

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Комиссия по изучению четвертичного периода
Геологический институт КНЦ РАН

КВАРТЕР ВО ВСЕМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ТОМ 1 (А–К)

Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода
Апатиты, 12-17 сентября 2011 г.



Апатиты
Санкт-Петербург
2011

УДК 551.7/8
К32

Редакторская группа
О.П. Корсакова и В.В. Колька (ответственные редакторы), Л.Д. Чистякова

Утверждено к печати Ученым советом Геологического института Кольского научного центра РАН

Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька; – Апатиты; СПб, 2011. – Т. 1. (А–К). – 326 с. : ил.

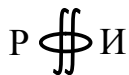
ISBN 978-5-91918-123-1 (Том 1)

ISBN 978-5-91918-122-4

Двухтомный сборник содержит материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Представлены результаты исследований по теоретическим и практическим вопросам стратиграфии, геохронологии и палеогеографии четвертичного периода, палеонтологического выделения биocenozов, геохронологической и стратиграфической корреляции биот, экологии, четвертичной геоморфологии и неотектоники. Значительное внимание уделено вопросам седиментологии, генетическим типам четвертичных отложений, полезным ископаемым, обсуждаются геологическая история древнего человека, природные и антропогенные катастрофы.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, изучающих события четвертичного периода.

УДК 551.7/8



VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ грант 11-05-06064-г), Отделения наук о Земле РАН, Геологического института КНЦ РАН

ISBN 978-5-91918-123-1 (Том 1)
ISBN 978-5-91918-122-4

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2011
© Коллектив авторов, 2011

Russian Academy of Sciences
Department of Earth Sciences
Commission on Quaternary Period Research
Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences

THE QUATERNARY IN ALL OF ITS VARIETY. BASIC ISSUES, RESULTS, AND MAJOR TRENDS OF FURTHER RESEARCH

VOLUME 1

Proceeding of the VII All-Russian Quaternary Conference
Apatity, September 12-17, 2011



Apatity
Saint-Petersburg
2011

UDC 551.7/8

Editorial Staff

P. Korsakova, V.V. Kolka (Editors-in-Chief)

L.D. Chistyakova

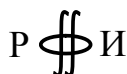
The Quaternary in all of its variety. Basic issues, results, and major trends of further research. Proceedings of the VII All-Russian Quaternary Conference (Apatity, September 12-17, 2011). In 2 Volumes / Russ. Acad. Sci., Depart. of Earth Sci., Commiss. on Quaternary Period Research, Geological Institute KSC RAS; O.P. Korsakova, V.V. Kolka (Edit.-in-Chief). – Apatity; St Petersburg, 2011. – Vol. 1. 326 p.

ISBN 978-5-91918-123-1 (Volume 1)

ISBN 978-5-91918-122-4

The two-volume edition presents proceedings of VII All-Russian Quaternary Conference «The Quaternary in all of its variety. Basic issues, results, and major trends of further research». Highlighted are results of research of theoretical and practical issues of the Quaternary stratigraphy, geochronology and palaeogeography, palaeontological identification of biocenoses, geochronological and stratigraphical correlation of biota, ecology, Quaternary geomorphology and neotectonics. Much attention is paid to the issues of sedimentology, genetical types of the Quaternary deposits and minerals. Discussed is the geological history of ancient man, natural and anthropogenic disasters.

The book is topical for specialists studying the Quaternary events.



VII All-Russian Quaternary Conference is sponsored by the Russian Fund of Basic Research (RFBR Grant 11-05-06064-r), Department of Earth Sciences RAS, and Geological Institute KSC RAS

ISBN 978-5-91918-123-1 (Volume 1)

ISBN 978-5-91918-122-4

© Geological Institute KSC RAS, 2011

© Authors, 2011

**ОРГАНИЗАТОРЫ
VII ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

Российская академия наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН
Отделение наук о Земле
Комиссия по изучению четвертичного периода

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ

Ю.Л. Войтеховский, директор Геологического института КНЦ РАН

ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ

В.В. Колька, к. г.-м. н., Геологический институт КНЦ РАН

Ю.А. Лаврушин, д. г.-м. н., Геологический институт РАН

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ

О.П. Корсакова, к.г.н., Геологический институт КНЦ РАН

ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА

академик РАН **Леонов Ю.Г.** (ГИН РАН), академик РАН **Матишов Г.Г.** (ММБИ КНЦ РАН), академик РАН **Митрофанов Ф.П.** (ГИ КНЦ РАН), академик РАН **Федонкин М.А.** (ГИН РАН), **Андреичева Л.Н.** (ИГ, Коми НЦ УрО РАН), **Арсланов Х.А.** (С-ПбГУ), **Астахов В.И.** (С-ПбГУ), **Борисов Б.А.** (ВСЕГЕИ), **Волкова В.С.** (ИНГГ, СО РАН), **Даувальтер В.А.** (ИППС КНЦ РАН), **Евзеров В.Я.** (ГИ КНЦ РАН), **Лаврова Н.Б.** (ИГ Карельский НЦ РАН), **Николаева С.Б.** (ГИ КНЦ РАН), **Романенко Ф.А.** (МГУ), **Рыбалко А.Е.** (ФГУНПП «Севморгео»), **Семенова Л.Р.** (ВСЕГЕИ), **Субетто Д.А.** (РГПУ им. Герцена), **Судакова Н.Г.** (МГУ), **Тарасов Г.А.** (ММБИ КНЦ РАН), **Чистякова И.А.** (ГИН РАН), **Шелехова Т.С.** (ИГ Карельский НЦ РАН), **Шик С.М.** (МСК)

ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Российский фонд фундаментальных исследований (грант 11-05-06064-г)
Отделение наук о Земле РАН
Геологический институт КНЦ РАН

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	18
Агатова А.Р., Непоп Р.К. ПРОБЛЕМЫ АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ГОРНОМ АЛТАЕ	19
<i>Agatova A.R., Nepop R.K.</i> PROBLEMS OF ABSOLUTE CHRONOLOGY AND CORRELATION OF THE PLEISTOCENE GLACIATIONS IN GORNY ALTAI	19
Акпамбетова К.М. ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РАЗРАБОТОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УСЛОВИЯХ АРИДНОЙ ЗОНЫ КАЗАХСТАНА	21
<i>Akpambetova K.M.</i> ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES OF MINERAL DEPOSITS DEVELOPMENT IN CONDITIONS OF THE ARID ZONE OF KAZAKHSTAN	21
Алексеева А.Н., Корсакова О.П. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ПРОКОПЬЕВСКОЕ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА	24
<i>Alexeeva A.N., Korsakova O.P.</i> FORMING CONDITIONS OF BOTTOM SEDIMENTS OF PROKOPIEVSKOE LAKE (NORTHERN KARELIA) ACCORDING TO THE DIATOMS DATA	24
Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н. ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ	26
<i>Alekseeva T.N., Sval'nov V.N.</i> LITHOSTRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEEP SEA SEDIMENTS	26
Андерсон П.М., Ложкин А.В. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ В ОСАДКАХ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ПОЛЯРНАЯ ЧУКОТКА).	28
<i>Anderson P.M., Lozhkin A.V.</i> CLIMATIC RECORDS FROM SEDIMENTS OF ELGYGYTGYN LAKE (POLAR CHUKOTKA)	28
Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б., Черепанова М.В. ПЕРВЫЕ ЛЕТОПИСИ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОСАДКАХ ОЗЕР КУРИЛЬСКОГО АРХИПЕЛАГА.	30
<i>Anderson P.M., Lozhkin A.V., Minuyk P.S., Pakhomov A.Yu., Solomatkina T.B., Cherepanova M.V.</i> FIRST RECORDS OF ENVIRONMENTAL CHANGE FROM LAKE SEDIMENTS OF THE KURIL ARCHIPELAGO.	30
Андреев А.А., Меллес М., Веннрик Ф., Брайхам-Гретте Ю. КЛИМАТ В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ/РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ПЫЛЬЦЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН.	33
<i>Andreev A.A., Melles M., Wennrich V., Brigham-Grette J.</i> LATE PLIOCENE/EARLY PLIOCENE ENVIRONMENTS OF THE NORTH-EASTERN SIBERIAN ARCTIC INFERRED FROM LAKE EL'GYGYTGYN POLLEN RECORD	33
Андренчева Л.Н. СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РЕГИОНА.	36
<i>Andreicheva L.N.</i> THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE OF THE TIMAN-PECHORA-VYCHEGDA REGION	36
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	39
<i>Arslanov Kh.A., Berdnikova N.E., Chernov S.B., Vorobioba G.A., Enuschenko I.V., Kobylkin D.V., Maksimov F.E., Ryzhov Yu.V., Starikova A.A.</i> KARGIAN MEGAINTERSTADIAL OF THE PREBAIKALIA: GEOCHRONOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY.	39

