и прикладной экологии. Вып. 9: V Всероссийская научно-практическая конф. «Биоразнообразие и биоресурсы Урала и сопредельных территорий». Оренбург, 7–11 июня 2010 г. Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2010 б. С. 187–189.

**ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ: ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА** | **LATE PLEISTOCENE OF THE PONT-CASPIAN REGION: ENVIRONMENTAL EVOLUTION UNDER GLOBAL CLIMATE CHANGE**

**Т.А. Янина**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия  
didacna@mail.ru*

**T.A. Yanina**

*M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

Понто-Каспий – система отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов. Его эволюция отражает глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Русской равнины и горных территорий, трансгрессивно-регрессивные события в Океане. Изучение истории природной среды региона началось в конце XIX в. Н.И. Андрусовым, продолжено многими исследователями. Несмотря на обилие накопленного материала, большинство вопросов палеогеографии региона – дискуссионны. К ним относятся и проблемы корреляции событий, их отклика на глобальные климатические изменения. Глобальные климатические события позднего плейстоцена, обусловленные вариациями инсоляции в результате изменений элементов земной орбиты, включают теплую (МИС 5 шкалы SPECMAP) и холодную (МИС 4–2) эпохи, имеющие сложное строение. В разных широтах и регионах они выражены по-разному: в Понто-Каспии – в чередовании трансгрессивных и регрессивных эпох, отражающих колебания уровня Океана и плювиальные или аридные условия в регионе; на Русской равнине и в горных странах региона – в образовании ледников и их деградации (что в свою очередь оказывало региональное влияние на развитие бассейнов Понто-Каспия).

Сравнительный анализ развития бассейнов Каспия и Понта, установление общих закономерностей и особенностей развития бассейнов разного типа (изолированного Каспийского и имеющего связь с океаном Азово-Черноморского) в условиях разномасштабных и разнонаправленных изменений климата – основная задача исследования.

Основой для реконструкции событий в Понто-Каспии и их корреляции служат биостратиграфические (экостратиграфические) схемы Каспия и Понта, выполненные в результате критического анализа основных местонахождений позднеплейстоценовой малакофауны в регионе (Янина, 2005). При

палеогеографических реконструкциях применен сопряженный метод – взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литолого-фациального, палинологического, диатомового, геохронологического и др. видов анализа новейших отложений. Материалы о климатических событиях позднего плейстоцена взяты из литературных источников.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую и хвалынскую трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. События этого же периода Понта представлены карангатской, сурожской и новоэвксинской трансгрессиями и разделяющими их регрессиями.

Каспий и Понт в позднем плейстоцене представляли бассейны разного типа, значительно отличавшиеся по характеру изменений уровня моря, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны (Янина, 2012). Различие палеогеографических условий в бассейнах Каспия и Понта во многом определялось степенью изолированности водоемов. По этой же причине по-разному отразились в их эволюции глобальные изменения климата.

Начало позднего плейстоцена характеризовалось теплой эпохой (МИС 5), на Русской равнине – миккулинским межледниковьем. О его возрастных границах нет единого мнения (Заррина, Краснов, 1983; Арсланов, 1992; Величко и др., 1999; Болиховская, Молодьков, 2011, и др.). Реконструкция палеогеографических событий в Понто-Каспийском регионе показывает, что межледниковье начала позднего плейстоцена в Каспии отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первый эндотермал (в фазу похолодания и увлажнения) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным бассейном с отрицательными отметками уровня. В Понте в начале позднего плейстоцена началась крупная межледниковая карангатская трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Ее

причина – межледниковый подъем уровня Океана и поступление средиземноморских вод в черноморскую котловину. В долине Маныча трансгрессия образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Регрессия раннего позднечазарского бассейна, очевидно, произошла в термодерогическую фазу межледниковья. В условиях сменившего ее второго эндотермала конца межледниковья получила развитие вторая позднечазарская трансгрессивная стадия (гирканская), образовавшая обширный лиман с глубоким проникновением в долину Восточного Маныча. В Понте продолжалось развитие карангатской трансгрессии. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии, образующей «слоеный пирог» из отложений с карангатской и позднечазарской малакофауной (Попов, 1983), подтверждает одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Существование тепловодных позднечазарских и карангатских бассейнов в Понто-Каспийском регионе охватывает временной интервал всей МИС 5. На начальных стадиях глобального похолодания уровень карангатского моря стал падать вслед за уровнем океана. Каспийские воды гирканского бассейна ингрессировали в освобождающуюся от карангатского залива долину Маныча, а затем и в Понт. Регрессивная тенденция развития карангатского моря была осложнена тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, распреснившего бассейн.

Холодной эпохе (МИС 4–2) отвечает валдайская ледниковая эпоха на Русской равнине. Представления исследователей о ней также различны. Эта эпоха отличалась преимущественно холодным континентальным климатом, а также сложной внутренней структурой. По мере приближения к максимуму ранневалдайского похолодания, в условиях холодного и сухого климата, гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные спорово-пыльцевые спектры отложений. Неоднородность климатических условий, выразившаяся в чередовании стадиялов и интерстадиялов, в ательских отложениях отразилась в появлении горизонтов ископаемых почв. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртаской озерной толщи Маныча, характеризующейся холодными пыльцевыми спектрами и также включающей до четырех горизонтов почв. В черноморской котловине развивалась посткарангатская регрессия, отвечающая ледниковой регрессии океана.

Глобальное потепление (МИС 3) нашло отклик в межстадиальном смягчении климата на Русской равнине, увеличении стока с водосборных бассей-

нов и уменьшении испарения над акваториями. Увеличение приходной составляющей водного баланса вызвало трансгрессивную тенденцию как в Каспии (начальная фаза раннехвалынской трансгрессии, «древнехвалынская» стадия), так и в Понте (сурожский умеренно тепловодный бассейн с отрицательными отметками уровня).

В холодную стадию (МИС 2) развивалось поздневалдайское оледенение. С образованием ледников уровень Понта следовал за падением уровня Океана и Средиземного моря. В максимум поздневалдайского оледенения наступила глубокая регрессия: в черноморской котловине существовал опресненный озерный ранненовоэвксинский бассейн. Бессточный Каспий в начальные фазы похолодания продолжал трансгрессировать, но трансгрессивная тенденция раннехвалынского бассейна была прервана в эпоху максимального похолодания, отличавшегося наиболее суровым климатом в плейстоцене. Развитие трансгрессии возобновилось в эпоху деградации оледенения. Трансгрессия каспийского типа началась и в новоэвксинском бассейне, однако его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящееся в регрессивном состоянии Средиземное море. Раннехвалынская трансгрессия, достигнув уровня Манычского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в Понт. В Каспии сброс вод вызвал снижение уровня раннехвалынского моря. С его новым подъемом последовала ингрессия каспийских вод в долину и следующий этап их стока в новоэвксинский водоем. Эти гидрологические события стали причиной подъема уровня последнего, а его максимум был достигнут в условиях «подпора» начавшейся трансгрессии Средиземного моря, о чем свидетельствуют показатели кратковременного поступления морских вод в новоэвксинский водоем (Yanko-Hombach, 2007). Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров: холодные засушливые условия среднего дриаса – енотаевской регрессией, континентализация бореального периода голоцена – мангышлакской регрессией. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией.

Таким образом, холодные трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта развивались синхронно в холодные (ледниковые) климатические эпохи. Максимальная высота уровня каспийских трансгрессий контролировалась высотой Манычского порога, а трансгрессий каспийского типа Понта – высотой Босфорского порога. Теплые трансгрессии Каспия и морские трансгрессии Понта развивались в межледниковые эпохи. Определяющим фактором для теплых каспийских трансгрессий было существование межледниковых

эндотермалов; для развития морских трансгрессий Понта это были межледниковые трансгрессии Океана. Холодные трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта развивались асинхронно с трансгрессиями Океана.

Холодные трансгрессии Каспия происходили в криогигротические фазы (Гричук, 1969) климатического цикла на Восточно-Европейской равнине, условия которых были благоприятны и для развития покровных оледенений. Пик увлажненности на Каспии достигал максимальных значений раньше максимального развития оледенения; в его максимум (конец гигротической фазы) отмечался спад уровня – холодная регрессия. Деградация

оледенений и увеличение стока вызывали новый трансгрессивный подъем уровня, а также отражались на его динамике более мелкими колебаниями. Теплая регрессия отвечала термоксеротической фазе межледниковья на Восточно-Европейской равнине. Теплые трансгрессии происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри межледниковий. Трансгрессии каспийского типа Понта развивались синхронно с холодными трансгрессиями Каспия; морские трансгрессии Понта, вызванные трансгрессиями Океана, однозначно коррелируются с межледниковьями Восточно-Европейской равнины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00093 и 12-05-01052).

### Список литературы

1. Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 133–137.
2. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии / Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 1. М., 2000. С. 149–178.
3. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58–76.
4. Гричук В.П. Растительный покров перигляциальной области / Лесс – перигляциал – палеолит на территории средней и восточной Европы. М.: ИГ АН СССР, 1969. С. 571–577.
5. Заррина Е.П., Краснов И.И. Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена в европейской части СССР // Советская геология, 1983. № 6. С. 52–60.
6. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
7. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. М., Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
8. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 264 с.
9. Yanko-Hombach V., Gilbert A., Dolukhanov P. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence // Quaternary International, 2007. N 167–168. P. 91–113.



РЕКОНСТРУКЦИЯ ДЛИНЫ ТЕЛА  
И ВЕСА ПРОМЫСЛОВЫХ ВИДОВ РЫБ  
ИЗ МАТЕРИАЛОВ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ  
РАСКОПОК ПОСЕЛЕНИЯ  
НА О. БЕРЕЗАНЬ (VI–V ВВ. ДО Н. Э.)

RECONSTRUCTION OF THE BODY LENGTH  
AND WEIGHT OF COMMERCIAL FISHES  
ON MATERIALS FROM ARCHAEOLOGICAL  
EXCAVATIONS OF THE SETTLEMENT  
ON BEREZAN' ISLAND (VI–V CENT. BC)

Е.Ю. Яниш<sup>1</sup>, А.Н. Ковальчук<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт зоологии имени И. И. Шмальгаузена НАНУ, Киев, Украина

<sup>2</sup>Национальный научно-природоведческий музей НАНУ, Киев, Украина,  
tinel@ukr.net; Biologist@ukr.net

Ye.Yu. Yanish<sup>1</sup>, A.N. Kovalchuk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Schmalhausen Institute of Zoology, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

<sup>2</sup>National Museum of Natural History, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

Остеологический материал для исследования был получен в результате археологических раскопок, проводившихся на территории о. Березань (поселение VI–V вв. до н.э.) в 1975 году. Видовая принадлежность определена по общепринятой методике (Лебедев, 1960) путем сравнения костных фрагментов с экземплярами костей современных рыб из коллекции Е.Ю. Яниш. Часть материала значительно фрагментирована, что существенно затрудняет определение до вида, а в ряде случаев и до отряда.

Для вычисления размеров рыб составлялась пропорция, куда подставлялись данные о размере идентичных костей исследуемой и современной рыб из сравнительной коллекции, для которой известны зоологическая и ихтиологическая длина, а также вес. Часть данных для вычисления веса рыб из археологических материалов взята из литературы (Лебедев, 1960; Мовчан, 2011). При подсчетах одна кость рыбы считается эквивалентной одному экземпляру, т. к. было доказано, что более, чем одна кость от одной рыбы сохраняется крайне редко (Лебедев, 1960).

Объем выборки с данного памятника – 59 костей. Из них 36 фрагментов (61 %) составили неопределимые в связи с недостаточной степенью сохранности (для ряда костей она составила 1–3 балла по 5-балльной шкале) и значительной фрагментированностью кости, а также не диагностические (ребра, в ряде случаев позвонки).

Остатки осетровых рыб составили 27 % от всех костей (рис. 1). Изучение видового состава рыб показало, что всего промыслом было охвачено 7 видов, относящихся к 3 отрядам: отряд Осетрообразные (Acipenseriformes) – осетр *Acipenser gueldenstaedtii* Brandt et Ratzeburg, 1833, севрюга *Acipenser stellatus* Pallas, 1771, белуга *Huso huso* L., 1758; отряд Карпообразные (Cypriniformes) – сазан *Cyprinus carpio* L., 1758, вырезуб *Rutilus frisii* (Nordmann, 1840), лещ *Abramis brama* (L., 1758); отряд Окунеобразные (Perciformes) – судак *Sander lucioperca* (L., 1758).

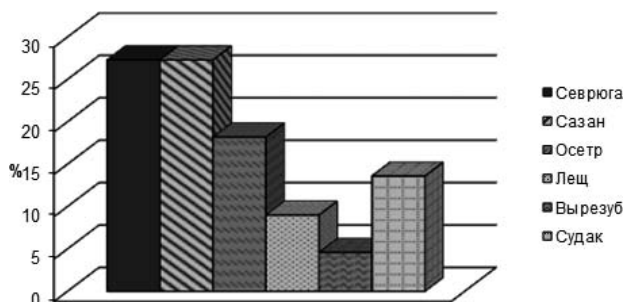


Рис. 1. Процентное соотношение промысловых видов рыб (Березанское поселение)

В ходе исследований нами выявлено, что в материале преобладают фрагменты краниального скелета рыб (CRA) над посткраниальными (PCRA) в соотношении 2:1 для костных рыб, тогда как для осетровых это соотношение равно 1:1. При анализе представленности видов для костных рыб нами зарегистрированы 4 вида по CRA и лишь 1 вид по PCRA, дублирующий уже определенные. Для хрящевых ганоидов отмечены 2 вида по CRA и 3 по PCRA. Данное соотношение показывает, что для осетровых характерна хорошая сохранность костей как краниального, так и посткраниального скелета, тогда как у костных рыб лучше сохраняются краниальные кости.

Для корректного вывода о соотношении видов выборка недостаточна. Мы можем лишь предварительно отметить, что наибольшее количество костных остатков принадлежит севрюге и сазану, на втором месте осетр, остальные виды представлены единичными костными фрагментами (рис. 1). При сравнении с результатами определений ихтиологического материала из других памятников Северного Причерноморья того же времени (Ольвия, Белозерское поселение и др.), мы видим, что в данной выборке представлены основные промысловые виды рыб, характерные для исследуемого периода (Анфимов, 1983; Яниш, 2009; Билкова, Яниш, 2010; Яниш, 2011; Bylkova, Yanish, 2012).

В результате анализа остеологического материала (n=15) нами реконструирована средняя длина тела, вес и возраст для шести видов рыб (табл. 1).

В целом по коллекции основной процент составляют половозрелые особи. Так как остеологический материал представляет собой кухонные остатки, возможен перерасчет костных фрагментов добывавшихся рыб на мясное потребление. Расчеты сделаны по всем определяемым костям краниального и посткраниального скелета. Так, осетр составил 44,6 %, северяга – 36,6 %, сазан – 9,8 %, судак – 6,2 %, лещ и вырезуб – по 4,6 %. При этом на первое место по массе вышел осетр, тогда как по количеству костных остатков преимущество было за северягой и сазаном. Соотношение для других видов также изменилось.

Для представителей шести видов рыб нами реконструирована зоологическая длина. Длина отдельных экземпляров составила: осетр – 156,3 см, 115,0 см и 161,0 см; северяга – 104,6 см, 86,8 см, 81,6 см; сазан – 91,0 см, 138,0 см, 67,0 см, 81,0 см; судак – 42,7 см, 48,2 см; вырезуб – 41,0 см; лещ – 61,2 см, 57,0 см.

В результате исследований мы выявили, что в данном случае 73 % костных остатков составляют

костные рыбы. Всего в материале зарегистрированы 7 видов рыб (4 вида костных и 3 – хрящевых ганоидов). Все представленные костные рыбы, кроме вырезуба, в настоящее время являются типичными видами для Азово-Черноморского бассейна. В то же время вырезуб и все осетровые занесены в третье издание Красной книги Украины. Для получения наиболее достоверной информации о видовом составе костных рыб, а также для расчетов наиболее целесообразно использовать кости краниального скелета. По количеству костных остатков доминируют северяга и сазан – по 27,3 %, на втором месте осетр – 18,2 %, судак – 13,6 %, лещ – 9,0 % и вырезуб – 4,6 %. При расчете мясного потребления выявлено, что на первом месте по рассчитанному количеству мяса находится осетр (44,6 %), на втором – северяга (36,6 %), сазан лишь на третьем месте (9,8 %). Основную часть добытых на поселении рыб (76,7 %) составляют половозрелые особи средних и крупных размеров, что может свидетельствовать о применении сетей с крупной ячейей и крючковых снастей (Цепкин, 1970; Васильева, 1999).

Таблица 1

Основные параметры рыб, реконструированные путем экстраполяции данных

Вид	L max, см	L min, см	L med, см	m med, кг	Возраст	
					Половозрелые	Неполовозрелые
Хрящевые ганоиды						
Осетр	161	115	144,1	26	3	–
Северяга	104,6	81,6	91	14,2	1	2
Костные рыбы						
Вырезуб	–	–	41	3,3	–	1
Лещ	61,2	57	59	1,6	2	–
Сазан	138	67	94,3	3,8	4	–
Судак	48,2	42,7	45,5	4,8	–	–
Северяга	104,6	81,6	91	14,2	1	2

### Список литературы

1. Анфимов Н.В. Рыбный промысел у меотов // Историческая этнография: традиции и современность. Проблемы археологии и этнографии. Межвуз. сб. – СПб., 1983. – Вып. 2. – С. 117–124.
2. Билкова В.П., Яниш Е.Ю. Борисфен найбільш корисний людям: іхтіологічні дані з Білозерського поселення // Археологія, 2010. – № 3 – С. 75–81.
3. Васильева А.В. Особенности рыбного промысла населения Недвиговского городища // Донская археология. – Ростов-на-Дону, 1999. – № 3–4. – С. 68–71.
4. Лебедев В.Д. Пресноводная четвертичная ихтиофауна европейской части СССР. – М., 1960. – 402 с.
5. Мовчан Ю.В. Риби України (визначник-довідник). – Київ, 2011. – 420 с.
6. Цепкин Е.А. Новые материалы к истории рыбного промысла в Танаисе // КСИА АН СССР, 1970. – Вып. 124. – С. 115–117.
7. Яниш Е.Ю. Ихтиофауна низовий Южного Буга и Днепро-Бугского лимана в IV в. до н. э. – III в. н. э. на основании анализа остеологических материалов, полученных в ходе археологических раскопок // 200 лет отечественной палеонтологии: Мат-лы всерос. совещания. – М., 2009. – С. 142–143.
8. Bylkova V., Yanish Ye. Borysthenes – the most serviceable river. Archeological evidence for the period after Herodotus // Geographica Historica, 2012. – Bd. 28. – P. 75–87.
9. Yanish Ye. The results of research fish bones from archaeological excavations of Olbia (VI century BC – IV century AD) // Fish and fishing. Archaeological, Anthropological, Taphonomical and Ecological Perspectives (ICAZ Fish Remains Working Group 16-th Meeting, October 23–30, 2011). – P. 61.

О НАХОДКЕ | ABOUT THE FINDING  
ЧЕРЕПА ИСКОПАЕМОГО ЛОСЯ | OF THE SKULL OF FOSSIL ELK  
В БАССЕЙНЕ Р. КУНОЖ | IN THE BASIN OF THE RIVER KUNOZH  
(ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТЬ) | (VOLOGDA REGION)

О.В. Яшина

МБУК «Череповецкое музейное объединение» музей Природы, Череповец, Россия  
Aculina12@rambler.ru

O.V. Yashina

Cherepovets Museum Associate, Museum of Nature, Cherepovets, Russia

Современный фаунистический комплекс Евразии сложился в течение последних 10 тыс. лет. Он представляет собой обедненную фауну плейстоцена, в течение которого климатические колебания способствовали формированию и развитию многих видов животных. Похолодания плейстоцена отразились и на особенностях лося как вида. В палеонтологической летописи это отражено в виде последовательности изменения морфологических признаков. Следы таких изменений видны и в проявлении признаков более ранних форм лося среди голоценовых *Alces alces*.

В настоящее время на нашей планете обитает один вид лося (*Alces alces*), который разделяется на две большие группы: европейскую и американскую. К европейской группе относится лось, ареал которого занимает всю Европейскую часть России и часть Азиатской (до левого берега р. Енисей, а так же Алтай). Эти группы лосей отличаются как фенотипически, так и генетически (Данилкин, 1999). Среди позднеплейстоценовых черепов лосей Евразии и Северной Америки преобладает морфотип *Alces americanus*, морфотип *Alces alces* встречается только изредка (Никольский, 2010). Поэтому на европейской территории для голоценовых форм лосей как атавизмы могут проследиваться признаки характерные и для американской расы, и для более ранних ископаемых форм.

В коллекции музея г. Тотьмы (Вологодская обл.) был обнаружен череп лося, со швом на внешней поверхности верхней части межчелюстной кости черепа (фото1), являющимся атавизмом, подтверждающим филогенетическую связь между *Alces* и *Cervalces* (Никольский, 2010).

В автореферате Никольского (2010) отмечено, что у позднеплейстоценовых *Alces* шов на верхней поверхности верхней части межчелюстной кости встречается в 10 %, у ископаемых американских

*Alces* в 45 %, у современных американских *Alces* в 19 %, у современных *Alces alces* не встречается совсем. Однако, присутствие такого шва на черепе лося с р. Кунож свидетельствует о сохранении атавистических признаков и у голоценовых особей.

Данные музейных документов о находке очень скудны. Это только надпись на карточке – «череп лося с рогами. Река Кунож». Географически – это граница Вологодской и Костромской области, южный склон системы водоразделов Атлека – Северные Увалы, (бассейн р. Волги). Степень сохранности находки свидетельствует о том, что он был обнаружен последнических отложениях.

При изучении находки сравнение проводилась с черепами современных лосей из коллекции Зоологического института СПб, с данными литературных источников и материалами исследования ископаемых и современных лосей Западной и Восточной Сибири (Язан, 1972; Sher, 1987; Васильев, 2005; Данилкин, 1999; Барышников, Тихонов, 2009). Кроме того, для сравнения были использованы фрагменты черепов позднеплейстоценовых лосей из коллекции Череповецкого, Тотемского, Вологодского, и Вельского музеев: № 756 ЧерМО, 10564 (ТМО), 10626 (ТМО), 1915 (ВКМ), с хорошо развитыми лобными выступами, глубокими лобными впадинами, основные параметры которых соотносимы с таковыми у современных лосей. В качестве второстепенных признаков было рассмотрено строение бугров для прикрепления мышц на основной затылочной кости (Schubert et al., 2004).

Возраст лося с р. Кунож, исходя из количества отростков и характера развития лопаты, можно оценить в 6–8 лет (Язан, 1972). В целом по своим морфометрическим параметрам череп лося с р. Кунож превышает средние размеры, характерные для лосей американской расы (табл. 1).

Таблица 1

Морфометрическая характеристика черепа (мм) взрослых лосей (старше 3,5 лет) (Данилкин, 1999) в сравнении с черепом лося р. Кунож

№ п/п	Промеры	<i>Alces alces</i> Печорская популяция средние/ макс., мм	<i>Alces alces</i> Европа средние/ макс мм	<i>Alces alces</i> Западная Сибирь средние/макс., мм	<i>A. a. pfizentmaueri</i> Восточная Сибирь средние/макс., мм	<i>A. alces buturlini.</i> Якутия средние/макс., мм	Тотыма <i>A. alces</i> мм
1	Длина черепа	525–597	543–602 570		581–592 581	569–607 592	595
2	Ширина черепа	195–233 203–221	200–223 205–222	210–232 220	198–239 222	222–241 233	241
3	Длина межчелюстных костей	-	201–261 225		169–255 220	-	232
4	Длина носовых ко- стей	-	81–126 103		83–119 101	94–111 104	119
5	Длина верхнего ряда зубов	-	141–152 145		135–159 153	140–159 149	152(154)



Рис. 1. Череп лося, р. Кунож (бассейн р. Унжи)



Список литературы

1. Барышников Г.Ф., Тихонов А.Н. Млекопитающие Фауны России и сопредельных территорий. Копытные. Часть 1. Непарнопалые и парнопалые (свиные, кабарговые, оленевые). Санкт-Петербург, 2009. С. 104–118.
2. Васильев С.К. Крупные млекопитающие казанцевского и каргинского времени Новосибирского Пообья. Автореферат дисс., 2005.
3. Данилкин А.А. Млекопитающие России и сопредельных регионов. М.: ГЕОС, 1999. С. 200–301.
4. Никольский П.А. Автореферат дисс., 2010. 24 с.
5. Рожков Ю.А., Проняев А.В., Пискунов О.Д., Овсякова Н.Э., Давыдов А.В., Рожкова Л.В. Лось. Популяционно-биологический анализ лицензионной информации. В сб. Охотничьи животные России, 2001. Вып. 4.
6. Язан Ю.П. Охотничьи звери печорской тайги. Киров: Кировское отделение Волго-Вятского кн. изд-ва. 1972. 383 с.
7. Azzaroli A. L'alce a Sénéze // *Paleontographia Italica*, 1952. 47:133–141.
8. Azzaroli A. On the occurrence of the Cervid genus *Libralces* in the Pleistocene of Italy. *Paleontographia Italica*, 1979. 71:48–54.
9. Azzaroli A. On the Quaternary and recent cervid genera *Alces*, *Cervalces*, *Libralces* // *Bollettino della Società Paleontographia Italiana*, 1982. 20. 147–154.
10. Azzaroli A. Forest Bad elks and giant deer revisited // *Zoological Journal of the Linnean Society*, 1994. 11: 119–133.
11. Azzaroli A. Taxonomy of Quaternary *Alcini* (*Cervidae*, *Mammalia*). *Acta Zoologica Fennica*. 1985. 170:179–180.
12. Breda M. The holotype of *Cervalces gallicus* Azzaroli, 1952 from Sénéze (Yaute-Loire, France) with nomenclatural implications and taxonomic-phylogenetic accounts. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 2001. 107:439–449.
13. Breda M. The morphological distinction and Biochronological between the postcranial skeleton of *Cervalces* / *Alces* and *Megaloceras giganteus* (Blumenbach 1799) and comparison between the two *Alcini* genera from the Upper Pliocene-Holocene of Western Europe // *Geobios*, 2005 (a). 38: 151–170.
14. Breda M., Marchetti M. Systematical and Biochronological review of Plio-Pleistocene Alceine (*Cervidae*: *Mammalia*) from Eurasia // *Quaternary Science Review*, 2005 (6). 24. P. 775–805.
15. Scott, W.B. «*Cervalces americanus*, a fossil moose, or elk, from the Quaternary of New Jersey». *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 1885. 37: 181–202.
16. Vislobocova I.A. Elks in the Pliocene of USSR // *Quartärpaläontologie*. 1986. 6. P. 236–242.
17. Von Driesch A.A. guide to the measurement of animal bones from archaeological sites // *Peabody Mus. Bull.*, 1976. № 1. 136 p
18. Sher A.V. History and Evolution of Moose in USSR. *Swedish Wildlife Research Supplement*. 1987. 1:71–97.

**О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ,  
ВМЕЩАЮЩИХ ЛЕВАЛЛУА-  
МУСТЬЕРСКУЮ ПЛАСТИНУ  
В ДОЛИНЕ РЕКИ АЛЕЙ  
(ПРЕДАЛТАЙСКАЯ РАВНИНА)** | **ABOUT AGE OF DEPOSITS,  
CONTAINING LEVALLUA-MUSTJERSKUJU  
BLADE IN VALEY OF RIVER ALEY  
(NEAR ALTAY FLATLAND)**

**Г.Г. Русанов**

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина,  
ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Бийск, Россия  
rusgenadij@mail.ru*

**G.G. Rusanov**

*The Shukshin Altai State Academy of Education, Gorno-Altaiian expedition, Biisk, Russia*

При проведении геологической съемки масштаба 1:200000 летом 1964 г. в обнажении высотой 11 м на левом берегу реки Алей в крутой излучине, интенсивно подмываемой и постоянно обваливающейся, в 3 км западнее с. Бобково О.М. Адаменко нашел пластину леваллуа-мустьерского типа. Эта находка, по заключению А.П. Окладникова, выходит за привычные хронологические рамки. «Здесь речь идет уже не о десятках, а о сотнях тысяч лет, не о конце верхнего плейстоцена, а о конце среднего плейстоцена (в таком случае непонятно, откуда взялись сотни тысяч лет – Г.Р.). Этого достаточно, чтобы представить волнение исследователей палеолита, связанное с этой интереснейшей находкой, по-видимому, пока самой древней...» (Окладников, Адаменко, 1966, с. 380). Такое заключение сделано на неверном определении возраста вмещающих отложений.

По О.М. Адаменко, в этом разрезе под эоловыми песками мощностью 0,2–1,2 м залегают аллювиальные пески первой надпойменной террасы, цоколь которой с глубины 4,5 м и уходя под урез реки сложен аллювиальными осадками бобковской свиты (илы зеленовато-серые с линзами песков), выполняющей древнюю долину Алея. Пластина обнаружена на глубине около 5 м от поверхности на кровле этой свиты (Адаменко, 1966, 1974).

Возраст аллювиальных отложений бобковской свиты, в которых обнаружена эта пластина, О.М. Адаменко по спорово-пыльцевым и карпологическим спектрам и комплексам, фауне остракод, моллюсков, крупных и мелких млекопитающих определил как ранний – первая половина среднего неоплейстоцена, вплоть до начала максимально (самаровского) оледенения (Адаменко, 1966). Однако в этой же книге, но в другой статье, он уже пишет, что весь комплекс тех же самых палеонтологических данных свидетельствует о том, что аллювий бобковской свиты сформировался, по-видимому, во второй половине среднего неоплейстоцена, скорее всего в эпоху тазовского оледенения (Окладников, Адаменко, 1966). Говоря о сотнях

тысяч лет, А.П. Окладников, очевидно, имел в виду первую статью (Адаменко, 1966).

Данный разрез и соответственно леваллуа-мустьерскую пластину И.М. Гайдук относит к казанцевскому межледниковью начала позднего неоплейстоцена (Гайдук, 1970).

По С.М. Цейтлину (1970), бобковский разрез – это вторая надпойменная терраса, в состав которой входят слои с леваллуа-мустьерской пластиной. Основываясь на сходстве вторых надпойменных террас Западной Сибири, фациальной дифференциации ее аллювия и элементах криогенеза, он отнес возраст этой пластины к началу сартанского времени.

В своей монографии В.А. Панычев (1979) приводит совершенно другое описание бобковского разреза, чем в работах О.М. Адаменко. По его мнению, верхняя часть разреза до глубины 4,5 м является сартанской, а нижняя – зырянско-каргинской. Он пишет, что фаунистические находки О.М. Адаменко противоречивы не только в смысле их возрастной индексации, но и с экологической точки зрения. Биостратиграфические данные свидетельствуют прежде всего о неоднократной смене ландшафтно-климатических условий и своеобразных обстановках формирования отложений бобковского разреза, радиоуглеродный возраст которого в основании у уреза реки по растительному детриту определен в  $33950 \pm 400$  лет (СОАН-446). Он считает, что полученная дата позволяет уверенно сопоставлять бобковский разрез с разрезами второй надпойменной климатической террасы ряда рек бассейна Верхнего Приобья, а вывод С.М. Цейтлина относительно возраста бобковской стоянки более точен, чем вывод О.М. Адаменко (Панычев, 1979).

Бобковский разрез был изучен нами в 2008 и 2009 гг. Расположенный, как уже отмечалось, в крутой излучине Алея он постоянно интенсивно размывается и обваливается крупными блоками. И сейчас он имеет совсем другое строение, чем в работах О.М. Адаменко и В.А. Панычева. Это разрез первой надпойменной террасы, которая сплошной

полосой шириной от 1,5 до 14 км протягивается вдоль левобережной части долины р. Алей, и отдельными останцами сохранились на междуречье Алей и Склюихи. Высота террасы изменяется от 8 до 12 м, а мощность аллювия от 5 до 15 м.

Ее отложения вложены в осадки касмалинской свиты, являющейся цоколем террасы (Русанов, 2009), а местами южнее Рубцовска залегают на кочковской и даже павлодарской свитах, и почти повсеместно перекрыты маломощными покровными лессовидными супесями и эоловыми песками. Касмалинский цоколь террасы обнажается на уровне уреза воды, иногда на 1–2 м выше, а часто уходит под урез. Аллювий террасы обнажается в многочисленных береговых обрывах и вскрыт скважинами.

Отложения террасы представлены переслаиванием желто-серых и серых тонко- и мелкозернистых песков, супесей, суглинков, алевролитов. Мощность прослоев от 0,5 до 2 м. В них отмечается тонкая горизонтальная, косая и волнистая слоистость. Изредка встречаются маломощные (5–20 см) прослои и линзы песчаных гравийников с примесью мелкой гальки.

Иногда разрез террасы полностью сложен песками, как, например, в 3 км западнее с. Бобково, который О.М. Адаменко, рассматривает в качестве стратотипического разреза бобковской свиты, являющейся, по его же данным, аналогом касмалинской, и взаимоотношения с которой так и не установлены (Адаменко, 1974). Здесь в цоколе до высоты 1,5–2 м над урезом воды обнажаются очень плотные голубовато-серые алевролитистые мелко-тонкозернистые пески с растительным детритом, которые мы относим к касмалинской свите (Русанов, 2009), и из которых В.А. Панычевым полу-

чена радиоуглеродная датировка в  $33950 \pm 400$  лет (СОАН-446). Выше залегают 9-метровая толща собственно аллювия первой надпойменной террасы, представленная желтоватыми тонко- и средне-мелкозернистыми горизонтально-, волнисто- и ко-сослоистыми песками, с текстурами ряби течения.

В основании аллювия террасы на контакте с касмалинским цоколем мы обнаружили левую плечевую кость, мениск грудного позвонка и нижнюю часть большой берцовой кости бизона *Bison priscus* Woj. поздненеоплейстоценового возраста (заклечение А.В. Шпанского). Радиоуглеродный возраст этой берцовой кости определен Л.А. Орловой в  $12300 \pm 450$  лет (СОАН-8087) (Русанов и др., 2010), что отвечает концу сартанского времени.

Следовательно, возраст этой пластины, обнаруженной на 4,5 м выше, не может быть древнее конца позднего неоплейстоцена.

Таким образом, находка леваллуа-мустьерской пластины в разрезе Бобково не должна вызывать «особых волнений» у исследователей палеолита, потому что, как пишет сам же А.П. Окладников, «леваллуазская техника в этих областях Азии продолжает устойчиво существовать и много позже (чем средний неоплейстоцен – Г.Р.). Как это ни удивительно на первый взгляд, она обнаруживается на Алтае не только в конце ледникового времени, но даже в голоцене, о чем наглядно свидетельствуют находки на поселении Урожайное вблизи Бийска, а также в ряде других мест этой части Алтая» (Окладников, Адаменко, 1966, с. 382). Поэтому вывод А.П. Окладникова о том, что первоначальное заселение Алтая человеком произошло в среднем неоплейстоцене, сделанный на основании этой единичной находки, мы считаем ошибочным.

### Список литературы

1. Адаменко О.М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 23–31.
2. Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
3. Гайдук И.М. Хронология палеолита Алтая и его северных предгорий // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Бийск, 1970. Ч. I. С. 130–132.
4. Окладников А.П., Адаменко О.М. Первая находка леваллуа-мустьерской пластины в среднеплейстоценовых отложениях Сибири // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 373–382.
5. Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
6. Русанов Г.Г. Западные предгорья Алтая в мезозое и кайнозое. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2009. 142 с.
7. Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Орлова Л.А. Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного симпозиума. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 645–648.
8. Цейтлин С.М. Геология и палеогеография палеолита Алтая и Предалтайской равнины. Новосибирск, 1970. Ч. II.