Арсланов Х.А., Дружинина О.А., Кулькова М.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А., Сходнов И.Н. ЧЕЛОВЕК И ПРИРОДНАЯ СРЕДА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА.	42
<i>Arslanov Kh.A., Druzhinina O.A., Kulkova M.A., Sapelko T.V., Subetto D.A., Skhodnov I.N.</i> THE HUMAN AND ENVIRONMENT OF SOUTHEAST BALTIC ON THE BOUNDARY OF THE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE	42
Арсланов Х.А., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г., Дегтерев А.В., Рыбин А.В. ВОЗРАСТ ПОЧВЕННО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ЧЕХЛА И ХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА О. МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ) В ГОЛОЦЕНЕ	44
<i>Arslanov Kh.A., Melekestsev I.V., Razjigaeva N.G., Degterev A.V., Rybin A.V.</i> AGE OF SOIL-PYROCLASTIC SEQUENCES AND CHRONOLOGY OF VOLCANIC ACTIVITY ON MATUA ISLAND (CENTRAL KURILS) DURING THE HOLOCENE	44
Астахов В.И. РЕЗУЛЬТАТЫ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА РОССИЙСКОГО СЕВЕРА	46
<i>Astakhov V.I.</i> SUMMARY OF THE UPPER PLEISTOCENE CORRELATIONS IN THE RUSSIAN NORTH	46
Базарова В.Б., Мохова Л.М., Гребенникова Т.А. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ГОЛОЦЕНА В БАСЕЙНЕ АМУРА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ	50
<i>Bazarova V.B., Mokhova L.M., Grebennikova T.A.</i> HOLOCE CLIMATIC EVENTS IN AMUR RIVER BASIN AND THEIR CORRELATION	50
Барг И.М. О ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЕ ДНЕПРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ЮГЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.	52
<i>Barg I.M.</i> ABOUT A WESTERN BOUNDARY OF DNIEPER GLACIATION ON THE SOUTHERN EAST-EUROPEAN PLATFORM	52
Баренбаум А.А. О ПРИЧИНАХ ДВУХ НАИБОЛЕЕ ЗНАЧИМЫХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА	54
<i>Barenbaum A.A.</i> ON THE CAUSES OF TWO MOST SIGNAFICANT EVENTS OF THE HOLOCENE	54
Баренбаум А.А. К ВОПРОСУ ПОСТРОЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ КВАРТЕРА. ЧАСТОТА ПАДЕНИЙ НА ЗЕМЛЮ КРУПНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ	58
<i>Barenbaum A.A.</i> ON THE ISSUE OF THE CONSTRUCTION OF THE QUATERNARY STRATIGRAPHY SCALE AND FREQUENCY OF THE METEORIC IMPACTS	58
Басов В.А., Куприянова Н.В., Новихина Е.С. СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД	60
<i>Basov V.A., Kupriyanova N.V., Novikhina E.S.</i> STRATIGRAPHY OF THE SEDIMENTS FROM THE MENDELEEV RISE, (CENTRAL ARCTIC OCEAN), BASED ON BENTHIC FORAMINIFERA AND OSTRACODA	60
Бахмутов В.Г. ПАЛЕОБЕКОВЫЕ ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ И МАГНИТОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ	63
<i>Bakhtmutov V.G.</i> PALAEOSECLAR GEOMAGNETIC VARIATIONS AND LATE WEICHSELIAN – HOLOCENE MAGNETOCHRONOLOGY IN N-W RUSSIA.	63
Белянин П.С. БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. УССУРИ	66
<i>Belyanin P.S.</i> BIOSTRATIGRAPHY OF SEDIMENTS MIDDLE AND LATE HOLOCENE IN THE BASIN DOWNSTREAM USSURI	66

Белянина Н.И., Белянин П.С. ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ УССУРИ-ХАНКАЙСКОЙ-РАЗДОЛЬНЕНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ	.68
Belyanin P.S., Belyanina N.I. THE PALYNOLOGY CHARACTERISTIC OF LOESS LOAM SEDIMENTS OF USSURI-KHANKA- RAZDOLNAYA DEPRESSION IN THE MIDDLE AND LATE NEOPLEISTOCENE	.68
Бирюков А.С., Егоров М.С. ЛЕДНИКОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В СЕВЕРНЫХ ГОРАХ ПРИНЦ ЧАРЛЬЗ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)	.71
Birjukov A.S., Egorov M.S. GLACIO-MARINE DEPOSITS ON THE NORTHERN PRINZE CHARLS MOUNTAINS (EAST ANTARCTICA)	.71
Болиховская Н.С. ОСОБЕННОСТИ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И КЛИМАТООБУСЛОВЛЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ	.74
Bolikhovskaya N.S. FEATURES OF ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC CHANGES IN THE NORTHERN CASPIAN SEA REGION AND CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS CONTROLLED BY CLIMATE DURING THE HOLOCENE	.74
Большаков В.А. ЧТО ТАКОЕ «ТЕОРИЯ МИЛАНКОВИЧА»?	.77
Bolshakov V.A. «MILANKOVITCH THEORY» – WHAT DOES IT MEAN?	.77
Большаков В.А. Каревская И.А. ПРОБЛЕМА 11-Й ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ СТАДИИ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ 400-ТЫСЯЧЕЛЕТНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ПЛЕЙСТОЦЕНА.	.80
Bolshakov V.A. Karevskaya I.A. MIS 11 PROBLEM AND SUPPOSED 400-KYR PLEISTOCENE CLIMATE CYCLE	.80
Большаков Д.Ю., Вахрамеева П.С., Фёдоров Г.Б., Бакунов Н.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Макаров А.С., Павлов М.В. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРЕ КАМЕННОМ (КАНИН ПОЛУОСТРОВ) И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА ПО ОЗЁРНЫМ ОСАДКАМ	.83
Bolshiyakov D.Yu., Vakhrameeva P.S., Fedorov G.B., Bakunov N.A., Sapelko T.V., Ludikova A.V., Makarov A.S., Pavlov M.V. SEDIMENTATION IN THE KAMENNOE LAKE (KANIN PENINSULA) AND CLIMATE CHANGES DURING THE HOLOCENE ACCORDING TO THE LAKE SEDIMENTS	.83
Большаков Д.Ю., Фёдоров Г.Б., Крылов А.В., Арсланов Х.А., Тиде Й. РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР	.86
Bolshiyakov D.Yu., Fedorov G.B., Krylov A.V., Arslanov Kh.A., Tide J. RELIEF AND QUATERNARY DEPOSITS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF TAIMYR PENINSULA	.86
Борисов Б.А., Минина Е.А. ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ.	.89
BorISOV B.A., Minina E.A. LAST GLACIATION OF THE RUSSIAN ARCTIC.	.89
Борисова О.К. КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	.92
Borisova O.K. SHORT-TERM LANDSCAPE AND CLIMATIC OSCILLATIONS IN THE LATE GLACIAL: THE MAIN STEPS, RESULTS AND FUTURE PROSPECTS OF RESEARCH.	.92

Былинская М.Е., Головина Л.А., Радионова Э.П. БИОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ РАЙОНА ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)	95
<i>Bylinskaya M.E., Golovina L.A., Radionova E.P.</i> LATE QUATERNARY PLANKTON BIOSTRATIGRAPHY IN THE KNIPOVICH RIDGE AREA (NORTH ATLANTIC)	95
Вахрамеева П.С., Субетто Д.А., Дикман Б., Бискаборн Б., Хайнеке Л., Мюллер Г. ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РЕГИОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ	97
<i>Vakhrameeva P.S., Subetto D.A., Diekmann B., Biskaborn B., Heinecke L., Müller G.</i> PALAEOLIMNOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE LAPTEV SEA REGION	97
Вашков А.А. СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ	98
<i>Vashkov A.</i> STRUCTURE AND GENESIS OF GORODOK ELEVATION IN NORTH-EAST BELARUS	98
Велиев С.С., Тагиева Е.Н. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (ПОСЛЕАПШЕРОНСКИХ) ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	101
<i>Veliev S.S., Tagieva E.N.</i> PRESENT PROBLEMS IN THE QUATERNARY (POSTAPSHERONSKII) STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE CASPIAN SEA SEDIMENTS	101
Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА И РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ	104
<i>Velichko A.A., Pisareva V.V., Faustova M.A.</i> PROBLEM OF PALEO GEOGRAPHY OF EAST EUROPE IN LATE PLIOCENE AND EARLY PLEISTOCENE	104
Веремеева А.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРГАНИЗАЦИИ РЕЛЬЕФА ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ – ИССЛЕДОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ	107
<i>Veremeeva A.A.</i> REGULARITIES OF MODERN RELIEF ORGANIZATION OF KOLYMA LOWLAND TUNDRA LANDSCAPES (NORTHEAST SIBERIA) – REMOTE SENSING AND GIS STUDIES	107
Веттерик С., Бобров А., Хертсхух У., Джоустин Х., Пестрякова Л., Пфейффер Е.-М., Кутцбак Л., Ширрмейстер Л., Субетто Д., Тумской В. СОВМЕСТНЫЙ РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИЙ ПРОЕКТ «ПОЛИГОН» – ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БОЛОТ ТУНДРЫ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	110
<i>Wetterich S., Bobrov A., Herzsuh U., Joosten H., Pestryakova L., Pfeiffer E.-M., Kutzbach L., Schirrmeister L., Subetto D., Tumskoy V.</i> THE JOINT GERMAN-RUSSIAN POLYGON PROJECT – ENVIRONMENTAL STUDIES IN EAST SIBERIAN TUNDRA WETLANDS	110
Веттерик С., Кинаст Ф., Кузьмина С., Андреев А.А., Назарова Л., Ширмейстер Л., Куницкий В.В. МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОБСТАНОВКИ БЕРЕГА ОЙОГОС ЯР (ПРОЛИВ ДМИТРИЯ ЛАПТЕВА).	111
<i>Wetterich S., Kienast F., Kuzmina S., Andreev A.A., Nazarova L., Schirrmeister L., Kunitsky V.V.</i> INTERGLACIAL ENVIRONMENTS OF OYOGOS YAR (DMITRY LAPTEV STRAIT)	111
Волков И.А., Казьмин С.П. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗРЕЗА «ОГУРЦОВО» В РАЙОНЕ НОВОСИБИРСКА	112
<i>Volkov I.A., Kazmin S.P.</i> GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF SECTION «OGURTSOVO» IN DISTRICT OF NOVOSIBIRSK	112
Волкова В.С. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ СИБИРИ	115
<i>Volkova V.S.</i> PRESENT PROBLEMS OF THE QUATERNARY PERIOD STRATIGRAPHY OF THE WEST AND MIDDLE SIBERIA	115

Воскресенская Е.В., Вишняцкий Л.Б., Зюганова И.С., Новенко Е.Ю., Очередной А.К. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ХОТЫЛЕВО I (БАССЕЙН Р. ДЕСНА)	116
<i>Voskresenskaya E.V., Vishniytskiy L.B., Zuganova I.S., Novenko E.U., Ocherednoy A.K.</i> NEW DATA ON THE EVOLUTION AND AGE OF SEDIMENTS, ENCLOSING THE CULTURAL HORIZON OF MIDDLE PALEOLITHIC SITE KHOTYLEVO-1 (RIVER DESNA BASIN)	116
Воскресенская Т.Н. ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ.	119
<i>Voskresenskaya T.N.</i> THE LAKE SEDIMENTNOGENEZ AND FEATURES OF THE PALEOGEOGRAPHY PRIHANKAYSKOY DEPRESSION IN LATE CENOZOIC	119
Воскресенский А.И., Воскресенский И.С., Кичигин А.Н. РЕЛЬЕФ И РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ ГЛАВНОГО ВОДОРАЗДЕЛА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИОНЕЖЬЕ	121
<i>Voskresenskiy A.I., Voskresenskiy I.S., Kichigin A.N.</i> RELIEF AND LOOSE DEPOSITS OF THE RUSSIAN PLAIN MAIN WATERSHED PROTECTED AREAS IN THE SOUTH-EAST ONEGA.	121
Гаранкина Е.В. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРИОГЕННОГО МИКРОРЕЛЬЕФА В НИЗКОГОРНЫХ МАССИВАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.	122
<i>Garankina E.V.</i> DISTRIBUTION OF CRYOGENIC MICRORELIEF IN LOW MOUNTANIOUS MASSIFS OF THE KOLA PENINSULA	122
Глушанкова Н.И. ИЗМЕНЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ В РАННЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ	125
<i>Glushankova N.I.</i> CHANGE OF LANDSCAPES IN EARLY PLEISTOCENE HISTORIES OF EAST EUROPEAN PLANE	125
Глушков Б.В., Холмовой Г.В. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНСКОГО ГОРИЗОНТА	128
<i>Glushkov B.V., Kholmovoy G.V.</i> SOME STRUCTURAL AND MAPPING FEATURES OF WATER-GLACIAL DEPOSITS OF THE DON HORIZON	128
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	131
<i>Glushkova N.V., Lyamina V.A., Zolnikov I.D., Dobretsov N.N., Afanas'ev V.P., Samdanov D.A., Boldirev I.I., Semenova S.A.</i> USING DEM FOR TASKS OF QUATERNARY GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF SIBERIA	131
Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. МАРКИРУЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ	135
<i>Glushkova O.Yu., Smirnov V.N.</i> REFERENCE HORIZONS OF VOLCANIC ASH IN QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTHERN COAST OF OKHOTSK SEA	135
Головина А.Г., Волкова В.С. ПРОБЛЕМЫ ОБЪЕМА ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ В СВЯЗИ С ПОНИЖЕНИЕМ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КВАРТЕРА	137
<i>Golovina A.G., Volkova V.S.</i> PROBLEMS OF THE EOPLEISTOCENE VOLUMES IN THE SOUTH-EASTERN WEST SIBERIAN PLATE IN THE CONTEXT OF THE QUATERNARY BOTTOM LOWERING	137

Голубова Н.В. ВЛИЯНИЕ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЦИМЛЯНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ	140
Golubova N.V. AN INFLUENCE OF COASTAL PROCESSES ON SEDIMENTOGENESIS IN THE TSYMLYANSKOYE RESERVOIR.	140
Греков И.М., Кошелева Е.А. ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ЗАСЕЛЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.	142
Grekov I.M., Kosheleva E.A. ENVIRONMENTS DURING THE TIME OF INITIAL HUMAN SETTLEMENT OF THE KOLA PENINSULA	142
Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. МЕЗОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ КАК МАРКЁР ЭКОСИСТЕМНЫХ ПЕРЕСТРОЕК НИЗКОГО РАНГА.	145
Gugalinskaya L.A., Alifanov V.M. MESOSTRATIGRAPHY OF MIDDLE- AND LATE VALDAI LOESS-LIKE LOAMS AS THE MARKER OF LOW-RANGE EKOSYSTEMIC REARRANGEMENTS	145
Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г., Попов В.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕЛЬЕФЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ	147
Gusev E.A., Zinchenko A.G., Anikina N.Yu., Derevyanko L.G., Popov V.V. RELIEF AND QUATERNARY SEDIMENTS FROM OUTER PART OF EAST SIBERIAN SEA: NEW DATA	147
Данукалова Г.А., Лаптева Е.Г., Корона О.М. ПАРАСТРАТОТИП СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ СТАРЫЕ КИЕШКИ И ЕГО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)	150
Danukalova G.A., Lapteva E.G., Korona O.M. THE MIDDLE HOLOCENE PARASTRATOTYPE OLD KIESHKE SITE AND ITS PALAEOBOTANIC CHARACTERISTIC (SOUTHERN FOREURALS)	150
Данукалова Г.А., Осипова Е.М. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОЛЛЮСКОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА – РАННЕГО КВАРТЕРА НОВОСУЛТАНБЕКОВО (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)	153
Danukalova G.A., Osipova E.M. RESULTS OF THE MOLLUSC STUDY OF THE LATE PLIOCENE – EARLY QUATERNARY NOVOSULTANBEKOV SITE (SOUTHERN FOREURALS).	153
Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С. ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР СЕВЕРА ФЕННОСКАНДИИ	157
Dauvalter V.A., Kashulin N.A., Sandimirov S.S. NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS OF FORMATION OF CHEMICAL COMPOSITION OF SEDIMENTS OF LAKES OF NORTH FENNOSCANDIA	157
Демин В.И. ПРОБЛЕМА ПОЛУЧЕНИЯ ДЛИННЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ РЯДОВ ДЛЯ ЗАДАЧ КЛИМАТОЛОГИИ.	160
Demin V.I. DIFFICULTIES OF LONG-TERM AIR TEMPERATURE TIME SERIES FINDING FOR CLIMATOLOGICAL PROBLEMS	160
Денисов Д.Б. ИЗМЕНЕНИЯ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. АКАДЕМИЧЕСКОЕ (ХИБИНЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).	163
Denisov D.B. DIATOM COMPLEXES CHANGES IN ACADEMICHSKOE LAKE SEDIMENTS (Khibiny Massif, Kola Peninsula)	163
Дерягин А.В. ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ОЗЕР ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА	166