## БЫЛИ ЛИ ЛЕДНИКОВЫЕ ПЕРИОДЫ? | WERE THERE ANY GLACIAL PERIODS?

**А.А. Предовский<sup>1</sup>, П.К. Скуф'ин<sup>1</sup>, В.Г. Чувардинский<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

<sup>2</sup>Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, Апатиты, Россия  
skuf@geoksc.apatity.ru

**A.A. Predovsky<sup>1</sup>, P.K. Skuf'in<sup>1</sup>, V.G. Chuvardinsky<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia

<sup>2</sup>Kola branch of Petrozavodsk State University, Apatity, Russia

Ледниковая теория является одной из главных основополагающих парадигм в науках о Земле. По этой теории мощные ледниковые покровы с толщиной льда до 3,5–4,5 км мертвящим саваном погребали под собой цветущие равнины Европы, Северной Америки, Северной Азии. Даже шельфовые моря Северного Ледовитого океана закрашиваются материковыми льдами. Считается прочно установленным, что ледники не просто погребали моря и сушу, а выпахивали и вырезали в породах кристаллических щитов – Балтийском и Канадском, глубочайшие фиорды и желоба, многочисленные озёрные котловины и шхерный рельеф, друмлины и бараньи лбы. Они наносили на кристаллические породы борозды и штриховку, полировали их. Утвердились представления, что ледники дробили коренные породы на глыбы и валуны, включали их в свои тела и перемещали за тысячи километров.

На платформенных равнинах ледниковая тектоника изображается необычайно мощной и сверхдинамичной: ледники исторгают (отторгают) из глубоких горизонтов платформенного чехла невообразимой величины отторженцы и перемещают их за многие сотни километров, они нарушают и разрывают осадочный чехол вплоть до кристаллического фундамента и сооружают гляциотектонические конечно-моренные валы высотой до 150–180 м и длиной во многие сотни километров.

Но неожиданно наступило время, когда фактический материал стал противоречить этому учению и даже выступать против него. Это случилось потому, что были получены веские доказательства неледникового происхождения «ледниковых образований» и раскрыт механизм их действительного формирования. Оказалось, что главные геологические и геоморфологические признаки покровных оледенений – те самые, что перечислены выше, своим происхождением обязаны широкому проявлению новейших разломно-тектонических процессов, а вовсе не леднику (Чувардинский, 1998, 2008, 2012). Тем не менее, представления об огромной вспахивающей – вспаравающей и транспортирующей деятельности покровных льдов остаются неизменными. При этом учёные ссылаются на леднико-

вые покровы Антарктиды и Гренландии, которые, по их мнению, как раз выполняют такую работу. Считается, что само существование этих могучих ледников зримо и неотвратимо свидетельствует о незыблемости и верности ледникового учения и что в четвертичный период подобные ледники глубоко преобразовали земную поверхность.

На этом фоне совершенно невероятными кажутся результаты гляциологических исследований покровных льдов Антарктиды, Гренландии и арктических островов, результаты которые стали резко противоречить хрестоматийным взглядам и которые начали опровергать устоявшиеся ледниковые каноны. К настоящему времени работами гляциологов, геологов и геофизиков изучена динамика и закономерности движения покровных льдов по всей их толще, по всему их разрезу. Особое, уникальное значение имеют результаты сквозного – до коренного основания, разбуривания льдов Антарктиды и Гренландии, выполненное по Международным проектам. Тщательное изучение многокилометровых колонок льда, а также изучение вертикальных обрывов льда и исследование льда в туннелях, пробитых в основании ледников, дали неожиданные результаты. Оказалось, вместо толщ мореносодержащего льда, сплошь начинённого огромными глыбами и валунами (что привычно изображается на схемах и рисунках в учебниках по общей и четвертичной геологии, по геоморфологии и в многочисленных научных публикациях) в материковых льдах фиксируются только включения супесчано-глининого и мелкоземистого вещества. Даже в придонных частях ледников – там где принято помещать мощную придонную морену, набитую огромными глыбами и утюгообразными валунами, фиксируются только мелкие линзы и ступки глинистого и супесчаного вещества, да редкие песчаные зёрна. Эти минеральные включения содержатся в сотых долях процента и, в основном представлены вулканическим пеплом, микрокосмическими частицами, эоловой пылью, редкими включениями мелкоземистого терригенного вещества, а также спорами и пыльцой. Исследователь четвертичных отложений Арктики Н.Г. Загорская



в 1965 г писала: «литологический облик морены давно и прочно потеряян». Но теперь утерянный облик морены покровных ледников наконец-то найден – это мелкоземистое, супесчаное вещество без всяких валунов.

Гляциологами также установлено, что придонные слои льда покровных ледников (они и должны выполнять всю геологическую работу) не участвуют в общем движении ледяных масс, они мёртвым грузом сотни тысяч лет лежат на месте, предохраняя подстилающие породы от выветривания, от денудации. Более того, покровные льды сохраняют крупные палеотектонические озёра, с их реликтовой, очень древней водой от пресловутого ледникового выпаживания. Наиболее ярким примером этому является озеро Восток в Центральной Антарктиде, его глубина (т.е. толщина пресной озёрной воды) составляет до 700 м, а в западинах дна – до 1200 м. Площадь озера Восток больше Онежского озера и в несколько раз глубже его, а толщина ледника, перекрывающего его свыше 3,5 км и только в феврале 2012 г. буровикам удалось войти в верхний слой воды озера, пробуравив последние десятки метров озёрного льда.

Итак, вопреки канонам ледниковой теории покровные льды не выпаживают, не вспарывают подстилающие породы, не формируют экзарационные типы рельефа и не создают разного рода «гляциотектонические» сооружения. Они не имеют включений глыб валунов и после своего таяния могут оставить лишь тонкий чехол из супесчано-глинистых осадков. Это и будет настоящая – основная или донная морена покровного ледника и к этому надо привыкать геологам-четвертичникам, а не спасительно замалчивать ценнейшие факты.

Одновременно встаёт вопрос, а как быть с «ледниково-экзарационными», «ледниково-аккумулятивными» и «гляциотектоническими» формами рельефа, с валунными отложениями на щитах и на платформенных равнинах? Происхождение этих, якобы ледниковых образований не имеет к леднику никакого отношения и подлежит пересмотру. Этим вопросам – установлению генезиса и механизма формирования бывших ледниковых образований посвящены исследования В.Г. Чувардинского (1998, 2008, 2012). Из-за недостатка места, результаты исследований по этой тематике излагаются в краткой форме.

«Ледниково-экзарационные» формы рельефа – фиорды, желоба, шхеры, друмлины, озёрные котловины, бараньи лбы и курчавые скалы, полировка кристаллических пород, штрихи и борозды на них обусловлены широким проявлением на кристаллических щитах неотектонических разрывных дислокаций – сдвигов, взбросо-надвигов, раздвигов и сбросов. Самые элементарные формы

проявления разрывной тектоники – бараньи лбы, полировка, штриховка и изборождение скальных поверхностей – это тектонические зеркала скольжения. Самые выразительные из них – это зеркала скольжения надвигов и взбросов. Совсем недавно детальное изучение рельефа бараньих лбов провёл на Карельском перешейке и в Карелии М.Н. Афанасов (2012). Он также пришёл к выводу об их разломно-неотектоническом генезисе и резюмировал: «Можно однозначно считать, что «бараньи лбы» не являются свидетелями оледенения, а представляют результат приповерхностной неотектоники» (с. 71). Установлено, что песчаные гряды – озы, являются приразломными складками продольного сжатия и на разных своих отрезках сложены озёрными, аллювиальными или морскими отложениями преобразованными тектоникой сжатия и сдвига (в фундаменте) в грядовые формы рельефа. «Гляциотектонические сооружения» – протяжённые пояса «конечных морен» сложены дислоцированными породами и отложениями платформенного чехла – палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими. Они связаны с глубинными и сквозьчехольными разломами и являются следствием неотектонических движений по разломам фундамента. При этом в узлах сочленения ортогональных разломов тектоническая брекчия и тектонические клинья из кристаллических пород фундамента выводились на поверхность сквозь осадочный чехол. Это один из способов поступления валунов и глыб коренных пород на поверхность платформенных равнин. В дальнейшем материал брекчий переотлагался и перемещался оползневыми, солифлюкционными, аллювиальными и другими процессами. На кристаллических щитах процесс валуно – и глыбообразования происходил энергичнее.

Достаточно изучить космофотоматериалы и аэроснимки, заверить ключевые участки наземными маршрутами, чтобы прийти к выводу о необычайно сильной тектонической раздробленности поверхности щита. Многочисленные неотектонические разрывы – от мелких приповерхностных до глубинных разломов дают массу свежего, невыветренного глыбово-валунного материала. В шовных зонах крупных разломов, кроме того происходит перемещение материала тектонических брекчий и клиньев к дневной поверхности с глубины в несколько сотен метров и более. Глыбовой материал таких брекчий динамически обрабатывается, грани глыб полируются и штрихуются, образуются валуны утюгообразной формы. Вдольразломный транспорт валунно-глыбового материала, в том числе его перемещение по оперяющим разломам, в итоге приводит к формированию валунных конусов разноса, что подробно рассмотрено в книге

В.Г. Чувардинского «Методология валунных поисков рудных месторождений». (М., Недра, 1992). На Балтийском щите валунно-глыбовые отложения («морена») формировалась за счёт тектоно-механического перемешивания валунно-глыбовой составляющей с песчанно-глинистым материалом неогеновой коры выветривания, ранее перекрывавшей большую часть щита. На приморских низменностях – в области четвертичных морских трансгрессий имел и имеет место перенос валунов припайными льдами. В ледовитых приливных морях этот процесс имеет важное значение в формировании валунных отложений.

Геологические материалы по тиллитам докембрия Кольского региона и Северной Норвегии свидетельствуют о их разломно-тектоническом генезисе и их надо рассматривать в качестве древних тектонических брекчий, тектонического меланжа и олистостромы. Подобно неотектоническим брекчиям, они парагенетически связаны с разломными зонами, их толщи накапливались в тектонических грабенах.

В основание учения о ледниковых периодах изначально были положены ошибочные признаки, неверные предпосылки. Все сделал ледник, посчитали ученые и вопрос о необходимости проведения разломно-тектонических и гляциологических исследований даже не ставился. В дальнейшем нежелание углубленно изучать природные процессы (ледниковая теория и так незыблема!) усугубило дело. За полтора века своего господства ледниковое учение не очень много дало науке: в активе учения полторы сотни «серьезных» гипотез о причинах ледниковых периодов (и никак не остановиться!), а также большое количество «доказанных» оледенений – от одного до 20 (!) за четвертичный период, да необычайная путаница в ледниковой стратиграфии.

Ледниковое учение стало мощнейшим номенклатурным учением, но одновременно шло безнадёжное его устаревание. Но все же ледниковая теория сохранила свою важнейшую функцию по снабжению ученых любым количеством диссертаций и дипломов.

#### Список литературы

1. Афанасов М.Н. «Бараньи лбы» как результат неотектоники // Изв. РГО, вып. 4, 2012. С. 63–71.
2. Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 302 с.
3. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 86 с.
4. Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 180 с.

## АНОНС КНИГИ

Издательство CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS

публикует в августе 2013 года книгу

**«MAMMOTHS AND THE ENVIRONMENT»**

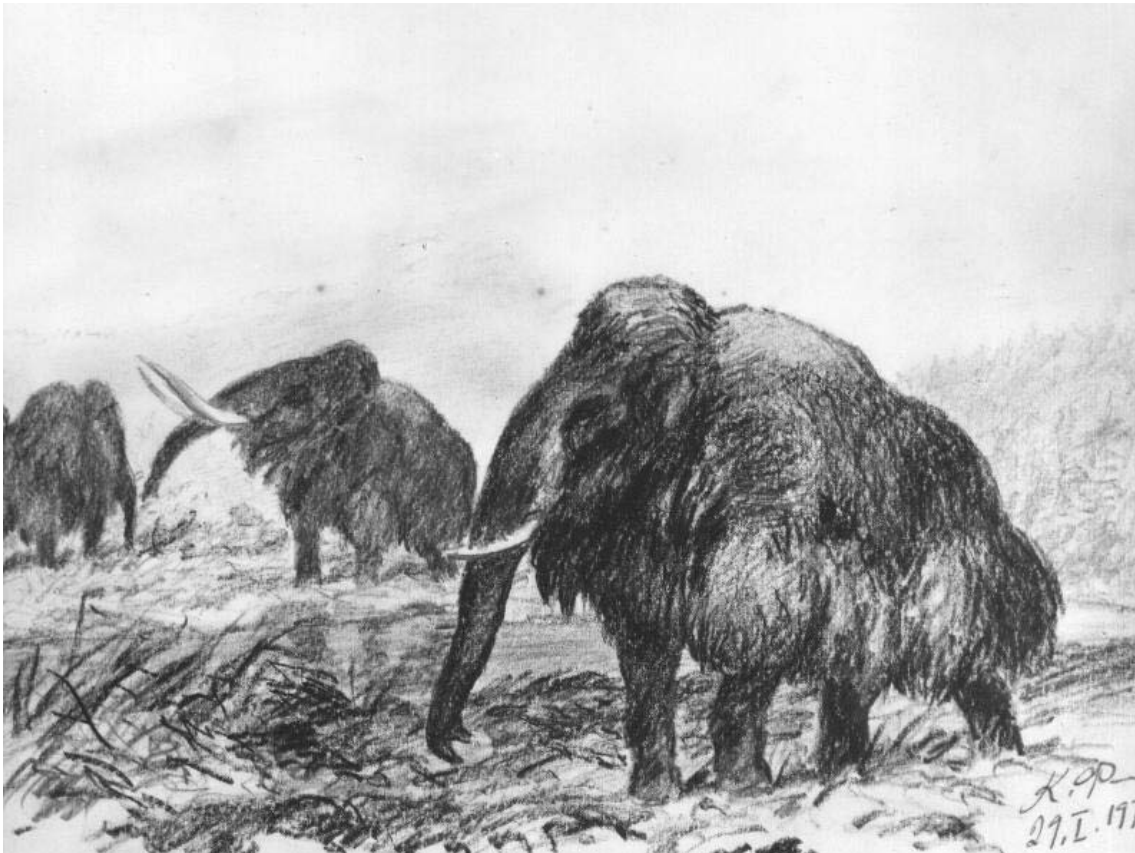
by Valentina V. Ukraintseva

**[«МАМОНТЫ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА»]**

В этой уникальной книге автором представлены итоги многолетних интегральных исследований трупов и скелетов растительноядных ископаемых животных, представителей мамонтовой фауны – мамонтов, лошади, бизона, других животных, погибших в различных районах севера Сибири в течение последних 55 000 лет и обнаруженных в течение последних 110 лет. Изучение содержимого их желудочно-кишечных трактов, вмещающих отложений, а также одновозрастных отложений позволило исследователям реконструировать важнейшие элементы окружающей среды времени их жизни и гибели – флоры, растительный покров и климат; датировать вмещающие животных отло-

жения и произвести корреляцию одновозрастных толщ отложений. Причины гибели конкретных особей и проблема вымираний животных и растений в позднем антропогене обсуждаются подробно.

Эта книга предназначена для исследователей, аспирантов, студентов последних курсов высших учебных заведений широкого круга дисциплин в области изучения Четвертичного периода Земли – палеонтологов, геологов, палеоботаников, ботаников, флористов, палинологов, палеогеографов, климатологов и тех читателей, кто интересуется историей животного и растительного мира нашей планеты Земля.