Deryagin A.V. NATURAL FEATURES OF SEDIMENTOGENESIS IN THE LAKES OF THE EASTERN SLOPE OF THE SOUTH URAL.	166
Дерягин В.В., Удачин В.Н., Дерягин А.В. ПРИРОДНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕХНОСЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ОЗЕРАХ ЮЖНОГО УРАЛА	169
Deryagin V.V., Udachin V.N., Deryagin A.V. NATURAL AND TECHNOGENESIS ACCUMULATION OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN LAKES OF SOUTH URAL	169
Джамирзоев Г.С., Идрисов И.А. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ МАССИВА ПЕСКОВ САРЫКУМ.	172
Dzhamirzoev G.S., Idrisov I.A. MODERN CONCEPTS OF THE FORMATION OF MASSIVE SANDS SARYKUM	172
Дмитренко О.Б. СОСТАВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ НАННОПЛАНКТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ	175
Dmitrenko O.B. COMPOSITION OF THE LATE PLEISTOCENE NANNOPLANKTON ASSAMBLAGES IN DIFFERENT ENVIRONMENTS OF THE S-W ANLANTIC.	175
Друщиц В.А., Садчикова Т.А. ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В КВАРТЕРЕ	176
Drouchits V.A., Sadchikova T.A. DRIFT PECULIARITIES OF SEDIMENTARY MATERIAL ON EASTERN ARCTIC CONTINENTAL MARGIN FOR THE QUATER.	176
Евзеров В.Я. СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕВАЛДАЙСКОГО МЕЖСТАДИАЛА В БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЕ.	179
Yevzerov V.Ya. STRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY OF MARINE DEPOSITS OF THE MIKULINIAN INTERGLACIAL AND THE EARLY VALDAIAN INTERSTADIAL IN THE WHITE SEA DEPRESSION	179
Евзеров В.Я., Николаева С.Б. ПОКРОВНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ВАЛДАЕ	182
Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. THE EARLY AND MIDDLE VALDAIAN ICE SHEETS IN THE KOLA REGION	182
Еловичева Я.К. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ КВАРТЕРА БЕЛАРУСИ.	185
Yelovicheva Ya.K. MODERN PROBLEMS OF THE QUATERNARY STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE BELARUS	185
Епифанов В.А. КОСМОЦИКЛЫ, ПУЛЬСАЦИИ ЗЕМЛИ И РИТМЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА КАК ОСНОВА ГЕОХРОНОЛОГИИ	188
Yepifanov V.A. COSMIC CYCLES, THE EARTH PULSATIONS AND CLIMATE CHANGE RYTHMS AS A BASIS OF GEOCHRONOLOGY	188
Епифанов В.А. НАПОРНО-ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ «ЛЕДНИКОВОГО ТИПА»	191
Yepifanov V.A. PRESSURE-FLUID MODEL OF «GLACIAL TYPE» DEPOSIT FORMATION	191

Епифанов В.А. СВЯЗЬ ГЕОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА С ПРЕЦЕССИОННЫМИ ЦИКЛАМИ И МОДУЛЯЦИЯМИ ИНТЕНСИВНОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ КАК ЭЛЕМЕНТ ПРОГНОЗА ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ.	195
<i>Yepifanov V.A.</i> ASSOCIATION BETWEEN MIDDLE AND LATE PLEISTOCENE GEOLOGIC-CLIMATIC EVENTS AND PRECESSIONAL CYCLES AND THE EARTH MAGNETIC FIELD INTENSITY AS FORECAST ELEMENT OF NATURAL DISASTERS.	195
Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А., Собянин И.А., Сыстеров К.Ю. ПРОБЛЕМА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИАНАБАРЬЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) В СВЯЗИ С РЕВИЗИЕЙ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ РЕГИОНА.	198
<i>Yepifanov V.A., Loskutov Yu.I., Minin V.A., Sobyenin I.A., Systerov K.Yu.</i> THE PROBLEM OF GLACIAL DEPOSITS IN SOUTH NEAR ANABARA REGION (EAST SIBERIA) IN THE CONTEXT OF THE REGION ALLUVIAL DIAMOND CONTENT REVISION.	198
Жабин В.В. КРИОЛИТОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРТЕРНОЙ СИСТЕМЫ.	201
<i>Zhabin V.V.</i> QUATERNARY CRIOLITOGENIC FORMATIONS	201
Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Чернов А.В. ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ПЕРЕХОДА ОТ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА К ГОЛОЦЕНУ В ВЫЧЕГОДСКО-СЕВЕРОВИНСКОЙ СИСТЕМЕ.	203
<i>Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V.</i> GEOCHRONOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHIC SCENARION OF THE LATE PLEISTOCENE – EARLY HOLOCENE TRANSITION WITHIN THE VYCHAGDA – NORTH DVINA SYSTEM	203
Зарецкая Н.Е., Шевченко Н.В., Симакова А.Н. ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДЕЛЬТЫ Р. СЕВЕРНАЯ ДВИНА В КОНТЕКСТЕ ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ БЕЛОГО МОРЯ	206
<i>Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N.</i> GEOCHRONOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE NOTH DVINA RIVER DELTA WITHIN THE CONTEXT OF THE HOLOCENE WHITE SEA HISTORY	206
Застрожных А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А., Тарноградский В.Д., Круткина О.Н., Красоткин С.И., Гусев Е.А. НОВАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАСШТАБА 1:2 500 000 ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	209
<i>Zastrozhnov A., Shkatova V., Minina E., Tarnogradsky B., Krutkina O., Krasotkin S., Gusev E.</i> NEW QUATERNARY MAP OF RUSSIA IN THE SCALE 1:2 500 000	209
Захаренко В.С. ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ	212
<i>Zakharenko V.S.</i> SPECIFIC NATURE OF QUATERNARY SEDIMENTATION WITHIN WEST- ARCTIC CONTINENTAL MARGIN	212
Захаров А.Л., Кравчуновская Е.А. СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПРОГРАДАЦИИ МОРСКОЙ АККУМУЛЯТИВНОЙ ТЕРРАСЫ В БУХТЕ ЖИРОВАЯ НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ	214
<i>Zakharov A.L., Kravchunovskaya E.A.</i> RATES OF VERTICAL TECTONIC MOVEMENTS AND PROGRADATION OF THE MARINE AGGRADATIONAL TERRACE IN THE ZHIROVAYA BAY ON KAMCHATKA PENINSULA IN LATE HOLOCENE	214
Зелинский П., Соколовский Р., Федорович С. СОПОСТАВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕ-ВЕЙХЗЕЛЬСКИХ ФЛЮВИАЛЬНО-ЭОЛОВЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ В ЗАПАДНОЙ ПОЛЬШЕ И ЗАПАДНОЙ УКРАИНЕ	217

Zieliński P., Sokółowski R., Fedorowicz S. COMPARISON OF DEPOSITIONAL CONDITIONS OF THE LATE WEICHSELIAN FLUVIO-AEOLIAN SEQUENCE IN WESTERN POLAND AND WESTERN UKRAINE	. 217
Зерницкая В.П., Махнач Н.А., Матвеев А.В., Колковский В.М. СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ	. 218
Zernitskaya V.P., Makhnach N.A., Matveyev A.V., Kolkovsky V.M. STRATIGRAPHY OF LATE GLACIAL AND HOLOCENE DEPOSITS IN BELARUS	. 218
Зольников И.Д., Деев Е.В., Гольцова С.В. ФАЦИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СУПЕРПАВОДКОВ В ДОЛИНЕ НИЖНЕЙ КАТУНИ.	. 221
Zolnikov I.D., Deev E.V., Gol'tsova S.V. FACIES AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF GLACIAL SUPERFLOOD DEPOSITS IN LOWER KATUN VALLEY	. 221
Иванов М.Н. ВОЗРАСТ МОРЕН ЛЕДНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА	. 224
Ivanov M.N. AGE OF GLACIERS MORAINES IN POLAR URALS	. 224
Иванова В.В., Никольский П.А., Басилян А.Э. РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ «ТАНДИНСКОЕ» В НИЗОВЬЯХ Р. АЛДАН (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)	. 227
Ivanova V.V., Nikolskiy P.A., Basilyan A.E. THE COMPLEX STUDY OF QUATERNARY SEDIMENTS AT THE SITE «TANDINSKOE» IN THE LOWER REACH OF THE RIVER ALDAN (CENTRAL YAKUTIA)	. 227
Иванова Е.Д. ЗАПИСИ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ ЦИКЛОВ В ГОЛОЦЕНОВЫХ СООБЩЕСТВАХ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)	. 229
Ivanova Ye.D. THE RECORDING OF TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLES IN THE HOLOCENE BENTHIC FORAMINIFERA COMMUNITIES (SOUTHERN PRIMORYE).	. 229
Идрисов И.А. ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ХВАЛЫНСКОГО БАССЕЙНА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ	. 231
Idrisov I.A. KHVALYN BASIN LEVEL CHANGES ACCORDING TO THE STUDY OF DIFFERENT STAGE COASTAL RELIEF	. 231
Идрисов И.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ	. 233
Idrisov I.A. NEW DATA ON DISTRIBUTION OF LOESS DEPOSITS IN THE EASTERN CAUCASUS	. 233
Ильин А.В. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ – МЕДИАННАЯ СТРУКТУРА ДНА ОКЕАНА	. 237
Ilyin A.V. MID-ATLANTIC RIDGE – THE MEDIAN STRUCTURE OF THE SEA FLOOR	. 237
Ильченко В.Л. ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ	. 238
Iľchenko V.L. GEOMORFOLOGY AND SPATIAL VARIATIONS OF THE ROCK ELASTIC ANISOTROPY ON THE KOLA PENINSULA	. 238
Казьмин С.П. ПРИРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ МАЛОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ	. 241
Kazmin S.P. NATURAL GEOLOGICAL EXPERIMENT OF THE SMALL GLACIAL EPOCH	. 241