Книгу можно заказать на сайте Издательства:  
[www.cambridge.org/9781107027169](http://www.cambridge.org/9781107027169)

## СОДЕРЖАНИЕ

Авад В. Опустынивание и решение проблемы водоснабжения территории Ирака .....	5
Агапова А.Р., Непов Р.К., Слюсаренко И.Ю. Палеогеографические реконструкции изменений ландшафтов Чуйской котловины (ЮВ Алтай) в голоцене на основе геологических, археологических и дендросейсмологических данных .....	7
Акимова Е.В., Стасюк И.В., Кукса Е.Н., Мотузко А.Н., Томилова Е.А. Итоги последних исследований палеолитической стоянки Усть-Кова (Северная Ангара) .....	10
Алексеева А.Н., Толстобров Д.С. Диатомовые комплексы в донных отложениях озера Безымянного в районе реки Кола (Кольский полуостров) .....	13
Алескеров Б.Д., Мамедова Г.Ш. Эволюция климата и ландшафтов Азербайджана в среднем плейстоцене .....	16
Алифанов В.М. Соотношения почвообразования и осадконакопления в глобальных и региональных денудационно-аккумулятивных циклах .....	18
Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Черепанова М.В. Изменение природной среды острова Итуруп (Курильский архипелаг) в голоцене по данным комплексного исследования осадков озер .....	21
Андреичева Л.Н. Петрографический состав среднеплейстоценовых тиллов на европейском Севере России .....	23
Андреичева Л.Н., Андреичев В.Л. К–Аг изотопное датирование основных тиллов на северо-востоке Европы .....	26
Антонов О.М., Быстров М.А., Большианов Д.Ю. Изменение границы ледника Неожиданный (п-ов Таймыр) за последние десятилетия по результатам обработки космических снимков высокого пространственного разрешения .....	29
Арсланов Х.А., Дружинина О.А., Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Сырых Л.С. Новые данные о палеосреде Юго-Восточной Прибалтики: результаты исследований 2011–2013 гг. ....	32
Арсланов Х.А., Свиточ А.А., Чепалыга А.Л., Янина Т.А., Максимов Ф.Е., Чернов С.Б., Тертыйный Н.И., Старикова А.А. О возрасте хвалыньских отложений Каспийского региона по данным датирования раковин моллюсков $^{14}\text{C}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методами .....	34
Астахов В.И. Последлениковий плейстоцен Русского Севера: генезис и корреляция .....	37
Ахтерьякова А.В., Лецинский С.В., Пархомчук В.В., Панов В.С. Голоценовый разрез I надпойменной террасы реки Демьянка .....	40
Бабаев А.Г., Курбанов Р.Н. Эволюция природной среды пустыни Каракумы .....	44
Баженов А.И., Якимов А.С. Трещинные образования в почвах как свидетельства палеоландшафтных условий .....	47
Базарова В.Б. Периоды аридизации и динамика развития ландшафтов степной зоны Юго-Восточного Забайкалья в голоцене .....	50
Байгушева В.С., Титов В.В., Тимонина Г.И. Позднеплейстоценовые <i>Bison Priscus</i> <i>Bojanus</i> Приазовья (Россия) и их палеоэкология .....	53
Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия .....	56
Безусько Л.Г. Природные и антропогенные изменения растительного покрова равнинной части Украины в позднем голоцене (по палинологическим данным) .....	58
Бейкер Дж.Л., Никитин М.Ю. К вопросу о возрасте Пудостской травертиновой формации .....	61
Белянин П.С. Эволюция ландшафтных компонентов в бассейне р. Усури в позднем неоплейстоцене – голоцене .....	64
Белянина Н.И., Белянин П.С. Формирование ландшафтов аккумулятивной равнины реки Туманной в неоплейстоцене и голоцене (Южное Приморье) .....	67
Бессуднов А.Н., Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Кузнецова Т.В., Бессуднов А.А., Бурова Н.Д. Особенности и хронология формирования тафоценоза лошадей в Дивногорье (бассейн Среднего Дона) .....	70
Боброев А.А. Раковинные амебы в отложениях плейстоцена и голоцена (Якутия) .....	73
Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Ландшафтно-климатические особенности, хронология и корреляция теплых и холодных интервалов периода от 100 до 30 тыс. л. н. по данным палинологического и ИК-ОСЛ анализов опорного разреза Вока (юго-восточное побережье Финского залива) .....	75
Большаков В.А. Климатохроностратиграфические следствия сопоставления орбитально-климатической диаграммы с составной бентосной записью $\text{I}\text{g}04$ для последних 1,8 млн лет .....	78
Большианов Д.Ю., Крылов А.В. Палеогеография Таймырской низменности в неоплейстоцене и голоцене .....	81
Борисова О.К. Этапы наиболее быстрых ландшафтно-климатических изменений в позднем плейстоцене .....	84
Будников А.Л. Новый генетический (дилювиальный) тип формирования россыпей алмазов в долинах рек Муна и Улаах Муна (Саха Якутия) .....	87
Буравская М.Н. Особенности строения и вещественного состава современного аллювия рек Ижмы и Вычегды .....	89
Былинская М.Е., Головина Л.А. Стратиграфия и палеоокеанология приполярного сектора Атлантики во время стадий MIS 1–7 .....	92



<i>Васильев С.В., Боруцкая С.Б.</i> Проблемы таксономии и морфология образца Нарикотоме III ( <i>Homo ergaster</i> ) . . . . .	94
<i>Вахнин М.Г.</i> Изучение морфологии и новейших тектонических движений о. Колгуев геоинформационными методами . . . . .	97
<i>Величко А.А., Дренова А.Н.</i> Древние материковые дюны Восточной Европы (их распространение, возраст, направление дюноформирующих ветров) . . . . .	99
<i>Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А.</i> Проблемы периодизации и корреляции ледниковых и перигляциальных этапов квартера Восточной Европы . . . . .	102
<i>Веремеева А.А., Глушкова Н.В.</i> Пространственные закономерности протаивания отложений ледового комплекса в голоцене на примере тундровой зоны Колымской низменности . . . . .	104
<i>Верещака К.Г.</i> Особенности седиментогенеза таманской группы соляных озер в четвертичном периоде . . . . .	107
<i>Весселинг Ф.П., Янина Т.А., Анистратенко В.В., Исламоглу Е.И., Алчичек Г., Алчичек М.Д.</i> Взлет и падение понто-каспийской биоты . . . . .	109
<i>Волкова В.С.</i> Флора и растительность на рубеже плиоцена и эоплейстоцена на юге Западной Сибири . . . . .	111
<i>Волкова В.С., Головина А.Г.</i> Стратиграфия верхнего плиоцена и эоплейстоцена аридных районов Западной Сибири и нижняя граница квартера . . . . .	113
<i>Волокитина О.А., Шейков А.А.</i> Распределение осадков по поверхности дна Таганрогского залива . . . . .	116
<i>Волошко Е.А., Бондаренко Н.А.</i> Морфоструктурные особенности шельфа черноморского побережья Кавказа . . . . .	118
<i>Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н.</i> Озёрный седиментогенез и особенности палеогеографии иссык-кульской межгорной впадины на рубеже плиоцена и плейстоцена . . . . .	120
<i>Галимова Д.Н., Аськеев И.В., Монахов С.П., Аськеев О.В., Аськеев А.О.</i> Ихтиофауна и малакофауна неоплейстоценового местонахождения «Бима» (Республика Татарстан) . . . . .	122
<i>Гептнер А.Р.</i> Вулканогенно-осадочные отложения гляциального шельфа Исландии . . . . .	125
<i>Гильманова Д.М., Косарева Л.Р., Хасанов Д.И., Спассов С., Нургалиев Д.К., Ситдииков А.Г.</i> Археомангнитный метод определения возраста печи Болгарского городища . . . . .	127
<i>Глазырин Е.А.</i> Проявление высокоамплитудной неотектоники в рельефе Таманского полуострова и прилегающего морского дна за период 2007–2012 гг. . . . .	129
<i>Глазырин Е.А., Шейков А.А.</i> Морские картировочные скважины как ключ к изучению четвертичного периода Азовского моря . . . . .	132
<i>Глушанкова Н.И.</i> Развитие ландшафтов на Русской равнине в среднем плейстоцене . . . . .	134
<i>Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.</i> Четвертичная стратиграфия и история развития внеледниковой зоны в бассейне Средней Волги. . . . .	137
<i>Головачев М.В.</i> Реконструкция палеоэкологических обстановок на юге Нижней Волги в среднем и позднем неоплейстоцене на основе палеотериологических данных . . . . .	140
<i>Голубова Н.В.</i> Литолого-биогеохимические особенности донных отложений Цимлянского водохранилища . . . . .	143
<i>Голубцов В.А.</i> Изотопный состав углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан как источник информации об изменениях окружающей среды в позднем плейстоцене и голоцене на территории Южного Прибайкалья. . . . .	145
<i>Горбещ Л.В., Потова Л.В.</i> Субфоссильные остатки <i>Spermophilus</i> ( <i>Sciuridae</i> , <i>Rodentia</i> ): реликты тундро-степной фауны в голоцене (Канев, Украина) . . . . .	148
<i>Греков И.М., Зарецкая Н.Е., Колька В.В.</i> Раннеголоценовые отложения долины р. Кузреки . . . . .	151
<i>Гугалинская Л.А.</i> Влияние стадийности валдайского литопедогенеза на формирование голоценового почвенного покрова. . . . .	153
<i>Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Полякова Е.И., Крылов А.В.</i> Первые Sr-хемостратиграфические данные по позднекайнозойским осадкам Енисейского Севера . . . . .	156
<i>Данукалова Г.А., Осипова Е.М.</i> Стратиграфическое расчленение отложений эоплейстоцена и акчагыла местонахождения Караяр-Мустафино и находки моллюсков (Южное Предуралье) . . . . .	159
<i>Деев Е.В., Чупина Д.А.</i> Неотектоническое районирование северо-запада горного Алтая на основе морфометрического анализа цифровой модели рельефа. . . . .	162
<i>Демкин В.А., Демкина Т.С., Удальцов С.Н., Ельцов М.В.</i> Палеопочвы, климат и человек Волго-Уральских степей в раннежелезном веке . . . . .	165
<i>Денисенко А.М., Любимова Т.В.</i> Голоценовая эволюция лагун Адриатического и Азовского морей . . . . .	168
<i>Добровольская Е.В.</i> Соотношение скотоводства и охоты на разных этапах эволюции человека . . . . .	170
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Различия нахождения скоплений гидратов газа на гляциальных и перигляциальных шельфах Арктики . . . . .	173
<i>Дунаев Н.Н.</i> Побережье микроконтинента Южная Георгия в позднем голоцене . . . . .	176
<i>Дюжова К.В., Новенко Е.Ю., Ковалева Г.В., Золотарева А.Е.</i> Результаты спрово-пыльцевого и диатомового анализа верхнеголоценовых отложений Азовского моря . . . . .	178
<i>Евзеров В.Я.</i> Условия развития морских трансгрессий в области распространения скандинавских ледниковых покровов . . . . .	181

<i>Еловичева Я.К.</i> Решение актуальных вопросов стратиграфии и геохронологии гляциоплейстоцена Беларуси . . . . .	184
<i>Енгальчев С.Ю.</i> Восходящие флюидные разгрузки и подходы к идентификации их производных в разрезах четвертичных отложений . . . . .	187
<i>Еникеев Ф.И.</i> Региональная стратиграфическая схема Прибайкалья и Забайкалья: проблемы и рекомендации . . . . .	190
<i>Ефременкова О.И.</i> Уточнение неотектонического строения бассейна р. Мзымта по результатам трассирования границ разноранговых линейментов . . . . .	193
<i>Жуйкова И.А., Масютин В.В.</i> Анализ находок плейстоценовой мегафауны Вятско-Камского региона (Кировская область). . . . .	196
<i>Зайцев В.Н.</i> Картографическая палеорекострукция геоморфологической динамики прирусловых рельефов Нижнего Поволжья в четвертичном периоде. . . . .	199
<i>Занина О.Г., Лопатина Д.А., Губин С.В., Максимович С.В.</i> К истории растительности Западной Берингии в позднем плейстоцене (МИС 2 и МИС 3). . . . .	202
<i>Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Панин А.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Симакова А.Н.</i> Геохронология и дискуссионные вопросы палеогеографии позднего неоплейстоцена Вытегодско-Северодвинской флювиальной системы. . . . .	204
<i>Застрожных А.С., Попов С.В., Застрожных Д.А.</i> Вопросы проблематики нижневолжских разрезов неоплейстоцена . . . . .	207
<i>Застрожных А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А.</i> Карты четвертичных образований. Состояние, проблемы, перспективы . . . . .	210
<i>Захаренко В.С.</i> Особенности седиментогенеза в четвертичном периоде и условия образования газогидратов на шпицбергенской континентальной окраине . . . . .	212
<i>Захаренко В.С., Шлыкова В.В.</i> Стратиграфия, литология и палеогеографические обстановки на шпицбергенско-баренцевоморской континентальной окраине в кайнозое . . . . .	215
<i>Захаров А.Л., Константинов Е.А.</i> Морфологический анализ западного комплекса Северо-Восточного Приазовья в контексте проблемы его происхождения. . . . .	218
<i>Зеленков Н.В.</i> Формирование фауны птиц аридных ландшафтов Центральной Азии на рубеже неогена и квартера . . . . .	221
<i>Зерницкая В.П., Новенко Е.Ю.</i> Климат Беларуси в позднеледниковье и голоцене по данным палинологических исследований озерных отложений. . . . .	224
<i>Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А.</i> Геологическое строение и генезис высоких террас Чуи и среднего течения Катуня. . . . .	226
<i>Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г.</i> Современное состояние и основные проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера Западной Сибири . . . . .	229
<i>Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.</i> Морфоструктурные проявления в зонах дислокаций Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья. . . . .	232
<i>Иванов Д.Л.</i> Экологическая хроностратиграфия как новое направление изучения сообществ микромаммалий позднеледниковья – голоцена территории Беларуси . . . . .	235
<i>Иванов М.Н., Петраков Д.А., Строев А.П., Харбор Ж., Хеймэн Ж., Лифтон Н.А.</i> Эволюция ледников бассейна Иныльчек на Тянь-Шане в максимум последнего оледенения. . . . .	238
<i>Иванова Е.Д.</i> Миграционно-климатическая смена фораминиферных сообществ в четвертичных осадках Охотского моря. . . . .	241
<i>Иванова С.В.</i> Адаптация человека к изменениям природной среды в Северном Причерноморье (бронзовый век) . . . . .	244
<i>Идрисов И.А.</i> Речные террасы Восточного Кавказа. . . . .	247
<i>Измайлов Я.А.</i> Попытка количественной оценки темпов плейстоценовых вертикальных тектонических движений морских побережий (Восточное Азово-Черноморье) . . . . .	250
<i>Измайлов Я.А., Гусаков И.Н.</i> Катастрофические извержения грязевых вулканов и их признаки в разрезах плейстоценовых отложений (Таманский полуостров) . . . . .	253
<i>Илларионов А.Г.</i> Причины и этапы обводнения внеледниковой (перигляциальной) зоны Западно-Сибирской равнины . . . . .	256
<i>Казанов И.А., Титов В.В.</i> О находке мамонта в Белокалитвинском районе Ростовской области. . . . .	259
<i>Казьмин С.П.</i> Климатический феномен Малой ледниковой эпохи. . . . .	261
<i>Казьмин С.П., Волков И.А.</i> Субэаральная формация Кулунды как показатель глобальных климатических изменений квартера . . . . .	264
<i>Калинин П.И., Алексеев А.О.</i> Геохимический подход к исследованию происхождения лессовых отложений и реконструкции природных условий юга Русской равнины в плейстоцене. . . . .	267
<i>Карабанов А.К.</i> Неотектонические структуры и их проявление в строении четвертичных отложений и рельефе территории Беларуси . . . . .	269
<i>Кармазиненко С.П.</i> Микроморфологические особенности плейстоценовых отложений палеолитической стоянки Малый Раковец IV на Закарпатье. . . . .	272

<i>Киосак Д.В., Иванова С.В., Конигов Е.Г., Виноградова Е.И.</i> Влияние «природных катастроф» на население Причерноморского региона: хронологический критерий верификации . . . . .	275
<i>Клещенок А.В.</i> Радон в донных отложениях Таганрогского залива и северо-восточной части Черного моря . . . . .	278
<i>Ковалева Г.В., Золотарева А.Е.</i> Трансгрессивно-регрессивные этапы развития Азовского моря (по результатам диатомового анализа Новоазовских отложений) . . . . .	280
<i>Ковда И.В., Моргун Е.Г.</i> Изучение микрорельефа Гильгай на юге европейской территории России . . . . .	284
<i>Козлов Е.А.</i> Параметры структуры выноса в голоценовые озера подчиненных ландшафтов Беларуси (для фаз <i>Pinus</i> и <i>Betula</i> ) в имитационных ГИС. . . . .	287
<i>Коломиец В.Л.</i> Четвертичный седиментогенез инфантильных впадин юго-восточного побережья оз. Байкал. . . . .	289
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Морфолитогенез и природная среда неоплейстоцена Западного Забайкалья (Гусиноозерско-Удинская ветвь межгорных впадин) . . . . .	292
<i>Колька В.В., Корсакова О.П.</i> Неотектоника и палеогеография депрессии Белого моря в позднеледниковье и голоцене (по данным изучения донных осадков малых озер) . . . . .	295
<i>Колямкин В.М., Попова Н.Н.</i> Эоплейстоцен приенисейского региона и возможная его корреляция с событиями на севере Сибири. . . . .	298
<i>Комаровский М.Е.</i> Структура краевых образований и динамика Поозерского оледенения на территории Беларуси . . . . .	301
<i>Конигов Е.Г., Фащевский С.Н., Главацкий В.И.</i> Стратиграфия, литология и палеогеография посткарангатских отложений северо-западного шельфа Черного моря . . . . .	303
<i>Коновалова В.А.</i> Палеоценозы остракод и их роль в палеогеографических реконструкциях ландшафтов квартера Западно-Сибирской равнины . . . . .	306
<i>Кононов Ю.М.</i> Реконструкция динамики летней температуры воздуха Северной Фенноскандии за последние 500 лет по данным изучения древесных колец . . . . .	309
<i>Константинов Е.А., Величко А.А.</i> Следы интенсивной позднеледниковой эрозии в строении лёссово-почвенной формации Северо-Восточного Приазовья. . . . .	312
<i>Коркин С.Е.</i> Особенности седиментогенеза в четвертичном периоде для долины реки Глубокий Сабун . . . . .	315
<i>Корсакова О.П.</i> Межледниково-ледниковые циклы в осадках береговой зоны Кольского региона . . . . .	317
<i>Косарева Л.Р., Нургалиев Д.К., Гильманова Д.М., Фаттахов А.В.</i> Предварительные данные о магнитных свойствах осадков озера Балхаш (Казахстан) . . . . .	320
<i>Котлер С.А.</i> Генетические типы и позднечетвертичная история Уймонской котловины и прилегающей территории. . . . .	322
<i>Кошелева Е.А.</i> Система адаптации «человек – окружающая среда» в мезолите Северной Европы. . . . .	325
<i>Крылов А.В., Матвеев В.П.</i> Новые данные по морским моллюскам и стратиграфии плиоцена – голоцена арх. Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, о. Вайгач и Югорского п-ова . . . . .	328
<i>Крылов П.С., Нургалиев Д.К., Гильманова Д.М., Фаттахов А.В.</i> Сейсмостратиграфический анализ донных отложений озера Балхаш. . . . .	333
<i>Кряжева И.В.</i> Позднеголоценовые мелкие млекопитающие из местонахождений р. Кожим (Приполярный Урал). . . . .	335
<i>Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Чупина Д.А., Дементьев В.Н.</i> Пространственный анализ археологических памятников центральной части Барабинской равнины (Западная Сибирь) методами ГИС: древний человек и природная среда в голоцене. . . . .	338
<i>Кузьмин Я.В., Казанский А.Ю.</i> О некоторых дискуссионных вопросах геоархеологии и геологии Горного Алтая. . . . .	341
<i>Курманов Р.Г.</i> Реконструкция растительности Южного Урала в квартере по данным спорово-пыльцевого анализа . . . . .	344
<i>Лавров А.С., Потапенко Л.М.</i> Транзитная терраса севера Западной Сибири: новые факты и аргументы. . . . .	347
<i>Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Бессуднов А.Н.</i> Модель строения и формирования Дивногорского гляциотектонического сооружения (ДГС) . . . . .	350
<i>Ланчонт М., Комар М., Мадейска Т., Вальде-Новак П., Холуб Б., Кусяк Я., Мрочек П.</i> Позднегляциальный ландшафт региона Подхале (Карпаты) в свете исследований археологической стоянки Новая Белая 1 . . . . .	353
<i>Ларин С.И., Лаухин С.А., Гусельников В.Л.</i> Новые данные о древней мерзлоте перигляциальной зоны Западной Сибири в позднем неоплейстоцене и голоцене . . . . .	356
<i>Ларина Н.С., Ларин С.И., Меркушина Г.А., Меньщиков А.Н.</i> Геохимия торфяно-болотного седиментогенеза Ишимской равнины в голоцене . . . . .	359
<i>Лаухин С.А.</i> О возможности развития каргинской трансгрессии на севере Евразии. . . . .	362
<i>Левина Н.Б., Тюрин В.Н., Костюк Д.Н.</i> Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов области среднечетвертичных ледниковых покровов в бассейне Бол. Югана и Бол. Салыма (Обь-Иртышское междуречье) . . . . .	365
<i>Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Лукиша В.Л., Рощина И.А., Сыромятников К.В., Макс Л., Нюрнберг Д., Ритдорф Я.-Р., Тидеманн Р.</i> История седиментации на континентальном склоне Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) за последние 20 тыс. лет . . . . .	368

Левченко Н.А. Особенности физико-механических свойств четвертичных грунтов различных элементов рельефа прибрежной зоны г. Сочи. ....	370
Леонова Е.В., Александрова О.И., Антипушина Ж.А., Сердюк Н.В., Спиридонова Е.А., Тесаков А.С. Комплексные исследования многослойных памятников каменного века в Губском ущелье. ....	373
Ложкин А.В., Андерсон П.М., Минюк П.С. Межледниковья, интерстадиалы и ледниковые стадии в непрерывной климатической летописи осадков озера Эльгыгытгын (полярная Чукотка) за последние 450 тыс. лет. ....	376
Лозовская О.В., Лозовский В.М., Мазуркевич А.Н. Палеоландшафт рубежа мезолита – неолита на стоянке Замостье 2 (бассейн Верхней Волги) . ....	379
Лопатин Д.В. Строение и литологический состав аллювия Селенгинско-Манзурской Трансбайкальской гидросистемы (1,7–0,078 млн лет) . ....	382
Лопатина Д.А., Занина О.Г. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры низовьев р. Колымы и их сравнение с составом современной растительности . ....	385
Лу жецкий В.Г. О возрасте Телецкого озера на основе анализа донных отложений, исследуемых с помощью высокоразрешающего геопрофилографа . ....	388
Ляцневская М.С., Киселева А.Г., Родникова И.М., Пишеничникова Н.Ф. Сравнительная характеристика развития почвенно-растительного покрова островов залива Петра Великого (Японское море) в позднем голоцене. ....	390
Магаева Л.А., Устинов М.Т. Седиментогенез и его трансформация на Юдинском плесе озера Чаны . ....	393
Майда С., Титов В.В., Тесаков А.С., Гёкташ Ф., Алчичек Ч.М. Ревизия плио-плейстоценовых фаун млекопитающих района Чобаниса (Западная Турция) . ....	396
Макарихин В.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. Моллюски верхнего плейстоцена Северной Карелии (Гридино): палеонтология, хемостратиграфия и фациальные условия. ....	398
Макаров А.С. Колебания уровня арктических морей в голоцене . ....	400
Макарова Н.В., Суханова Т.В. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений в новейшей тектонике и геоморфологии Восточно-Европейской платформы. ....	402
Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Коробова И.В., Дорошко А.Г. Структурно-геоморфологическая характеристика и четвертичные отложения Островецкого района (Беларусь). ....	404
Максимов А.В., Семенова Л.Р. Стратиграфия четвертичных образований долины реки Мезень. ....	407
Макшаев Р.Р. Фации шоколадных глин. ....	410
Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Босин А.А., Астахов А.С., Колесник А.Н., Матвеева Т.В., Логвина Е.А. Петромагнитные исследования донных осадков пойма на Чукотском плато (Чукотское море). ....	413
Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Босин А.А., Астахов А.С., Колесник А.Н., Матвеева Т.В., Логвина Е.А. Петромагнитные и палеомагнитные исследования донных осадков каньона Геральд и шельфа Чукотского моря . ....	416
Маликов Д.Г., Шпанский А.В. Предварительные данные по местонахождениям мамонтовой фауны в истоках реки Чулым, Республика Хакасия . ....	418
Маркова А.К., Пузаченко А.Ю., ван Кольфсхотен Т., Косинцев П.А., Кузнецова Т.В., Тихонов А.Н., Бачура О.Н., Пономарев Д.В., ван дер Плихт И., Кутиенс М. Изменения ареалов овцебыка и первобытного бизона в последние 50 тысяч лет на территории Северной Евразии . ....	421
Марченко-Вагапова Т.И. Палинологическая характеристика отложений верхнего плейстоцена на европейском северо-востоке России . ....	423
Матвеев А.В. Активизация разломов в квартере на территории Беларуси . ....	426
Матвишина Ж.Н., Зализняк Л.Л., Дорошкевич С.П. Природные условия мест обитания древнего человека на основании палеопедологических исследований палеолитических стоянок в районе реки Большая Высь (Украина). ....	429
Матишов Г.Г., Величко А.А., Титов В.В., Тесаков А.С., Тимирева С.Н., Морозова Т.Д., Борисова О.К. Соотношение морских и континентальных отложений (по материалам Восточного Приазовья) . ....	432
Матуль А.Г., Хусид Т.А., Чеховская М.П. Позднечетвертичная палеоокеанология Северо-Западной Пацифики и кислородные условия в Охотском море . ....	435
Махинов А.Н. Современный и реликтовый мерзлотный рельеф гор Нижнего Приамурья . ....	438
Медведева С.Г. Некоторые особенности осадконакопления в эпоху интенсивного техногенеза . ....	441
Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене Южного Приморья . ....	443
Минакова Е.С. Геоморфологическая и неотектоническая характеристика южного склона Северо-Западного Кавказа (от г. Анапы до пос. Архипо-Осиповка) . ....	446
Минюк П.С., Борходоев В.Я. Плейстоцен и эоплейстоцен озера Эльгыгытгын (Чукотка) – границы и цикличность по данным неорганической геохимии и петромагнетизма. ....	447
Мотузко А.Н. Mammuthus chosaricus Dubrovo в четвертичных отложениях Беларуси . ....	449
Мурий А.А. Анализ цифровых моделей рельефа при палеогеоэкологических реконструкциях в бассейне р. Мзымты (Б. Сочи). ....	452
Мысливец В.И., Лысенко В.И., Поротов А.В., Зверев А.С. К новейшей истории Севастопольской бухты . ....	455
Назаров Д.В. Новые данные о верхнем плейстоцене п-ова Ямал . ....	457



<i>Найдина О.Д.</i> Природные обстановки востока Северного Прикаспия в позднем плиоцене – эоплейстоцене по палинологическим данным .....	459
<i>Невидомская Д.Г., Ильина Л.П.</i> Элементный состав минеральной части палеопочв меотского некрополя «Кобякова городища» в долине Дона .....	461
<i>Несмеянов С.А., Воейкова О.А.</i> Методика характеристики неотектонических активных разрывов при инженерных изысканиях для строительства .....	464
<i>Несмеянов С.А., Леонова Н.Б., Воейкова О.А., Виноградова Е.А., Мурый А.А.</i> Масштабно-тематические уровни палеоэкологических реконструкций в археологии .....	467
<i>Низовцев В.А.</i> Палеорекострукция ландшафтных условий ранних этапов природопользования в Подмосковье . . . . .	470
<i>Николаева С.Б.</i> Проблемы и перспективы изучения сейсмодеформаций в четвертичных отложениях Европейского Севера .....	473
<i>Никольский П.А., Шидловский Ф.К.</i> Мумия анюйского бизона: обстоятельства находки и предварительные результаты изучения .....	476
<i>Новикова Н.Г.</i> Формирование долин и котловин в горах европейской субарктики в позднем плейстоцене и голоцене. ....	478
<i>Новихина Е.С., Гусев Е.А.</i> Условия четвертичного осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан), бентосные фораминиферы. ....	480
<i>Нугманов И.И., Чернова О.С., Даутов А.Н., Чернова И.Ю.</i> Мониторинг смещений земной поверхности вблизи населенных пунктов юго-востока Республики Татарстан с использованием данных ERS-1 .....	482
<i>Обаде Т.Ф.</i> Присутствие слонов рода <i>Loxodonta Anonymus</i> , 1827 в отложениях с фауной тираспольского фаунистического комплекса Республики Молдовы .....	484
<i>Опекунова М.Ю.</i> Развитие речных долин Мондинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье). ....	487
<i>Опокина О.Л., Ощепкова Е.Б., Литнина Е.А., Козай С.А., Никулина Е.Л.</i> Позднеэоплейстоценовые отложения Северного Приангарья и их палеогеографическая характеристика .....	490
<i>Оськина Н.С., Дмитренко О.Б.</i> Палеоусловия раннего эоплейстоцена Южной Атлантики и сопоставление с континентальным севером .....	493
<i>Павлова Е.Ю., Питулько В.В.</i> Ландшафтно-климатические условия Сартанского криохрона Новосибирских островов и Яно-Индигорской низменности .....	495
<i>Палагушкина О.В., Назарова Л.Б., Ширрмайстер Л., Веттерих С.</i> Палеоэкологические исследования методом диатомового анализа на территории Аляски. ....	498
<i>Панасенко В.Е.</i> Землеройки ( <i>Eulipotyphla: Soricidae</i> ) четвертичного периода Восточной Азии .....	500
<i>Панин П.Г.</i> Развитие почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины от среднего плейстоцена до современной эпохи .....	503
<i>Пахомов А.Ю.</i> Типы и рельефообразующая роль тектонических движений на северном побережье Охотского моря. ....	506
<i>Песочина Л.С.</i> Реконструкция динамики степных ландшафтов юга Русской равнины во второй половине голоцена на основе почвенно-археологических данных. ....	509
<i>Пинчук Т.Н., Бурындына Л.В., Кодаш А.С.</i> Сопоставление комплексов фораминифер и остракод Азовского и Черного морей в голоцене .....	512
<i>Писарчук Н.М.</i> Обоснование соответствия Муравинского межледниковья на территории Беларуси всему 5-му ярусу изотопно-кислородной шкалы. ....	515
<i>Питулько В.В., Басилян А.Э., Павлова Е.Ю.</i> Новые «кладбища» мамонтов с признаками деятельности древнего человека на севере Яно-Индигорской низменности. ....	518
<i>Погодина Н.В., Струкова Т.В.</i> Полевки рода <i>Borsodia</i> из местонахождения Звериноголовское в Южном Зауралье (ранний плейстоцен, гелазий, хапровский фаунистический комплекс) .....	521
<i>Погосян Л.А., Бобров А.А.</i> Профильное распределение раковинных амёб в почвах тундры .....	523
<i>Польшин В.В., Тарасов С.П., Солдатов Г.В., Пивнев П.П.</i> Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таганрогского залива Азовского моря .....	524
<i>Попова Л.В.</i> Геоморфологический критерий определения геологического возраста пещерного палеолита Крыма . . . . .	527
<i>Попова Н.Н.</i> Опыт и проблемы изучения четвертичных отложений при создании ГОСГЕОЛКАРТ-200 нового поколения .....	530
<i>Пушина З.В., Веркулич С.Р., Гогорев Р.М., Меллес М.</i> Палеоэкологические условия развития оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене .....	532
<i>Разжигавва Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Белянина Н.И., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю.</i> Развитие ландшафтов Малой Курильской гряды в теплые фазы среднего – позднего плейстоцена. ....	535
<i>Рековец Л.И., Соха П., Демешкант В.И.</i> Палеоэкология многослойного местонахождения териофауны Меджибож в среднем плейстоцене Украины .....	538
<i>Решетова С.А., Безрукова Е.В., Летунова П.П., Шарова О.Г.</i> Сравнительная характеристика трансформации ландшафтов Прибайкалья и Забайкалья в позднеледниковье и голоцене. ....	541
<i>Руденко О.В., Петрова Н.Ю.</i> Новые данные к биостратиграфии донных осадков голоцена Западно-Новоземельского шельфа. ....	544

<i>Русаков А.В., Никонов А.А., Савельева Л.А., Симакова А.Н., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Шварев С.В., Битюков М.Ю.</i> Новые данные по стратиграфии, геохронологии, условиям формирования отложений и почв опорного разреза позднего неоплейстоцена Черемошник (центр Ярославского Поволжья) .....	548
<i>Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В.</i> Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне р. Куйтунки (Западное Забайкалье) в голоцене .....	551
<i>Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Арсланов Х.А.</i> Стратиграфия, геохронология и корреляция каргинских отложений юга Сибири. ....	553
<i>Рябогина Н.Е., Иванов С.Н.</i> Реконструкция палеоландшафтов и проблемы корреляции голоценовых отложений юго-западной части Западной Сибири (по палинологическим данным торфяников и почв) .....	556
<i>Саакян Л.Г., Сатиан М.А., Степанян Ж.О.</i> Некоторые вопросы литологии голоценовых образований озера Севан. ....	559
<i>Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Науменко М.А., Баянов Н.Г.</i> К вопросу о происхождении озер средней полосы России. ....	561
<i>Сафарова Л.Р., Якимов А.С.</i> Результаты геохимических исследований многослойного археологического памятника Кочегарово 1 по полевым данным за 2012 год .....	564
<i>Сафарова С.А.</i> Трансформация ландшафтов межгорных котловин Южной Сибири в течение позднего плейстоцена, голоцена (на основе палеонтологических данных) .....	566
<i>Саядян Ю.В.</i> Основные вопросы новейшей геологической истории Армении .....	568
<i>Свиточ А.А.</i> История Большого Каспия .....	570
<i>Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Хомченко Д.С.</i> Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, строение, фауна и происхождение) .....	572
<i>Седлецкий В.И.</i> Строение и состав скифского горизонта плейстоцена на севере Ростовской области .....	575
<i>Семенов В.В.</i> Палеомагнетизм и магнитостратиграфическая корреляция лессово-почвенных серий Восточной Европы и Средней Азии .....	577
<i>Семенов Г.А.</i> Травертины Евразии – идеальное хранилище стратиграфической информации и культурных слоев четвертичного периода. ....	580
<i>Семенов Г.А., Шиф А.И.</i> Природные и техногенные неоген-четвертичные травертины альпийского пояса. ....	583
<i>Семенов Ф.В.</i> Построение гидрографической сети неоплейстоцена морфометрическими методами. ....	586
<i>Сергеев А.В.</i> Особенности четвертичных континентальных песков Удмуртии. ....	589
<i>Сизикова А.О.</i> Комплексное исследование верхнеплейстоценовых горизонтов лёссов юга Западной Сибири, разрез Ложок .....	591
<i>Симакова А.Н., Тесаков А.С., Исаев В.А., Ренева М.А., Остапенко А.А., Крицкая О.Ю., Фролов П.Д., Школьник М.И.</i> Геологический контекст специфических рыхлых образований пещеры Трю-44 (Кавказский государственный природный биосферный заповедник) .....	594
<i>Сиренко Е.А.</i> Уровни изменения состава растительности территории Украины на протяжении позднего плейстоцена – раннего неоплейстоцена .....	598
<i>Смирнова М.А., Казарина Г.Х., Матуль А.Г.</i> Распространение морского льда в северо-западной части субарктической Пацифики за последние 20 тыс. лет по данным изучения диатомей. ....	601
<i>Сотникова М.В., Форонова И.В.</i> Плейстоценовая история пантер львиной группы: <i>Panthera fossilis</i> , <i>Panthera spelaea</i> и <i>Panthera atrox</i> в Евразии и Северной Америке .....	603
<i>Спектор В.Б., Пушкарь В.С., Федоров А.Н., Галанин А.А., Спектор В.В.</i> Возраст ледников хребта Сунтар-Хаята. ....	606
<i>Стрелецкая И.Д., Ванштейн Б.Г., Васильев А.А., Облогов Г.Е.</i> Подземные льды на побережье Западного Ямала (Карское море) как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена .....	608
<i>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И.</i> Реконструкция краевых зон разновозрастных оледенений в центре Русской равнины .....	611
<i>Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М.</i> Кайнозой Нижней Камы (по результатам крупномасштабного геологического картирования) .....	614
<i>Сыромятникова Е.В., Доронин И.В., Барышников Г.Ф.</i> Остатки амфибий и рептилий из Мезмайской пещеры: новые данные по герпетофауне позднего плейстоцена Кавказа .....	615
<i>Сычева С.А., Ковда И.В., Семенов В.В., Шоркунов И.Г., Пушкина П.Р.</i> Почвенно-лессовая стратиграфия Среднерусской возвышенности (от эоплейстоцена до голоцена) по данным изучения разреза Новопоселковский карьер (Курск) .....	617
<i>Тагиева Е.Н., Велиев С.С.</i> Воздействие изменения природных условий на хозяйственную деятельность человека в голоцене (на примере неолитических поселений Азербайджана) .....	619
<i>Тайбао Янг, Пэйхун Ши, И Хэ, Чжэ Фань, Цзе Чэнь.</i> Теплообеспеченность и динамика морской изотопной стадии 11 (MIS 11) по материалам изучения разреза Цзинъюань Северо-Западного Китая. ....	622
<i>Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Гусев Е.А., Новихина Е.С.</i> Реконструкция позднечетвертичной истории развития подводного хребта Менделеева на основе литологических, изотопных и микропалеонтологических данных .....	625