Калм В., Горлач А.В. РЕЛЬЕФ КОРЕННОГО ЛОЖА, ДИНАМИКА ПОЗДНЕ-ВАЛДАЙСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ И МОЩНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНЕЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	244
<i>Kalm V., Gorlach A.V.</i> BEDROCK TOPOGRAPHY, LATE WEICHSELIAN ICE-FLOW PATTERN AND THICKNESS OF QUATERNARY DEPOSITS SOUTHEAST OF THE BALTIC SEA	244
Калмыков Н.П. ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: ФАУНА И СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА.	246
<i>Kalmykov N.P.</i> THE TAMAN PENINSULA: THE FAUNA AND STRATIGRAPHY OF THE PLEISTOCENE	246
Калугин И.А., Дарьин А.В., Субетто Д.А. ВОССОЗДАНИЕ ПОГОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ РЯДОВ ПО ГЕОХИМИИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ (НА МАТЕРИАЛАХ СИБИРИ И КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА)	250
<i>Kalugin I., Darin A., Subetto D.</i> RECONSTRUCTION OF CLIMATIC-WEATHER TIME SERIES BY LAKE SEDIMENT GEOCHEMISTRY FOR THE LAST MILLENNIA (ON BASIS OF SOURCE MATERIAL FROM SIBERIA AND KARELIAN ISTHMUS)	250
Каплин П.А., Поротов А.В., Пешков В.М. КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ЦИКЛЫ ($n \cdot 10^3$ ЛЕТ) В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ.	252
<i>Kaplin P.A., Porotov A.V., Peshkov V.M.</i> THE HIGH-FREQUENCY FLUCTUATION OF COASTAL SEDIMENTATION IN THE BLACK SEA COASTAL REGION DURING THE HOLOCENE	252
Карабанов А.К., Рылова Т.Б., Демидова С.В. ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ.	255
<i>Karabanov A.K., Rylova T.B., Demidova S.V.</i> PROBLEMS OF THE STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE PLEISTOCENE OF BELARUS	255
Каревская И.А. УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)	258
<i>Karevskaya I.A.</i> CONDITIONS AND TIMES OF EMERGENCE OF THE LATE PLEISTOCENE GLACIATIONS ON THE RUSSIAN FAR EAST (ACCORDING TO PALINOLOGICAL DATES)	258
Карлович И.А., Шаханова Л.В., Карлович А.И. ГЕОЭКОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА ВЛАДИМИРСКОГО РЕГИОНА.	261
<i>Karlovich I.A., Shakhanova L.V., Karlovich A.I.</i> GEOECOLOGY OF QUATERNARY COVER OF VLADIMIR REGION	261
Кленов В.И. ВИРТУАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ: МОНИТОРИНГ ПРОЦЕССОВ	264
<i>Klenov V.I.</i> VIRTUAL NATURE SYSTEMS: MONITORING OF PROCESSES	264
Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	267
<i>Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I.</i> AQUATIC PALYNOMORPHS FROM THE ARCTIC SEAS SEDIMENTS AND THEIR APPLICATION FOR THE PALEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS	267
Козлов В.Б., Кремень А.С., Иосифова Ю.И., Писарева В.В., Семенов В.В., Шик С.М. НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА СМОЛЕНСКИЙ БРОД НА ЗАПАДНОЙ ДВИНЕ.	271
<i>Kozlov V.B., Kremen A.S., Iosephova U.I., Pisareva V.V., Semenov V.V., Chic S.M.</i> NEW RESEARCH OF THE INTERGLACIAL DEPOSITS OF THE SMOLENSK BROD REFERENCE SECTION ON THE WESTERN DVINA RIVER	271
Кокин О.В. ГОЛОЦЕНОВЫЕ СТАДИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА.	274

Kokin O.V. HOLOCENE STAGES OF WEST SPITSBERGEN GLACIATION.	274
Коломнец В.Л. СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕГО-СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ	275
Kolomiets V.L. THE SEDIMENTATION AND PALEOGEOGRAPHY OF THE CENTRAL PART OF BAIKAL RIFT ZONE DURING EARLY – MIDDLE NEOPLEISTOCENE	275
Коломнец В.Л. ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СУХОДОЛЬНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	279
Kolomiets V.L. THE DEPOSITS OF DRY DEPRESSIONS OF THE CENTRAL PART OF BAIKAL RIFT ZONE DURING LATE NEOPLEISTOCENE AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC CHARACTERISTIC	279
Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Арсланов Х.А. ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР (РАЙОН ПОСЕЛКА КУЗЕМА, КАРЕЛИЯ)	282
Kolka V.V., Korsakova O.P., Lavrova N.B., Shelekhova T.S., Arslanov Kh.A. LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE BASED ON THE INVESTIGATION OF THE LAKES BOTTOM SEDIMENTS (KUZEMA VILLAGE AREA, KARELIA)	282
Комаровский М.Е., Хилькевич Е.В. СУБГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ВОДНО-ЭРОЗИОННЫЕ ЛОЖБИНЫ В БЕЛОРУССКОМ ПООЗЕРЬЕ	285
Komarovsky M.E., Khilkevich E.V. SUBGLACIAL TUNNEL VALLEYS IN THE BELARUSIAN POOZERJE AREA	285
Конишев В.Н. РЕАКЦИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА	288
Konishchev V.N. CLIMATE WARMING AND PERMAFROST	288
Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОСАДКИ В РАЗРЕЗЕ ВАРЗУГА (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА).	291
Korsakova O.P., Semenova L.R., Kolka V.V. MIDDLE PLEISTOCENE SEDIMENTS IN THE VARZUGA SECTION (SOUTHERN KOLA PENINSULA).	291
Косова А.Л., Малышева М.Б., Денисов Д.Б. К МЕТОДИКЕ КАМЕРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ПРОБ ДЛЯ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	294
Kosova A.L., Malysheva M.B., Denisov D.B. SOME NEW METHODS OF SEDIMENTS DIATOM ANALYSES	294
Кошелева Е.А., Кошелев С.А. ПРОГРАММА «LAB-POLIGON» ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗА В ПОЧВАХ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ	296
Kosheleva E.A., Koshelev S.A. THE PROGRAM «LAB-POLIGON» FOR STUDY OF PALEOCRYOGENESIS IN THE SOILS OF THE LENINGRAD REGION	296
Крапивнер Р.Б. ГИПОТЕЗА АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА: ПОСТУЛАТЫ, ФАКТЫ, ИНТЕРПРЕТАЦИИ	299
Krapivner R.B. ARCTIC ICE SHEET HYPOTHESIS: POSTULATES, FACTS, INTERPRETATIONS.	299

Крылов А.В. СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПЕЧОРЫ	.302
<i>Krylov A.V.</i> UPPER CENOZOIC STRATIGRAPHY OF REGION OF THE MIDDLE PETCHORA RIVER BASIN.	.302
Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Лудикова А.В., Сапелко Т.В. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР ПРИЛАДОЖЬЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	.305
<i>Kuznetsov D.D., Subetto D.A., Ludikova A.V., Sapelko T.V.</i> USING SMALL LAKES SEDIMENTS IN RECONSTRUCTION OF LAKE LADOGA SHORELINE CHANGES DURING THE HOLOCENE	.305
Кузнецов О.Л., Филимонова Л.В., Мякиля М. СТРАТИГРАФИЯ И ПРИРОСТ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НА БЕЛОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ В ГОЛОЦЕНЕ	.307
<i>Kuznetsov O.L., Filimonova L.V., Mäkilä M.</i> STRATIGRAPHY AND PEAT DEPOSIT INCREMENT RATE ON WHITE SEA COAST DURING THE HOLOCENE	.307
Кузнецова Н.Д., Кузнецов В.В. ИНВЕРСИИ И ЭКСКУРСЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ: ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЮ ЖИЗНИ	.310
<i>Kuznetsova N.D., Kuznetsov V.V.</i> REVERSALS AND EXCURSIONS OF GEOMAGNETIC FIELD: GEOPHYSICAL FACTORS IMPACT UPON CLIMATE AND LIFE EVOLUTION.	.310
Кузьмин Я.В. ПРИРОДНАЯ СРЕДА И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК СЕВЕРА ЕВРАЗИИ: ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ, НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ	.314
<i>Kuzmin Y.V.</i> NATURAL ENVIRONMENT AND ANCIENT HUMANS IN NORTHERN EURASIA: MAIN PARAMETERS OF INTERACTION, UNSOLVED QUESTIONS, AND PERSPECTIVES	.314
Куренкова Е.И., Грибченко Ю.Н. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБИТАНИЯ ЧЕЛОВЕКА ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА В ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ.	.317
<i>Kurenkova E.I., Gribchenko Yu.N.</i> PALEOGEOGRAPHIC PARTICULARITIES OF HABITATION OF LATE PALEOLITHIC MAN IN THE CENTER AND NORTHERN REGIONS OF THE RUSSIAN PLAIN	.317
Гусев М. Н. О СОСТАВЕ И СВОЙСТВАХ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ И ДИНАМИКЕ Р. АМУР В ГОЛОЦЕНЕ НА УЧАСТКЕ ОТ УСТЬЯ Р. ЗЕЯ ДО ХИНГАНСКОГО УЩЕЛЬЯ	.320
<i>Gusev M. N.</i> ABOUT STRUCTURE AND PROPERTIES OF MODERN ALLUVIUM AND DYNAMICS OF THE AMUR RIVER IN HOLOCENE IN THE SECTION FROM THE MOUTH OF THE ZEYA RIVER TO KHINGAN GORGE	.320
Лудикова А.В., Ольсен Й. ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОДНОГО ИЗ САМЫХ СЕВЕРНЫХ ОЗЕР ГРЕНЛАНДИИ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА	.322
<i>Ludikova A.V., Olsen J.</i> THE DIATOM-INFERRED HOLOCENE HISTORY OF ONE OF THE NORTHERNMOST GREENLAND LAKES	.322
Макаров А.С., Большианов Д.Ю. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ	.323
<i>Makarov A.S., Bolshiyarov D.Yu.</i> RUSSIAN ARCTIC SEA LEVEL FLUCTUATION DURING HOLOCENE	.323

ПРЕДИСЛОВИЕ

VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» проводится в Геологическом институте КНЦ РАН согласно решению предыдущего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, которое прошло в Новосибирске в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Кольский научный центр стал местом проведения очередного главного форума ученых, занимающихся разными проблемами квартера, в связи с всё возрастающим интересом к геологии, палеогеографии, экологии, истории и перспективам освоения арктических и субарктических районов. Тематика VII Всероссийского совещания включает не только региональные, но и общие проблемы: стратиграфию и геохронологию четвертичного периода, седиментологию квартера, геоморфологию, неотектонику, палеогеографию и климат четвертичного периода, которые сегодня подкреплены широким использованием геохронометрических и палеомагнитных данных, инструментальных исследований и геоинформационных технологий. Актуальной и фундаментальной проблемой является геохронологическая и стратиграфическая корреляция морской и континентальной биот, других явлений и событий, происходивших и происходящих в разных природных зонах на суше, морском шельфе, дне морей и океанов, для построения глобальных сопоставлений геологических процессов. Это определено не только научным, но и прикладным интересом при поисках и освоении полезных ископаемых на побережьях и шельфе, инженерно-геологических изысканиях и геологическом картировании, составлении прогнозных моделей развития природной среды. Сегодня обязательного внимания требуют кратковременные ландшафтные и биоценотические перестройки, геодинамические, палеоклиматические, палеогидрологические, седиментационные и другие события, которые проявились в виде природных катастроф, обусловленных экстремальными процессами.

Исходя из актуальности проблем квартера на очередном этапе его изучения, работа совещания организована по направлениям: а) современные проблемы стратиграфии и геохронологии четвертичного периода, направления дальнейших исследований; таксономия общих стратиграфических подразделений квартера в связи с понижением нижней границы четвертичного периода; б) проблема палеонтологического выделения биоценозов на основе ревизии континентальной и морской (океанской) биоты, их геохронологическая и стратиграфическая корреляция; в) седиментология квартера; современные тенденции в учении о генетических типах четвертичных отложений; полезные ископаемые; г) современные проблемы четвертичной геоморфологии и неотектоники; разнопорядковые геодинамические события квартера; д) современные проблемы палеогеографии четвертичного периода; результаты исследований природных обстановок временного интервала 1,8-2,6 млн. лет; е) четвертичные отложения Арктики и Субарктики; ж) природные и антропогенные катастрофы, их экологические последствия и возможности прогноза; з) озерный литогенез: природные процессы и результаты техногенного воздействия; и) новые материалы о геологической истории древнего человека на территории России; к) геоинформационные технологии в геолого-геоморфологических исследованиях квартера. В виде Круглого стола предстоит обсудить основные итоги и предстоящие задачи исследования Белого моря.

В VII Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода предполагается участие более 200 ученых, специалистов, аспирантов и студентов, статьи которых вошли в сборник Материалов совещания. Они представляют около 100 организаций, научно-исследовательских институтов и высших учебных заведений из России и из 12 зарубежных стран: Азербайджана, Армении, Беларуси, Германии, Ирана, Казахстана, Нидерландов, Польши, США, Узбекистана, Украины, Эстонии. Российские исследователи придут из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Мурманска, Сыктывкара, Архангельска, Тюмени, Томска, Красноярска, Магадана, Иркутска, Владивостока, Калининграда, Уфы, Улан-Удэ, Махачкалы, Воронежа, Ростова-на-Дону, Нижнего Новгорода, Кирова, Челябинска, Владимира, Вологды, Калуги, Пензы, Твери, Орла, Пскова и др.

Совещание проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ, грант 11-05-06064-г), Отделения наук о Земле РАН, Геологического института КНЦ РАН.

Оргкомитет искренне благодарит всех исследователей, которые представили свои статьи в Материалы совещания, и желает участникам удачных выступлений, плодотворной работы, интересных дискуссий, а также познавательных экскурсий, которые организованы на геологические, геоморфологические и археологические объекты в юго-западной части Кольского полуострова.

Оргкомитет VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода

ПРОБЛЕМЫ АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ГОРНОМ АЛТАЕ

Агатова А.Р., Непоп Р.К.

Институт геологии и минералогии им.В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, agatr@mail.ru

PROBLEMS OF ABSOLUTE CHRONOLOGY AND CORRELATION OF THE PLEISTOCENE GLACIATIONS IN GORNY ALTAI

Agatova A.R., Nepop R.K.

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk

Наличие сложной ороклиматической зональности, определяющей различное протекание процессов оледенения в разных частях Горного Алтая, разная степень сохранности ледниковых отложений и форм рельефа, мозаичность расположения разрезов и фациальная неоднородность отложений приводят к различной интерпретации количества, масштабов и возраста плейстоценовых оледенений в пределах этой части Алтайского поднятия. Сложность абсолютного датирования ледниковых отложений является еще одной объективной причиной противоречивости существующих взглядов на эту проблему.

В восточной части Горного Алтая с севера на юг, то есть в направлении уменьшения влажности и увеличения абсолютных высот горных сооружений, можно выделить следующие области, отличающиеся по характеру следов оледенения.

В хребтах обрамления Телецкого озера (Прителецком районе), по данным [5], следы наиболее древнего оледенения фиксируются на весьма низком (даже с учетом максимального на рассматриваемой территории увлажнения) гипсометрическом уровне – до 900-1200 м н.у. м. Кары и цирки последующего оледенения расположены гипсометрически выше древних экзарационных форм. При этом долинные ледники горного обрамления не достигали Телецкого озера – троговая форма многих долин сменяется эрозионной, не доходя до устья. Возраст ледниковых отложений в разрез Беле, предполагавшийся различными авторами как вюрмский, майминский либо относимый ко времени первого постмаксимального оледенения, по данным ТЛ датирования составил 320 ± 41 тыс. л. (МГУ-КТЛ-88) и был интерпретирован как среднеплейстоценовый [8].

Территория между Телецким озером и Курайским хребтом – Башкаус-Чулышманское нагорье, Сорулукольская и Улаганская впадины – представляет область покровных, по всей видимости, неоднократных оледенений (как минимум двух), каждое из которых в условиях слаборасчлененного рельефа практически полностью уничтожало следы предшествующих. В максимум развития последнего ледникового покрова лед радиально растекался от нескольких куполов, иногда пересекая водоразделы, тогда как при его деградации направление течения отдельных лопастей уже контролировалось долинами и локальными понижениями рельефа [4, 9]. Ранее полученная единственная ТЛ датировка ледниковых отложений разреза Кубадру – МГУ-КТЛ-96 304 ± 41 тыс.л. [8] противоречит выводам В.В. Бутвиловского с соавторами, по мнению которых строго доказанным на основании радиоуглеродного датирования озерно-ледниковых и перекрывающих их озерных суглинков в разрезах Кубадру и Каракудюр и отложений террас в долинах Башкауса и Большого Улагана может являться только последнее, сартанское, оледенение [4]. В то же время В.В. Бутвиловский с соавторами отмечают в разрезах Кубадру, Саратан, Рахомысты наличие в подстилающей ледниковые отложения аллювиальной буроватой толще (башкаусской свите), ранее считавшейся плиоцен-нижнечетвертичной [6], эрратических галек и валунов, которые могли попасть в аллювий в результате перемыва более древних ледниковых толщ.