<i>Тесаков А.С., Титов В.В.</i> Биостратиграфическая основа расчленения континентального нижнего плейстоцена (гелазий + калабрий) России . . . . .	628
<i>Титов В.В., Майда С., Боублс Н., Алчичек Ч.М.</i> Биостратиграфическое обоснование раннечетвертичного возраста фауны из травертиновых отложений Денизли (ЮЗ Турция) . . . . .	631
<i>Тлеубердина П.А.</i> Этапы развития позднекайнозойской фауны позвоночных в предгорных и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня. . . . .	634
<i>Толстобров Д.С., Алексеева А.Н.</i> Палеогеография Туломской и Кольской депрессий северо-запада Мурманского региона. . . . .	637
<i>Трегубов О.Д., Пахомов А.Ю.</i> Термоабразионный генезис плейстоцен-голоценовых ледниково-морских отложений Анадырского лимана . . . . .	640
<i>Украинцева В.В.</i> Климаты прошлого и прогнозирование изменений климата в будущем: системный подход . . . . .	643
<i>Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленищikov Г.В.</i> Стратиграфические перерывы в ачкагыл-апшеронской толще северо-западного сектора Каспийского моря . . . . .	645
<i>Улитко А.И.</i> К корреляции пещерных отложений на Среднем Урале . . . . .	650
<i>Фадеева Т.В.</i> Первая находка ископаемых костей белозубок в пещерных отложениях Пермского Предуралья . . . . .	653
<i>Фоминых Л.А.</i> Жизнь в экстремальных условиях: место и роль погребенных почв в ландшафтах Палеарктики. . . . .	656
<i>Фролов П.Д.</i> Раннеплейстоценовая (Куяльницкая) малакофауна местонахождения Тиздар (Таманский п-ов, Россия): стратиграфия и палеоэкология . . . . .	659
<i>Хомченко Д.С., Семенов А.В.</i> Хвалынская малакофауна Нижнего Поволжья . . . . .	661
<i>Хусид Т.А., Чеховская М.П.</i> Изменения глубины бассейна и гидродинамической обстановки в районе косы Тузла (северная часть Черного моря) в течение голоцена по остракодам и фораминиферам. . . . .	664
<i>Цымбалюк З.Н., Мосякин С.Л.</i> Палиноморфология представителей Salicornioideae, специализированной галофильной линии эволюции Chenopodiaceae . . . . .	665
<i>Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К., Трубихин В.М., Садчикова Т.А., Пирогов А.Н.</i> Геоархеология раннего палеолита (олдован) Северного Кавказа и долины Днестра: возможные пути миграций древнейших архантропов в Европу. . . . .	668
<i>Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Захаров Д.С., Обада Т.Ф.</i> Новое местонахождение фауны мелких млекопитающих и моллюсков тираспольского комплекса у ст. Левада, Нижний Днестр . . . . .	672
<i>Чернова И.Ю., Лунева О.В., Нугманов И.И.</i> Неотектонические факторы формирования черт современного рельефа платформенных областей . . . . .	674
<i>Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А., Матуль А.Г.</i> Изменения палеоусловий в поздне-плейстоценовое время в Северном Каспии по данным остракод . . . . .	677
<i>Чистякова И.А.</i> Гляциотектонические деформации в породах ледникового ложа донского ледникового покрова . . . . .	679
<i>Чубур А.А.</i> Вновь об охоте на мамонта и мамонтовом собирательстве в бассейне Десны: продолжение дискуссии. Юдиново . . . . .	681
<i>Чувардинский В.Г.</i> Разрывная неотектоника и геоморфогенез района Князегубского водохранилища (юго-запад Мурманской области) . . . . .	684
<i>Чупина Д.А., Зольников И.Д.</i> ГИС-картографирование четвертичных морфокомплексов юга Западной Сибири и межгорных котловин Горного Алтая. . . . .	687
<i>Шейков А.А.</i> Реконструкция долины палео-Дона под акваторией Таганрогского залива по результатам ГДП-200. . . . .	690
<i>Шейнкман В.С., Писарев А.Д.</i> Пути решения проблемы абсолютного датирования четвертичных отложений. . . . .	693
<i>Шейнкман В.С., Плюснин В.М.</i> Четвертичное оледенение Сибири и особенности его формирования в условиях криолитозоны. . . . .	696
<i>Шик С.М.</i> Послелихвинские межледниковья среднего неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины. . . . .	699
<i>Шкатова В.К.</i> Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез «квартера России» . . . . .	702
<i>Шкатова В.К., Грундан Е.Л.</i> Отражение новой границы неогена и квартера в «стратиграфической схеме квартера территории России» . . . . .	705
<i>Шпанский А.В.</i> Стратиграфическое распространение крупных четвертичных млекопитающих на территории Западной Сибири . . . . .	707
<i>Шполянская Н.А.</i> Подземные льды как источник информации о палеогеографии плейстоцена Российской Арктики . . . . .	710
<i>Шелинский В.Е.</i> Функциональные особенности олдованских стоянок на Таманском полуострове в Южном Приазовье (геологические и археологические свидетельства) . . . . .	713
<i>Щетников А.А., Семеней Е.Ю., Клементьев А.М., Филинов И.А.</i> Палеогеография верхнеоплейстоценовых отложений опорного разреза Усть-Одинский (Предбайкалье) по палеонтологическим данным . . . . .	717
<i>Элбакидзе Е.А.</i> Диатомовые водоросли как показатели голоценовой ингрессии Японского моря в Южном Приморье (р. Раздольная) . . . . .	720
<i>Энна Н.Л., Письменный А.Н.</i> Новые данные по стратиграфии неоплейстоценовых и голоценовых образований Восточного Предкавказья по результатам ГДП-200 . . . . .	722

Юрковец В.П. Климатические корреляции в плейстоцене. Связь изменений условий природной среды с филогенией основных гаплогрупп человечества .....	725
Якимов А.С., Шнайдер Р., Губин С.В., Васильев А.А., Штар К. Микроморфологический анализ строения четвертичных отложений побережья Западного Ямала .....	728
Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Реконструкция динамики ландшафтов Южного Урала в голоцене по изменениям структуры сообществ пресмыкающихся .....	730
Янина Т.А. Поздний плейстоцен Понто-Каспия: эволюция природной среды в условиях глобальных изменений климата .....	732
Яниш Е.Ю., Ковальчук А.Н. Реконструкция длины тела и веса промысловых видов рыб из материалов археологических раскопок поселения на о. Березань (VI–V вв. до н. э.) .....	735
Яшина О.В. О находке черепа ископаемого лося в бассейне р. Кунож (Вологодская область) .....	737
Русанов Г.Г. О возрасте отложений, вмещающих леваллу-мустьерскую пластину в долине реки Алей (Предалтайская равнина) .....	740
Предовский А.А., Скуфьин П.К., Чувардинский В.Г. Были ли ледниковые периоды? .....	742
Анонс книги В.В. Украинцевой «Mammoths and the environment» .....	745



## CONTENTS

<i>Avad V.</i> Desertification and problems of water-supply of Irak . . . . .	5
<i>Agatova A.R., Nepop R.K., Sljusarenko I.Yu.</i> The holocene paleogeographical reconstructions of landscape changes within Chuya depression (SE Altai) on the basis of geological, archeological and dendrostratigraphical data. . . . .	7
<i>Akimova E.V., Stasyuk I.V., Kukxa E.N., Motuzko A.N., Tomilova E.A.</i> The results of new investigations of Paleolithic site Ūst-Kova (North Angara). . . . .	10
<i>Alexeeva A.N., Tolstobrov D.S.</i> Diatom assemblages in the bottom sediments of the lake Bezymiannoe from Kola River Region (Kola Peninsula). . . . .	13
<i>Aleskerov B.D., Mamedova G.Sh.</i> The evolution of climate and landscapes of Azerbaijan in the Middle Pleistocene . . . . .	16
<i>Alifanov V.M.</i> The relations of the pedogenesis and the sedimentation in global and regional denudational-accumulative cycles . . . . .	18
<i>Anderson P.M., Lozhkin A.V., Minuyk P.S., Pakhomov A.Yu., Cherepanova M.V.</i> Changing of environments on Iturup island (Kuril archipelago) during the Holocene based on multiproxy data from lake sediments . . . . .	21
<i>Andreicheva L.N.</i> The petrographic composition of the Middle Neopleistocene tills on the European North of Russia . . . . .	23
<i>Andreicheva L.N., Andreichev V.L.</i> K-Ar isotopic dating of the basal tills at the North-East of Europe . . . . .	26
<i>Antonov O.M., Bystrov M.A., Bolshiyakov D.Yu.</i> The change of Neozhigai glacier's boundary (Taimyr peninsula) during last decades by high resolution satellite images processing results. . . . .	29
<i>Arslanov Kh.A., Druzhinina O.A., Kublitsky Y.A., Subetto D.A., Syrykh L.S.</i> New data on palaeoenvironment of south-eastern Baltic Region: results of researches of 2011–2013 . . . . .	32
<i>Arslanov Kh.A., Svitoch A.A., Chepalyga A.L., Yanina T.A., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychnyi N.I., Starikova A.A.</i> On the age of Khvalynian deposits of Caspian region according to dating of shells by <sup>14</sup> C and <sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U methods . . . . .	34
<i>Astakhov V.I.</i> Postglacial pleistocene of the Russian North: genesis and correlation . . . . .	37
<i>Akhtryakova A.V., Leshchinskiy S.L., Parkhomchuk V.V., Panov V.S.</i> Holocene section of the first terrace above the Demyanka River floodplain. . . . .	40
<i>Babaev A.G., Kurbanov R.N.</i> The evolution of the Karakum desert environment . . . . .	44
<i>Bazhenov A.I., Yakimov A.S.</i> Cleft formation in soils as an evidence of paleolandscape conditions . . . . .	47
<i>Bazarova V.B.</i> Arid periods and dynamics of development of Holocene steppe landscapes in Southern-Eastern Transbaikalia. . . . .	50
<i>Baigusheva V.S., Titov V.V., Timonina G.I.</i> Late Pleistocene <i>Bison priscus bojanus</i> from the sea of Azov region (Russia) and their paleoecology . . . . .	53
<i>Bezrodnikh Yu.P., Deliya S.V., Romanyuk B.F., Sorokin V.M., Yanina T.A., Arslanov Kh.A.</i> New data on the biostratigraphy and paleogeography of the Caspian Late Pleistocene . . . . .	56
<i>Bezusko L.G.</i> Natural and anthropogenic changes of vegetation cover in the plain part of Ukraine during the Late Holocene (based on palynological data) . . . . .	58
<i>Baker J., Nikitin M.</i> Constraining the pudost' travertine formation age. . . . .	61
<i>Belyanin P.S.</i> Evolution of landscape components in the Ussuri River basin in the Late Neopleistocene and Holocene . . . . .	64
<i>Belyanina N.I., Belyanin P.S.</i> Formation of landscapes of the accumulative plain of the Tumannaya River in the Neopleistocene and Holocene . . . . .	67
<i>Bessudnov A.N., Zaretskaya N., Panin A., Kuznetsova T., Bessudnov A.A., Burova N.</i> Peculiarities and chronology of the wild horse taphocenosis formation in the Divnogor'ye (Middle Don basin). . . . .	70
<i>Bobrov A.A.</i> Testate amoebae in sediments of the Pleistocene and Holocene (Yakutia). . . . .	73
<i>Bolikhovskaya N.S., Molodkov A.N.</i> Environmental and climatic peculiarities, chronology and correlation of warm and cold intervals of the period between 100 and 30 Ká inferred from palynological and IR-OSL analyses of the Voka reference section (southeastern coast of the gulf of Finland). . . . .	75
<i>Bol'shakov V.A.</i> Climatic-chronostratigraphic consequences of the comparison between orbital-climatic diagram and Ir04 benthic record for the last 1,8 millions years . . . . .	78
<i>Bolshiyakov D.Yu., Krylov A. V.</i> Pleistocene and Holocene paleoenvironment of the Taimyr lowland . . . . .	81
<i>Borisova O.K.</i> The phases OF the fastest landscape and climatic changes in the Late Pleistocene. . . . .	84
<i>Budnikov A.L.</i> New genetic (diluvial) type of diamonds placer formation in valleys of the rivers of Moon and Ulaah moon (Sakha Yakutia). . . . .	87
<i>Buravskaya M.N.</i> Structural and material composition of the recent alluvium of Izhma and Vychehdga rivers. . . . .	89
<i>Bylinskaya M.E., Golovina L.A.</i> Stratigraphy and paleoceanology of the subpolar Atlantic realm during MIS 1–7 . . . . .	92
<i>Vasilyev S.V., Borutskaya S.B.</i> Problems of taxonomy and morphology of sample Nariokotome III ( <i>Homo ergaster</i> ) . . . . .	94
<i>Vakhnin M.G.</i> The studying of morphology and modern tectonic movements of Kolguev island using GIS techniques . . . . .	97
<i>Velichko A.A., Drenova A.N.</i> Ancient continental dunes on the territory of east Europe (their distribution, age, direction of dune forming winds) . . . . .	99

<i>Velichko A.A., Pisareva V.V., Faustova M.A.</i> Periodization and correlation problems of glacial and periglacial phases of the Quaternary of the Eastern Europe .....	102
<i>Veremeeva A.A., Glushkova N.V.</i> Spatial regularities of ice complex thawing in the Holocene in the Kolyma lowland tundra zone (Northern Yakutia) .....	104
<i>Vereshchaka K.G.</i> Features of Taman group salt lakes' sedimentogenesis in the Quaternary .....	107
<i>Wesselingh F.P., Yanina T., Anistratenko V., Islamoğlu Y.B., Alçiçek H., Alçiçek M.C.</i> The rise and fall of Pontocaspian biota .....	109
<i>Volkova V.S.</i> Flora and vegetation on the Pliocene – Eopleistocene boundary at the South-Western Siberia .....	111
<i>Volkova V.S., Golovina A.G.</i> Stratigraphy of Late Pliocene – Eopleistocene of arid districts of Western Siberia, and lower boundary of Quaternary 113	
<i>Volokitina O.A., Sheykov A.A.</i> Distribution of deposits to surfaces of the bottom the Taganrog gulf .....	116
<i>Voloshko E.A., Bondarenko N.A.</i> Morphostructural features of the shelf of Black sea coast of the Caucasus .....	118
<i>Voskresenskaya T.N., Leflat O.N.</i> Lake sedimentary and paleogeography features of d'Issik-Kul hollow at the Pliocene-Pleistocene boundary .....	120
<i>Galimova D.N., Askeyev I.V., Monahov S.P., Askeyev O.V., Askeyev A.O.</i> Ichthyofauna and malacofauna of neopleistocene locality «Bima» (Tatarstan Republic) .....	122
<i>Geptner A.R.</i> Volcano-sedimentary deposits of the glacial shelf in Iceland .....	125
<i>Gilmanova D.M., Kosareva L.R., Khassanov D.I., Spassov S., Nourgaliev D.K., Sitdikov A.G.</i> Archaeomagnetic investigations to identify the age of Kiln from Bulgar ancient town .....	127
<i>Glazyrin E.A.</i> Manifestation of high-amplitude neotectonics on Taman peninsula and an adjacent seabed during 2007–2012 .....	129
<i>Glazyrin E.A., Sheykov A.A.</i> Sea structure drilling as key to studying of the Quaternary period of the Sea of Azov .....	132
<i>Glushankova N.I.</i> Landscapes development on the Russian plain during the Middle Pleistocene .....	134
<i>Glushankova N.I., Agadjanian A.K.</i> Quaternary stratigraphy and the history of development glacier outside of zones in pool of average Volga .....	137
<i>Golovachev M.V.</i> Reconstruction of paleoecologic conditions at the south of lower Volga Region during the Middle and Late Neopleistocene on basis of paleotheriologic data .....	140
<i>Golubova N.V.</i> Litologo-biogeochemical peculiarities of the bottom sediments of the Tsimlyanskoe reservoir .....	143
<i>Golubtsov V.A.</i> The carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate coatings as source of information about Late Pleistocene and Holocene environmental changes at south Prebaykal Region .....	145
<i>Gorobets L.V., Popova L.V.</i> Subfossil <i>Spermophilus</i> remains (Sciuridae, Rodentia): the Holocene relicts of tundra-steppe fauna (Kanev, Ukraine) .....	148
<i>Grekov I.M., Zaretskaya N.E., Kolka V.V.</i> The early Holocene deposits of the Kuzreka River valley .....	151
<i>Gugalinskaya L.A.</i> The influence of the phasic development of Valdai lithopedogenesis at Holocene soil cover formation .....	153
<i>Gusev E.A., Kuznetso A.B., Polyakova E.I., Krylov A.V.</i> The first SR-isotope stratigraphic data from North Yenisey Late Cenozoic sediments .....	156
<i>Danukalova G.A., Osipova E.M.</i> Stratigraphical subdivision of the Eopleistocene and aktschagylian deposits of the Karayar-Mustafino site and molluscs findings (Southern Fore-Urals) .....	159
<i>Deev E.V., Chupina D.A.</i> Dem-based neotectonic zoning of north-west Gorny Altai .....	162
<i>Demkin V.A., Demkina T.S., Udaltsov S.N., Eltsov M.V.</i> Paleosoils, climate and man of Volga-Ural steppes during early Iron epoch .....	165
<i>Denisenko A.M., Luybimova T.V.</i> Holocene evolution of lagoons of the Adriatic and Azov seas .....	168
<i>Dobrovolskaya E.V.</i> The ratio of cattle-breeding and hunting at the early stages of human evolution .....	170
<i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> The difference between gas hydrate accumulation on arctic glacial and periglacial shelves .....	173
<i>Dunaev N.N.</i> Coast of microcontinent south Georgia during the Late Holocene .....	176
<i>Dyuzhova K.V., Novenko E.Yu., Kovaleva G.V., Zolotareva A.E.</i> The results of pollen and diatom analysis of the Sea of Azov sediments in the Late Holocene .....	178
<i>Yevzerov V.Ya.</i> Conditions of marine transgressions evolution in Scandinavian ice sheets area .....	181
<i>Yelovicheva Ya.K.</i> The solution of the important questions of stratigraphy and geochronology of glaciopleistocene of Belarus .....	184
<i>Engalychev S.Yu.</i> Ascending fluid unloadings and approaches to identifying their derivatives in sedimentary sequence of Quaternary deposits .....	187
<i>Enikeev F.I.</i> Regional stratigraphic scheme of Pribaikalia and Transbaikalia: problems and recommendations .....	190
<i>Efremenkova O.I.</i> Specification of the neotectonic structure of the Mzymta River basin by results of tracing of borders of different ranks lineaments .....	193
<i>Zhuikova I.A., Masyutin B.B.</i> Analysis of findings of Pleistocene megafauna of the Vyatka-Kama Region (Kirov Region) .....	196

<i>Zaitsev V.N.</i> Mapping paleoreconstructions of geomorphological dynamics of lower Volga River Region reliefs in the Quaternary .....	199
<i>Zanina O.G., Lopatina D.A., Gubin S.V., Maximovich S.V.</i> To history of vegetation of the Western Beringiya in the Late Pleistocene (MIS 3 and MIS 2) .....	202
<i>Zaretskaya N.E., Shebotinov V.V., Panin A.V., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Simakova A.N.</i> The Late Pleistocene geochronology and polemic questions of palaeogeography of the Vycheгда – North Dvina fluvial system .....	204
<i>Zastrozhnov A.S., Popov S.V., Zastrozhnov D.A.</i> The matters of the problematics of the lower Volga Neopleistocene sections .....	207
<i>Zastrozhnov A.S., Shkatova V.K., Minina E.A.</i> Maps of quaternary formations. status, problems and prospects .....	210
<i>Zakharenko V.S.</i> Features of sedimentation during the Quaternary period and conditions of formation of gas hydrates on Spitsbergen continental margin .....	212
<i>Zakharenko V.S., Shlykova V.V.</i> Stratigraphy, lithology, and paleogeographic conditions on Spitsbergen-Barents sea continental margin in the Cenozoic. ....	215
<i>Zakharov A.L., Konstantinov E.A.</i> Morphological analysis of Northeast Azov depressions complex in the origin of proposition context .....	218
<i>Zelenkov N.V.</i> Formation of the modern Central Asian arid landscape avifauna during the Neogene-Quaternary transition .....	221
<i>Zernitskaya V.P., Novenko E.Yu.</i> Climate of Belarus in the late glacial and Holocene based on palynological researches of lacustrine sediments .....	224
<i>Zolnikov I.D., Deev E.V., Nazarov D.V., Kotler S.A.</i> Geology and genesis of the high terraces of the rivers Chuya and Middle Katun .....	226
<i>Zykin V.S., Zykina V.S., Smolyaninova L.G.</i> Current status and principal problems of stratigraphy and paleogeography of Quaternary of Western Siberia .....	229
<i>Zykov D.S., Kolodyazhny S.Yu.</i> Morphostructural manifestations in the zone of dislocations of middle Volga and lower Kama regions .....	232
<i>Ivanov D.L.</i> Ecological chronostratigraphy as the new research direction of mikromammals assemblage investigation in Belarus in the late glacial – Holocene .....	235
<i>Ivanov M.N., Petrakov D.A., Stroeven A.P., Harbor J., Heyman J., Lifton N.A.</i> Inylchek catchment glaciers evolution in the LGM. ....	238
<i>Ivanova Ye.D.</i> Migrational climatic succession of foraminifera communities in Quaternary sediments of Okhotsk Sea ....	241
<i>Ivanova S.V.</i> Human adaptation to environmental changes in the northern Black Sea (bronze age) .....	244
<i>Idrisov I.A.</i> River terraces of Eastern Caucasus .....	247
<i>Izmailov Ya.A.</i> An attempt of the quantified estimation of altitudes of Pleistocene vertical movements of sea coasts (Eastern Azov-Black seas region) .....	250
<i>Izmailov Ya.A., Gusakov I.N.</i> Catastrophic eruption of the mud volcanoes and their traces in the cross-sections of Pleistocene deposits (Taman peninsula) .....	253
<i>Illarionov A.G.</i> The reasons and stages of west Siberian plain's periglacial zones inundation .....	256
<i>Kazanov I.A., Titov V.V.</i> About the finding of mammoth in the Belaya Kalitva district of Rostov Region .....	259
<i>Kazmin S.P.</i> Climatic phenomenon of small ice epoch .....	261
<i>Kazmin S.P., Volkov I.A.</i> Subaeral formation of Kulunda as indicator of global climatic changes of Quaternary .....	264
<i>Kalinin P.I., Alekseev A.O.</i> Geochemical approach to the study of loess deposits origin, and paleoenvironment reconstruction of Southern Russian plain in Pleistocene .....	267
<i>Karabanov A.K.</i> Neotectonic structures and their implication in Quaternary deposits and relief within the territory of Belarus .....	269
<i>Karmazinenko S.P.</i> Micromorphological features of Pleistocene deposits of Paleolithic site Maliy Rakovets IV in Transcarpathian .....	272
<i>Kiosak D.V., Ivanova S.V., Konikov E.G., Vinogradov E.I.</i> The influence of “natural catastrophe” on the population of the Black Sea Region: chronological criteria of verification .....	275
<i>Kleshchenkov A.V.</i> Radon in bottom sediments of Taganrog gulf and North-Eastern of the Black Sea .....	278
<i>Kovaleva G.V., Zolotareva A.E.</i> Transgressive and regressive phases of the Sea of Azov (by diatom analysis of Novoazovian deposits) .....	280
<i>Kovda I.V., Morgun E.G.</i> The studying of microrelief Gilgai in the south of the European part of Russia .....	284
<i>Kozlov E.A.</i> Structural parameters for the removal at the Holocene lakes of Belarus subordinate landscapes (for phases <i>Pinus</i> and <i>Betula</i> ) in imitation GIS .....	287
<i>Kolomiets V.L.</i> The quaternary genesis of sediment of infantile basins on the southeast coast of lake Baikal .....	289
<i>Kolomiets V.L., Budaev R.Ts.</i> The morpholithogenesis and environment of the Western Transbaikalia during the Neopleistocene (the Gusinozersk-Uda branch of intermountain basins) .....	292
<i>Kolka V.V., Korsakova O.P.</i> Late glacial and Holocene neotectonic and paleogeography of the White Sea depression (according to data from small lakes) .....	295

<i>Kolyamkin V.M., Popova N.N.</i> Eopleistocene of Yenisei Region and its possible correlation with the events in northern Siberia . . . . .	298
<i>Komarovskiy M.E.</i> Structure of border features and dynamics of the Poozerje glaciation on the territory of Belarus . . . . .	301
<i>Konikov E.G., Fastchevsky S.N., Glavatskiy V.I.</i> Stratigraphy, lithology and paleogeography of Postkarangatian sediments of the northwest shelf of Black Sea. . . . .	303
<i>Konovalova V.A.</i> Ostracode paleocoenoses and their role in paleogeographic reconstructions of the Quaternary landscapes of Western Siberia . . . . .	306
<i>Kononov Yu.M.</i> Reconstruction of the summer air temperature dynamics in Northern Fennoscandia over the last 500 years according to the tree rings data. . . . .	309
<i>Konstantinov E.A., Velichko A.A.</i> Traces of the Late Pleistocene powerful erosion in the structure of loess-soil sequences of the North Eastern Sea of Azov Region . . . . .	312
<i>Korkin S.E.</i> Sedimentogene's features in the Quaternary period for deep Sabun River valley . . . . .	315
<i>Korsakova O.P.</i> Interglacial-glacial series in the sediments of Kola Region's coastal areas . . . . .	317
<i>Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Gilmanova D.M., Fattahov A.V.</i> Preliminary data of the magnetic properties of sediments from lake Balkhash (Kazakhstan) . . . . .	320
<i>Kotler S.A.</i> Genetic types and Late Quarternary history of the Uimon basin and adjacent territory . . . . .	322
<i>Kosheleva E.A.</i> The system of adaptation «human – environment» in the mesolithic of Northern Europe. . . . .	325
<i>Krylov A.V., Matveev V.P.</i> The new data about marine molluscs and stratygraphy of the Pliocene-Holocene of the New Zemlya archipelago, Franz-Josef archipelago, Vaigach Island and Jugorskii peninsula. . . . .	328
<i>Krylov P.S., Nourgaliev D.K., Gilmanova D.M., Fattahov A.V.</i> The seismic-stratigraphic analysis of lake Balkhash Quaternary sediments . . . . .	333
<i>Kryazheva I.V.</i> Late Holocene small mammals of the Kozhim River localities (Subpolar Urals). . . . .	335
<i>Kuzmin Y.V., Zolnikov I.D., Glushkova N.V., Chupina D.A., Dementiev V.N.</i> Spatial analysis of archaeological sites of the Central Baraba plain (Western Siberia) by GIS methods: ancient humans and natural environment in the Holocene . . . . .	338
<i>Kuzmin Y.V., Kazansky A.Y.</i> About some discuccional questions of geoarchaeology and geology of the Altai mountains. . . . .	341
<i>Kurmanov R.G.</i> Reconstruction of the Quaternary vegetation of the Southern Urals Region according to palynological data. . . . .	344
<i>Lavrov A.S., Potapenko L.M.</i> The transit terras of North of West Siberia: new facts and arguments. . . . .	347
<i>Lavrushin Yu.A., Chistyakova I.A., Kuralenko N.P., Kholmovoy G.V., Bessudnov A.N.</i> The Divnogorsk glaciotectionic structure . . . . .	350
<i>Łanczont M., Komar M., Madeyska T., Valde-Nowak P., Hołub B., Kusiak J., Mroczek P.</i> Late glacial landscape in the Podhale Region (Carpathians) in the light of the Nowa Biała 1 archaeological site investigations . . . . .	353
<i>Larin S.I., Laukhin S.A., Guselnikov V.L.</i> New data on the ancient frozen periglacialnoj zone of Western Siberia in the Late Neoplejstocene and Holocene . . . . .	356
<i>Larina N.S., Larin S.I., Merkushina G.A., Menschikov A.N.</i> Geochemistry of peat-marsh sedimentogenesis Ishim's plain in the Holocene . . . . .	359
<i>Laukhin S.A.</i> About possibility of Karginsky transgression spreading in Northern Eurasia . . . . .	362
<i>Levina N.B., Tyurin V.N., Kostyuk D.N.</i> Geological and geomorphological base of landscapes in area of middle Quarternary glacier surface in basin of Bolshoy Yugan and Bolshoy Salum rivers (Ob'-Irtysch Interflue) . . . . .	365
<i>Levitan M.A., Kuzmina T.G., Luksha V.L., Roshchina I.A., Syromyatnikov K.V., Max L., Nürnberg D., Riethdorf J.-P., Thiedemann R.</i> Sedimentation history of Kronotzkiy peninsula continental slope (East Kamchatka) for the last 20 kyr . . . . .	368
<i>Levchenko N.A.</i> The features of physical and mechanical properties of the Quaternary deposits of various elements of the relief of Sochi coastal territory. . . . .	370
<i>Leonova E.V., Alexandrova O.I., Antipushina Zh.A., Serdyuk N.V., Spiridonova E.A., Tesakov A.S.</i> Multidisciplinary research of stone age multilayer sites in the Gubs's ravine . . . . .	373
<i>Lozhkin A.V., Anderson P.M., Minuyk P.S.</i> Interglacial, interstadial, and glacial intervals from a continuous climate record from sediments of El'gygytgyn lake (Polar Chukotka) during the last 450 thousand years . . . . .	376
<i>Lozovskaya O.V., Lozovski V.M., Mazurkevich A.N.</i> Paleoenvironment at transition of mesolithic-neolithic in Zamostje 2 site (Upper Volga bassin) . . . . .	379
<i>Lopatina D.V.</i> Structure and litology of alluvial deposits of the Selenginskaya-Manzurskaya trans-Baikalskaya hydrosystem (1,7–0,078 Ma) . . . . .	382
<i>Lopatina D.A., Zanina O.G.</i> Subfossil spore-pollen spectra of Kolyma lowland and their comparison with modern vegetation . . . . .	385
<i>Luzhetskiy V.G.</i> About the age of Teletskoe lake based on sediments' analysis studied by the high-resolution geoprofiler. . . . .	388
<i>Lyashchevskaya M.S., Kiselyova A.G., Rodnikova I.M., Pshenichnikova N.F.</i> Comparative characteristics of soil-vegetation cover development on Peter the Great bay islands (Sea of Japan) in Late Holocene . . . . .	390
<i>Magaeva L.A., Ustinov M.T.</i> Sedimentation and his transformion on Iudinsky stretch of lake Chany . . . . .	393



<i>Mayda S., Titov V.V., Tesakov A.S., Göktaş F., Alçiçek C.M.</i> Revision of Plio-Pleistocene mammalian faunas from Çobanisa area (Western Turkey) . . . . .	396
<i>Makarikhin V.V., Kuznetsov A.B., Pokrovsky B.G.</i> Molluscs of the Upper Pleistocene of the Northern Karelia (Gridino): paleontology, chemostratigraphy and facial conditions . . . . .	398
<i>Makarov A.S.</i> Arctic sea level fluctuation during the Holocene. . . . .	400
<i>Makarova N.V., Sukhanova T.V.</i> Problems of Quaternary stratigraphy in the newest neotectonic and geomorphology of the Eastern European platform . . . . .	402
<i>Makeev V.M., Makarova N.V., Sukhanova T.V., Korobova I.V., Dorozhko A.G.</i> Structural-geomorfologic characteristic and Quaternary sediments of Ostrovets region (Belarus) . . . . .	404
<i>Maksimov A.V., Semenova L.R.</i> Stratigraphy of quaternary deposits of the Mezen river valley . . . . .	407
<i>Makshaev R.R.</i> Chocolate clay facies . . . . .	410
<i>Malakhov M.I., Malakhova G.Yu., Solyanikov Ya.L., Bosin A.A., Astakhov A.S., Kolesnik A.N., Matveeva T.V., Logvina E.A.</i> The petromagnetic study of the pockmark bottom sediments from the Chuckchee plateau (The Chuckchee Sea) . . . . .	413
<i>Malakhov M.I., Malakhova G.Yu., Solyanikov Ya.L., Bosin A.A., Astakhov A.S., Kolesnik A.N., Matveeva T.V., Logvina E.A.</i> The petromagnetic and paleomagnetic study of the bottom sediments from the herald canyon and the Chuckchee Sea shelf . . . . .	416
<i>Malik D.G., Shpansky A.V.</i> Preliminary data about the localities of mammoth's fauna in the Chulym river source, the Khakass Republic . . . . .	418
<i>Markova A.K., Puzachenko A.Yu., van Kolfschoten T., Kosintsev P.A., Kuznetsova T.V., Tikhonov A.N., Bachura O.N., Ponomarev D.V., van der Pliht J., Cutiens M.</i> Northern Eurasian musk ox and primitive bison area changes during last 50 kyr BP . . . . .	421
<i>Marchenko-Vagapova T.I.</i> Palynological characteristics of the Upper Pleistocene deposits of European North-Western Russia . . . . .	423
<i>Matveyev A.V.</i> Activization of faults in the Quaternary period on the territory of Belarus . . . . .	426
<i>Matviyishyna Zh.N., Zaliznyak L.L., Doroshkevich S.P.</i> Natural conditions of ancient human habitats on the basis of paleopedologic researches on the Paleolithic sites in the river Velyka Wys' Region (Ukraine) . . . . .	429
<i>Matishov G.G., Velichko A.A., Titov V.V., Tesakov A.S., Timireva S.N., Morozova T.D., Borisova O.K.</i> Correlation of marine and continental deposits (based on research of Eastern Sea of Azov region) . . . . .	432
<i>Matul A., Khusid T., Chekhovskaya M.</i> Late Quaternary paleoceanology of NW pacific and oxygen conditions in the Sea of Okhotsk . . . . .	435
<i>Makhinov A.N.</i> Modern and relict permafrost relief of the lower Priamurje mountains . . . . .	438
<i>Medvedeva S.</i> The some peculiarities of the sediment processes during the intensive man-caused epoch . . . . .	441
<i>Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Gvozdeva I.G.</i> Landscape and climatic oscillations in the Holocene of Southern Primorye . . . . .	443
<i>Minakova E.S.</i> Geomorphological and neotectonic characteristics of south slope NW Caucasus (from Anapa to the village Arkhipo-Osipovka) . . . . .	446
<i>Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya.</i> Pleistocene and Eopleistocene of El'gygytyn lake (Chukotka) – boundaries and cyclicity according to inorganic geochemistry and rock magnetism . . . . .	447
<i>Motuzko A.N.</i> <i>Mammutyus chosaricus</i> Dubrovo in the Quaternary deposits of Belarus. . . . .	449
<i>Mury A. A.</i> Analysis of digital elevation models during the paleoecological reconstructions in Mzymta River basin (Big Sochi) . . . . .	452
<i>Myslivets V.I., Lysenko V.I., Porotov A.V., Zverev A.S.</i> On the recent history of the Sevastopol bay . . . . .	455
<i>Nazarov D.V.</i> New data on Upper Pleistocene of the Yamal peninsula . . . . .	457
<i>Naidina O.D.</i> The natural environment of the east of the Northern Caspian in the Late Pliocene and Eopleistocene by palynological data . . . . .	459
<i>Nevidomskaya D.G., Iljina L.P.</i> Elemental composition of mineral part of meotian necropolis paleo-soils from «Kobyakovo site» in the Don valley . . . . .	461
<i>Nesmeyanov S.A., Voejkova O.A.</i> Methods of specification of neotectonic active faults in engineering surveys for construction. . . . .	464
<i>Nesmeyanov S.A., Leonova N.B., Voejkova O.A., Vinogradova E.A., Mury A.A.</i> The scale-thematic levels of the paleoecological reconstructions in archeology . . . . .	467
<i>Nizovtsev V.A.</i> Landscape palaeoreconstruction for early stages of nature management in the Moscow Region . . . . .	470
<i>Nikolaeva S.B.</i> Problems and perspectives of seismic deformations' investigations in the Quaternary deposits of European North . . . . .	473
<i>Nikolskiy P.A., Shidlovskiy F.K.</i> Anyuysk bison mummy: the circumstances of finding and preliminary results of studying . . . . .	476
<i>Novikova N.G.</i> Valleys and basins formation in the mountains of the European Subarctic in the Late Pleistocene and Holocene . . . . .	478
<i>Novikhina E.S., Gusev E.A.</i> The conditions of Quaternary sedimentation in the Mendeleev Rise region (Arctic ocean), benthic foraminifera . . . . .	480