В юго-восточной части Горного Алтая, к югу от Курайского хребта, благодаря тектоническому поднятию территории и эрозионному врезанию, в рельефе выражены следы как минимум двух крупных оледенений – более древнего полупокровного и последующего горно-долинного, морены которого вложены либо частично перекрывают древние ледниковые образования [1, 6]. На основании трех первых ТЛ датировок ледниковых и водно-ледниковых отложений опорного разреза Чаган, полученных с использованием искусственного насыщения образцов, было установлено существование на Алтае оледенений в раннем и среднем плейстоцене. Позднее эти результаты были ревизованы [10], и на основании 11 ТЛ датировок, полученных с использованием природных (но не алтайских) насыщенных эталонов, был сделан вывод о позднеплейстоценовом возрасте ледниковых отложений разреза Чаган и максимальном масштабе позднеплейстоценового оледенения на Алтае. Значительное расхождение результатов ТЛ датирования при использовании разных методик заставило нас провести исследование корректности ТЛ метода для датирования ледникового типа отложений. Нами было получено 12 ТЛ дат., при этом пять образцов были проанализированы обеими методиками в двух независимых лабораториях. Сравнение всех имевшихся к тому времени ТЛ датировок показало, что удовлетворительную сходимость имеют лишь датировки залегающей в основании ледниковой части разреза линзы озерно-ледниковых отложений, свидетельствующие о ее среднеплейстоценовом возрасте [2]. Две пограничные даты (121 ± 14 тыс. л. и 135 ± 15 тыс. л.) были получены В.С. Шейнкманом для озерно-ледниковых алевропелитов в разрезе Тэдаш,

расположенном выше по долине и отделенном от разреза Чаган осыпным шлейфом, что не позволяет проследить детали перехода от одного разреза к другому. В самом разрезе Чаган (разрез Кызыл-Яр Чаганского обнажения по [10] им получены четыре ТЛ-даты из верхней части линзы ≥ 100 тыс. л. н., что не противоречит выводам о ее среднеплейстоценовом возрасте. Интересен тот факт, что радиоуглеродный возраст карбонатных конкреций из этой линзы по данным В.В. Бутвиловского на порядок моложе – 20290 ± 250 тыс. л. (СОАН-3116), 19250 ± 145 тыс. л. (СОАН-3115). В целом результат перекрестного датирования показал большую разницу – иногда на порядок – в значениях ТЛ датировок, полученных для одного и того же образца в разных лабораториях. При этом датировки обеих лабораторий слабо согласовывались со стратиграфическим положением образцов в разрезе, что позволило прийти к выводу о неправомерности использования ТЛ метода для датирования ледниковых отложений и форм рельефа и необходимости осторожного отношения к выполненным на его основе реконструкциям и корреляциям [2]. Такой результат заставил нас в дальнейшем предпринять попытку датирования отложений разреза Чаган методом оптически стимулированной люминесценции – более молодым и по ряду физических параметров более перспективным для датирования ледникового типа отложений методом [7]. В 2008 г. нами было отобрано 16 образцов. Естественный радиационный фон датируемых отложений измерялся непосредственно в полевых условиях.

Ряд постановочных экспериментов, проведенных в Институте Геологии и Палеонтологии Университета Инсбрука (Австрия), выявил региональные особенности зерен кварца из разреза Чаган, делающие его не пригодным для процедуры ОСЛ-датирования, и, кроме того, вновь поставил вопрос о корректности всех предшествующих ТЛ датировок отложений этого разреза, выполненных именно по зернам кварца. В результате была проведена модифицированная процедура ОСЛ датирования по зернам полевого шпата – post-IR IRSL dating procedure [11, 12]. Датирование этим методом показало следующее [3]:

1). Возраст флювиогляциального песчаного прослоя в бровке разреза (кровля прослоя располагается на глубине 10 м, высота около 2240 м н. у. м.) – 236 ± 52 тыс. л., то есть средний плейстоцен (образец СНМ1);

2). Предположительно среднеплейстоценовый либо более древний возраст имеет флювиогляциальный прослой, залегающий на глубине около 60 м (высота около 2190 м н. у. м.) – СНМ5 - >360 тыс. л. и СНМ8 - >220 тыс. л. н. (возраст анализируемой породы древнее 220-360 тыс. л.).

Таким образом, IRSL возраст ледниковых отложений разреза Чаган является наиболее древним по сравнению с ранее полученными значениями. Однако в целом, на наш взгляд, наблюдаемый разброс данных датирования и статистически незначимое количество полученных к настоящему времени IRSL датировок не позволяют в данный момент прийти к однозначному выводу о возрасте оледенений на территории Юго-Восточного Алтая, и определения возраста ледниковых отложений и форм рельефа как средне- и позднеплейстоценового продолжают оставаться относительными понятиями «древнее» – «моложе». Значительный разброс значений абсолютного возраста отложений опорных разрезов Горного Алтая и недостаточная обеспеченность датировками отдельных разрезов не позволяют проводить корректную корреляцию как оледенений различных орочли-матических зон Горного Алтая между собой, так и с оледенениями других горных районов Центральной Азии и Сибири. Принятая в настоящий момент схема корреляции оледенений Горного Алтая с оледенениями Западной и Восточной Сибири, основанная на первых ТЛ датировках ледниковых и водно-ледниковых отложений разреза Чаган, не может считаться окончательной и требует дальнейшего обоснования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агатова А.Р. Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 6. – С. 101-112.
2. Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцын Г.А., Непоп Р.К. Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2004. – С. 7-9.
3. Агатова А.Р. Непоп Р.К., Роднайт Х. Возраст ледниковых отложений разреза Чаган (ЮВ Алтай) по данным OSL-датирования // Материалы Научной сессии «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов». – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2011. – С. 5-8.
4. Бутвиловский В.В., Панычев В.А., Ламмерт А.К. О возрасте, морфологии и истории развития последнего оледенения Восточного Алтая // Материалы гляциологических исследований. – 1992. – № 73. – С. 36-43.
5. Высоцкий Е.М. Геоморфология и неотектоника Прителецкого района Северо-Восточного Алтая: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. – ИГ СО РАН, 1997. – 16 с.
6. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.
7. Непоп Р.К., Агатова А.Р., Роднайт Х. Некоторые проблемы использования люминесцентных методов при датировании ледниковых отложений (на примере разреза Чаган, Юго-Восточный Алтай) // данный сборник.
8. Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ. 1978. 208 с.

9. Русанов Г.Г. Особенности позднеюрмского оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае // Известия РГО. – 2009. – Т. 141. – Вып. 5. – С. 59-64.
10. Шейнкман В.С. Тестирование S-S-технологии термолуминесцентного 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.
11. Buylaert J.P., Murray A.S., Thomsen K.J., Jain M. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar // Radiation Measurements. – 2009. – V. 44. – P. 560-565.
12. Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Botter-Jensen L. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // Radiation Measurements. – 2008. – V. 43. – P. 1474-1486.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РАЗРАБОТОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УСЛОВИЯХ АРИДНОЙ ЗОНЫ КАЗАХСТАНА

Акпамбетова К.М.

Карагандинский государственный университет, Караганда, akamshat@yandex.ru

ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES OF MINERAL DEPOSITS DEVELOPMENT IN CONDITIONS OF THE ARID ZONE OF KAZAKHSTAN

Akpambetova K.M.

Karaganda State University, Karaganda

Аридная зона, по И.С. Шукину, - это природная зона с аридным климатом (зона пустынь и полупустынь) [1]. Аридная зона Казахстана охватывает северную половину Прикаспийской низменности, Мугоджары, южную часть Тургайской столовой страны и Казахского мелкосопочника, Зайсанскую впадину. На юге она ограничивается предгорьями Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саур-Тарбагатайской горной системой и государственной границей со странами СНГ. В аридной зоне Казахстана находятся многие месторождения углеводородного, рудного и нерудного сырья. Разработки месторождений открытым и шахтным способами приводят к различным техногенным процессам, вызывающие изменения экологической ситуации.