<i>Nugmanov I.I., Chernova O.S., Dautov A.N., Chernova I.Yu.</i> Monitoring of land surface displacements near settlements at the territory of South-Eastern Tatarstan using of data of ERS-1. ....	482
<i>Obadă T.F.</i> The occurrence of elephants genus <i>Loxodonta</i> Anonymous, 1827 in deposits with Tirasplian faunal complex from Republic of Moldova. ....	484
<i>Opekunova M.Yu.</i> Development of the river valleys in the Mondinskay basin (South Western Baikal Region) . . . . .	487
<i>Opokina O.L., Oschepkova E.B., Lipnina E.A., Kogai S.A., Nikulina E.L.</i> Late Neopleistocene sediments of the Northern Angara Region and their paleogeographic characteristic . . . . .	490
<i>Oskina N.S., Dmitrenko O.B.</i> The paleoconditions of the Early Eopleistocene of South Atlantic and correlation with the continental Nord . . . . .	493
<i>Pavlova E.Y., Pitulko V.V.</i> Sartan stadial landscape-climatic conditions in the new Siberian islands and Yana-Indighirka lowland . . . . .	495
<i>Palagushkina O.V., Nazarova L.B., Schirрмаister L., Wetterich S.</i> The paleoecological studies using diatom analysis method in the Alaska region. . . . .	498
<i>Panasenko V.E.</i> Quaternary shrews (Eulipotyphla: Soricidae) of Eastern Asia . . . . .	500
<i>Panin P.G.</i> Development of the soil cover of the Center of the East European plain from the Middle Pleistocene till the modern era . . . . .	503
<i>Pakhomov A.Y.</i> Typs and role of tectonic movements in the relief formation on the northern coast of Okhotsk Sea. . . . .	506
<i>Pesochina L.S.</i> The reconstruction of dynamics of steppe landscapes on the south of the Russian plain during the second half of the Holocene by using of soil-archeological data. . . . .	509
<i>Pinchuk T.N., Burindina L.V., Kodach A.S.</i> Correlation of foraminifers and ostracodes complexes of the Azov and Black Seas in the Holocene . . . . .	512
<i>Pisarchuk N.M.</i> Substantiation of correspondence of Murava interglacial with whole 5-th oxygen isotope scale's stage in the territory of Belarus . . . . .	515
<i>Pitulko V.V., Basilyan A.E., Pavlova E.Y.</i> New Finds of «mammoth graveyards» with traces of the ancient human activity in the north of Yana-Indighirka lowland . . . . .	518
<i>Pogodina N.V., Strukova T.V.</i> Voles of genus <i>Borsodia</i> from Zverinogolovskoye locality in Southern Trans-Urals region (Early Pleistocene, Gelasian stage, Khapry faunal complex) . . . . .	521
<i>Pogosyan L.A., Bobrov A.A.</i> Profile distribution of testate amoebae in tundra soils . . . . .	523
<i>Pořshin V.V., Tarasov S.P., Soldatov G.V., Pivnev P.P.</i> Results of seismic profiling of Taganrog Bay of the Sea of Azov bottom . . . . .	524
<i>Popova L.V.</i> The geological age of Crimean Paleolithic cave sites: the geomorphologic criterion . . . . .	527
<i>Popova N.N.</i> Experience and problems of the study of Quarternary sediments during the creation of the state geological MAPS-200 of the new generation . . . . .	530
<i>Pushina Z.V., Verkulich S.R., Gogorev R.M., Melles M.</i> Holocene palaeoecology of Bunger oasis (East Antarctica). . . . .	532
<i>Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Belyanina N.I., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu.</i> Development of lesser Kuril arc landscapes during warm phases of Middle-Late Pleistocene. . . . .	535
<i>Rekovets L., Socha P., Demeshkant V.</i> Paleoecology of multilayer localities of mammal faunas of the Medzhybozh in the Middle Pleistocene of Ukraine. . . . .	538
<i>Reshetova S.A., Bezrukova E.V., Letunova P.P., Sharova O.G.</i> The comparative characteristic of landscapes transformation of the Baikal Region and Transbaikalia in late glacial and Holocene . . . . .	541
<i>Rudenko O.V., Petrova N.Yu.</i> New data on biostratigraphy of Holocene bottom sediments from the Western Novozemel'skii shelf . . . . .	544
<i>Rusakov A.V., Nikonov A.A., Savelieva L.A., Simakova A.N., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Shvarev S.V., Bityukov M.Yu.</i> New data on stratigraphy, geochronology and conditions of sediments and soils formation from the Cheremoshnik key section (center of the Yaroslavl Volga Region) . . . . .	548
<i>Ryzhov Yu.V., Kobylkin D.V.</i> Chronology of erosion-accumulation processes in the Kuitunka basin (Western Transbaikalia) in Holocene. . . . .	551
<i>Ryzhov Yu.V., Kobylkin D.V., Arslanov Kh.A.</i> Stratigraphy, geochronology and correlation of Kargian deposits in Southern part of Siberia . . . . .	553
<i>Ryabogina N.E., Ivanov S.N.</i> Reconstruction of landscapes and correlation of Holocene deposits in south-western part of Western Siberia (according to palynological records of peatlands and soil) . . . . .	556
<i>Sahakyan L.H., Satyan M.A., Stepanyan Zh.H.</i> On the questions of lithology of lake Sevan Holocene formations . . . . .	559
<i>Sapelko T.V., Kuznetsov D.D., Naumenko M.A., Bayanov N.G.</i> On the origin of lakes in the middle lane of Russia . . . . .	561
<i>Safarova L.R., Yakimov A.S.</i> Results of geochemical studies of multilayer archaeological site Kochegarova 1 by the field data of 2012. . . . .	564
<i>Safarova S.A.</i> Transformation of the landscapes of the intermountain basins in the South Siberia during Late Pleistocene-Holocene (based on the paleontological data). . . . .	566
<i>Sayadyan Y.V.</i> Main problems of the newest geological history of Armenia. . . . .	568
<i>Svitoch A.A.</i> The history of the great Caspian region . . . . .	570

<i>Svitoch A.A., Makshaev R.R., Khomchenko D.S.</i> Chocolate clay of Northern Caspian Region (distribution, structure, fauna, and origin) . . . . .	572
<i>Sedletsy V.I.</i> Structure and composition of the Pleistocene Scythian horizon in the north of the Rostov Region . . . . .	575
<i>Semenov V.V.</i> Paleomagnetism and magnetostratigraphy correlation of loess-soil series of the Eastern Europe and the Middle Asia . . . . .	577
<i>Semenov G.A.</i> Eurasia travertines as a perfectly attuned storage for stratigraphic information and for cultural layers of Quaternary . . . . .	580
<i>Semenov G.A., Shiff A.I.</i> Natural and anthropogenic Neogene-Quaternary travertines of the alpine zone . . . . .	583
<i>Semenov F.V.</i> Building of neopleistocene drainage network by morphometric methods . . . . .	586
<i>Sergeev A.V.</i> Features of Quaternary continental sands of Udmurtia . . . . .	589
<i>Sizikova A.O.</i> Complex study of Late Pleistocene loess layers, south of West Siberia, Lozhok section . . . . .	591
<i>Simakova A.N., Tesakov A.S., Isaev V.A., Reneva M.A., Ostapenko A.A., O.Yu. Krickaya, Frolov P.D., Shkolnik M.I.</i> The geological settings of peculiar unconsolidated sedimentary forms in the Tryu-44 cave (Caucasian state nature biosphere reserve) . . . . .	594
<i>Sirenko E.A.</i> Levels of change of vegetation composition in Ukraine during the Late Pliocene – Early Neopleistocene . . . . .	598
<i>Smirnova M.A., Kazarina G.Kh., Matul A.G.</i> Distribution of sea ice in the northwestern Subarctic Pacific during the past 20 000 years according to diatoms . . . . .	601
<i>Sotnikova M.V., Foronova I.V.</i> Pleistocene history of the lion-like pantherine felids: <i>Panthera fossilis</i> , <i>Panthera spelaea</i> and <i>Panthera atrox</i> in Eurasia and North America . . . . .	603
<i>Spektor V.B., Pushkar V.S., Fedorov A.N., Galanin A.A., Spektor V.V.</i> The age of glaciers on the Suntar-Khayata range . . . . .	606
<i>Streletskaya I.D., Vanshtein B.G., Vasiliev A.A., Oblogov G.E.</i> Underground ice of western Yamal coast (Kara sea) as a proxy of palaeogeographical history of Late Pleistocene and Holocene . . . . .	608
<i>Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I.</i> The reconstruction of marginal zones of heterochronous glaciations in the centre of the Russian plane . . . . .	611
<i>Sungatullin R.Kh., Sungatullina G.M.</i> Cenozoic lower Kama (based on large-scale geological mapping) . . . . .	614
<i>Syromyatnikova E.V., Doronin I.V., Baryshnikov G.F.</i> The amphibian and reptilian remains from the Mezmaiskaya cave: new data on the Late Pleistocene herpetofauna of the Caucasus . . . . .	615
<i>Sycheva S.A., Kovda I.V., Semenov V.V., Shorkunov I.G., Pushkina P.R.</i> Soil-loess stratigraphy of the Central Russian upland (from the Eopleistocene to Holocene) according to the study of the section Novoposelkovkiy quarry (Kursk) . . . . .	617
<i>Tagiyeva E.N., Veliyev S.S.</i> Influence of natural conditions changing at industrial human activity during the Holocene (on the example of the Neolithic settlements of Azerbaijan) . . . . .	619
<i>Taibao Yang, Peihong Shi, Yi He, Zhe Fan, Jie Chen</i> A warm and unstable Marine isotope stage 11 (MIS11) recorded by Jingyuan loess section, northwestern China . . . . .	622
<i>Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Stepanova A.Yu., Gusev E.A., Novikhina E.S.</i> Reconstruction of the late quaternary history of the submarine mendeleev ridge's development based on lithological, isotopic and micropaleontological data . . . . .	625
<i>Tesakov A.S., Titov V.V.</i> Biostratigraphic grounds of subdivision of terrestrial lower pleistocene (gelasian + calabrian) in Russia . . . . .	628
<i>Titov V.V., Mayda S., Boubles N., Alçiçek C.M.</i> Biostratigraphic substantiation of early pleistocene age of fauna from travertine deposits of denizli (SW Turkey) . . . . .	631
<i>Tleuberdina P.A.</i> Stages of development of late cenozoic vertebrate fauna in submountain and intermountain depression of northern Tien-Shan . . . . .	634
<i>Tolstobrov D.S., Alexeeva A.N.</i> Paleogeography of tuloma and kola valleys northwestern Murmansk region . . . . .	637
<i>Tregubov O.D., Pakhomov A.Y.</i> Thermal abraziionny genesis of pleistocene-holocene glacial-sea sediments Anadyr of liman . . . . .	640
<i>Ukraintseva V.V.</i> Climates of past and forecasting of changes of climate in future: system approach . . . . .	643
<i>Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V., Zelenshsikov G.V.</i> Stratigraphic breaks in akchagyl-apsheonian strata in the northwest section of the Caspian sea . . . . .	645
<i>Ulitko A.I.</i> About correlation of cave sediments of middle Ural . . . . .	650
<i>Fadeeva T.V.</i> First find of fossil bones of white-toothed shrews from cave deposits of the perm pre-Urals . . . . .	653
<i>Fominykh L.A.</i> Life in extremal conditions: the place and the role of buried soils in landscapes of palearctic . . . . .	656
<i>Frolov P.D.</i> Early pleistocene molluscan fauna of Tizard locality (Taman peninsula, Russia): stratigraphy and palaeoecology . . . . .	659
<i>Khomchenko D.S., Semenenko A.V.</i> Khvalynian malacofauna of the lower Volga region . . . . .	661
<i>Khusid T.A., Chekhovskaya M.P.</i> Changes of the basin depth and hydrodynamic environments on the tuzla spit region (the Northern Black sea) based on foraminifera and ostracoda . . . . .	664
<i>Tsybalyuk Z.M., Mosyakin S.L.</i> Pollen morphology of representatives of <i>Salicornioideae</i> , a specialized halophilous evolutionary line of <i>Chenopodiaceae</i> . . . . .	665

<i>Chepalyga A.L., Anisuytkin N.K., Trubikhin V.M., Sadchikova T.A., Pirogov A.N.</i> early paleolithic geoarchaeology (oldowan) of the caucasus and dniester valley: archantrops migration Ways to Europe.....	668
<i>Chepalyga A.L., Markova A.K., Zakharov D.S., Obada T.F.</i> New small mammals and mollusks levada locality, low Dniester.....	672
<i>Chernova I.Yu., Luneva O.V., Nugmanov I.I.</i> Neotectonic factors of forming of relief features of platforms.....	674
<i>Chekhovskaya M.P., Stepanova A.Yu., Khusid T.A., Matul A.G.</i> Late pleistocene paleoenvironment in the Northern Caspian sea based on ostracods.....	677
<i>Chistyakova I.A.</i> Glaciotectonic deformations in the glacier bed deposit of don's ice sheet.....	679
<i>Chubur A.A.</i> Again about of the hunting on mammoths and mammoths-gathering in the Desna basin: debate continued. Yudinovo.....	681
<i>Chuvarbinsky V.G.</i> Fault neotectonics and geomorphogenesis in kniazhegubskoye waterreservoir (South-West of Murmansk region).....	684
<i>Chupina D.A., Zolnikov I.D.</i> Gis-based mapping of quaternary morfokomplexes of south Western Siberia and of intermountain basins of Gorny Altai.....	687
<i>Sheykov A.A.</i> Reconstruction of the paleo-don valley under water area of the Taganrog gulf by results of geological studyng the area of scale 1: 200 000.....	690
<i>Sheinkman V.S., Plyusnin V.M.</i> Quaternary glaciation in Siberia and specificity of its development under permafrost conditions.....	693
<i>Sheinkman V.S., Pysarev A.D.</i> Means to solve the problem of absolute dating of quaternary deposits.....	696
<i>Shik S.M.</i> Post likhvin interglacial periods of middle pleistocene of eastern European plain.....	699
<i>Shkatova V.K.</i> The Caspian region is the reference stratigraphic section for «quaternary of Russia».....	702
<i>Shkatova V.K., Grundan E.L.</i> The reflection of the new neogene/quaternary boundary in the «quaternary stratigraphic scheme of Russia».....	705
<i>Shpansky A.V.</i> Stratigraphic distribution of the large quaternary mammals on the territory of Western Siberia.....	707
<i>Shpolyanskaya N.A.</i> Underground ices as the information source about pleistocene paleogeography of the Russian Arctic regions.....	710
<i>Shchelinsky V.E.</i> Functional features of oldovanian sites on the Taman peninsula in the southern sea of asov region (geological and archaeological evidence).....	713
<i>Shchetnikov A.A., Semenei E.Y., Klement'ev A.M., Filinov I.A.</i> The paleogeography of the upper pleistocene sediments of ust'-odinsky reference cross-section (Baikal region) by paleontological data.....	717
<i>Elbakidze E.A.</i> Diatoms as indicators of holocene ingression of the japan sea in the Southern Primorye region (Razdolnaya river).....	720
<i>Enna N.L., Pismenny A.N.</i> New data on stratigraphy of neopleistocene and holocene deposits of the eastern Ciscaucasia by the results of CDP-200.....	722
<i>Yurlovets V.P.</i> Climatic correlations in the pleistocene. effects of environmental changes to major haplogroup phylogeny.....	725
<i>Yakimov A.S., Schneider R., Gubin, S.V. Vasiliev A.A., Stahr K.</i> Micromorphological analysis of structures of quaternary sediments of the western Yamal coast.....	728
<i>Yakovleva T.I., Yakovlev A.G.</i> Reconstruction of the south Ural landscapes dynamics in holocene based on the changes in the structure of reptile assemblages.....	730
<i>Yanina T.A.</i> Late pleistocene of the Pont-Caspian region: environmental evolution under global climate change.....	732
<i>Yanish Ye.Yu., Kovalchuk A.N.</i> Reconstruction of the body length and weight of commercial fishes on materials from archaeological excavations of the settlement on berezan' island (VI-V cent. bc).....	735
<i>Yashina O.V.</i> About the finding of the skull of fossil elk in the basin of the river Kunozh (Vologda region).....	737
<i>Rusanov G.G.</i> About age of deposits, containing Levallua-Mousterian blade in valley of river Aley (near Altay flatland).....	740
<i>Predovsky A.A., Skuf'in P.K., Chuvarbinsky V.G.</i> Were there any glacial periods?.....	742
Announcement of the book V.V. Ukraintseva «Mammoths and the environment».....	745



*Научное издание*

**VIII Всероссийское совещание  
по изучению четвертичного периода:  
«ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА,  
ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ  
ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ»**

Сборник статей

Техническая редакция: *Ю.М. Валова-Романенко,  
С.А. Шестак*  
Верстка *И.В. Кубеш*  
Оформление обложки *А.В. Коржов*

Подписано в печать 30.05.2013  
Формат 60×84/8. Бумага офсетная  
Печать цифровая  
Усл. печ. л. 89,13. Тираж 350 экз.

Издательство ЮНЦ РАН  
344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41  
Тел. (863) 250-98-21. E-mail ssc-ras@ssc-ras.ru

Отпечатано DSM Group.



ИП Лункина Н.В. Св-во № 002418081.  
г. Ростов-на-Дону, ул. Седова, 9, тел. 263-57-66, 263-13-17  
E-mail: dsmgroup@mail.ru, dsmgroup@yandex.ru