Природные и антропогенные катастрофы происходят практически во всех природных зонах Казахстана. Возникновение их обусловлено комплексом причин, среди которых важное значение имеют геологические, геоморфологические, климатические особенности территории. В настоящее время повысился интерес к проблеме природных катастроф и устойчивости геосистем, особенно на фоне происходящих глобальных изменений экологической ситуации. При оценке риска различают следующие типы катастроф: естественный, антропогенный, добавочный, приемлемый. Естественный риск возрастает до максимума в зонах активных разломов, в областях тектонической активности, сейсмогенных смещений блоков земной коры, извержений вулканов, в районах с интенсивными атмосферными и гидрологическими процессами. Необходимо учитывать весь комплекс возможных природных катастроф на определённой территории. Антропогенный риск максимален в районах концентраций крупнейших промышленных предприятий, где возможны природно-антропогенные катастрофы типа землетрясений, вызванных нарушением равновесия в недрах вследствие добычи полезных ископаемых. Добавочный риск связан с каскадным развитием катастрофических явлений, когда одна катастрофа провоцирует другие стихийные бедствия или аварии на крупных промышленных объектах, на транспорте. Приемлемый риск – вероятность поступления событий, негативные последствия которых незначительны по сравнению с ожидаемой выгодой; оценивается по результатам совместного анализа уровней естественного, антропогенного и добавочного риска. Служит основой действий по обеспечению безопасного проживания населения в изменяющихся условиях среды, разработки контрмер в отношении катастрофических явлений, рационального размещения хозяйственных объектов [2].

В последнее десятилетие увеличилось число природных и антропогенных катастроф, несущих серьёзные экологические и социально-экономические последствия. Предпосылкой к возникновению катастроф является наличие в экосистемах так называемых экологических рисков, связанных с наличием опасных природных и антропогенных факторов. Для оценки рисков можно использовать такой критерий как наличие или отсутствие возможности утраты хозяйственной, рекреационной или иной ценности ландшафта в результате наступления события. Экологические риски присутствуют на территориях любого назначения и масштаба, и закономерно, что увеличение площадей, находящихся под воздействием человеческой деятельности, вызывает расширение зоны антропогенных рисков. Антропогенным источником риска может быть любой объект антропосферы, и,

соответственно, максимальное количество антропогенных источников рисков сосредоточено в промышленных регионах, включающих в себя совокупность промышленных, бытовых и сельскохозяйственных зон [5-7].

Наиболее частыми рисками являются пожары, аварийные утечки вредных веществ на объектах техно-сферы, любые аварии на транспортных коммуникациях. Наиболее распространённый и опасный вид природно-антропогенных рисков – пожар. Последствия возгораний могут быть самые разные – от незначительного ущерба до полного уничтожения компонентов окружающей среды, в зависимости от силы пожара, площади его распространения, физических и химических свойств горящих веществ, погодных условий и других факторов.

Таблица. Антропогенные источники экологических рисков аридных территорий Казахстана

<i>Антропогенные источники экологических рисков</i>	<i>Вероятные экологические риски</i>	<i>Последствия для экосистем в результате реализованных рисков</i>
<i>Объекты горнотехнических разработок</i>		
Карьеры, шахты, штольни, терриконы, отвалы	Пожары, обвалы, провалы, депрессионные воронки	Оползни, овражная эрозия, потеря земельных и растительных ресурсов; запыление, тепловое и шумовое загрязнение атмосферы; механическое и химическое загрязнение природных вод, почвенного и растительного покрова
<i>Объекты нефтегазопромыслов</i>		
Скважины (разведочные, добывающие, нагнетательные), пункты первичной подготовки углеводородного сырья, хранилища нефти и газа	Пожары; аварии, связанные с выбросами нефтепродуктов, природного газа и пластовых вод в окружающую среду	Потеря земельных и растительных ресурсов; запыление, химическое, тепловое и шумовое загрязнение атмосферы; механическое и химическое загрязнение природных вод, почвенного и растительного покрова
<i>Промышленные объекты</i>		
Промышленные предприятия с трубами	Пожары; аварии, в т.ч. аварийные выбросы загрязняющих веществ	Запыление и химическое загрязнение атмосферы, химическое загрязнение природных вод и почвенного покрова; тепловое загрязнение
Промышленные предприятия без труб	Пожары; аварии, в т.ч. аварийные сбросы загрязняющих веществ	Химическое и механическое загрязнение природных вод и почвенного покрова; тепловое загрязнение
<i>Места складирования отходов</i>		
Полигоны ТБО, полигоны размещения промышленных отходов, шламохранилища, шламоотстойники.	Пожары; попадание токсичных, химически- и биологически опасных веществ в экосистему	Потеря земельных ресурсов; химическое и биологическое загрязнение компонентов экосистемы; тепловое загрязнение
<i>Транспортные коммуникации</i>		
Мосты, акведуки, путепроводы; автомобильные дороги, ж/д пути; трубопроводы.	Пожары, аварийные обрушения конструкций, утечка загрязняющих веществ в ландшафты	Химическое, механическое, тепловое, шумовое загрязнение компонентов экологической системы
<i>Прочие объекты</i>		
Комплексы гидротехнических сооружений	Обрушения берего-укрепительных сооружений, прорыв плотин и запруд, пожары	Подтопление территорий, разрушение коммуникаций, сооружений, потеря посевов; тепловое загрязнение компонентов экосистемы

Горнопромышленные территории Казахстана являются зонами развития разрушительных процессов как эндогенного, так и экзогенного происхождения. Эти явления хорошо прослеживаются на месторождениях полезных ископаемых, добыча которых идет подземным способом. Степень нарушенности поверхности подземными выработками зависит от размеров рудного тела, его расположения в толще пород, системы разработки и её параметров, соблюдения технологии ведения работ. К деградации земной поверхности ведёт также необходимость складирования выдаваемых из шахт пустых пород в отвалы и хвостохранилища. Отвалы приводят к изменению ландшафта, занимают большие площади земель и, в результате развития водной и ветровой эрозии, наносят значительный ущерб окружающей природной среде. Существенные изменения рельефа при подземной добыче угля и переработке его на обогатительных фабриках (ОФ) связаны с провалами земной поверхности, со строительством транспортных магистралей для отправки товарного угля и для перевозки пустой породы от отвалов шахты и ОФ, со строительством и эксплуатацией шламовых отстойников и хранилищ. Од-

ним из крупнейших горнопромышленных районов Казахстана является Центральный Казахстан. Известность региону принес Карагандинский угольный бассейн. В геологическом строении бассейна участвуют эффузивные и осадочные породы ордовика, силура, нижнего и среднего девона. Породы силура, нижнего и среднего девона слагают фундамент, на котором залегают мощная толща осадков верхнедевонского, каменноугольного и мезозойского возраста, включая продуктивные толщи с углями. Угленосными являются отложения карбона и юры. По степени обнаженности Карагандинский бассейн относится к бассейнам полуоткрытого типа. При разработке угольных месторождений в горные выработки выделяется от нескольких кубометров до 170 м³ метана на тонну добытого угля. Дополнительное количество газа поступает из вмещающих пород и пластов угля, расположенных ниже и выше разрабатываемых пластов. Выемка угля приводит к раскрытию естественных и образованию новых трещин. Достигая дневной поверхности, трещины являются своего рода каналами для воды и газов, выделяющихся из пород в шахте. Опасность проникновения метана в здания повышается зимой, т.к. почва вокруг промерзает, газ не может выходить в атмосферу и устремляется в здания по трещинам в непромёрзшем грунте под зданиями. Взрыв метана в шахтах приносит не только экономический ущерб, - нередко он сопровождается человеческими жертвами. Более 50 человеческих жизней унёс взрыв метана на одной из крупных шахт бассейна – шахта им. Ленина, осенью 2006 г. [3].

В соответствии с технологией разработок на поверхности создаются уступы и террасы. Кроме скульптурных форм рельефа развиваются аккумулятивные образования, которые распространены на террасах нижних уровней карьеров или занимают площади за их пределами. Такие формы рельефа обычно сложены из материала, возникшего в результате вскрышных работ, дробления. На площадках уступов можно видеть небольших размеров аккумулятивные формы рельефа – конусы выноса у тыловых швов, накопившиеся за счет осыпания, обваливания и оползания. Возникшие в результате разработки карьеров техногенные формы и микроформы рельефа начинают подвергаться влиянию склоновых экзогенных процессов, что увеличивает и водно-эрозионную деятельность. Непрерывное воздействие водно-эрозионных процессов на рельеф постепенно приводит к сглаживанию и уничтожению неровностей. Изменённый характер рельефа, увеличение положительных и отрицательных форм создают новые условия для формирования микроклимата.

При подземных способах добычи возникают трещины, депрессионные воронки, происходит просадка поверхности. В результате процесса просадки жилые комплексы могут оказаться на дне отработанной шахты. Прогибание поверхности приводит к оседанию фундамента зданий, смещению блоков стен, обрушению потолочных перекрытий. Средние скорости оседания составляют 60-100 мм в сутки. Максимальные величины прогиба составляют 70-80 % от мощности выработанного пласта [4]. При сбросе шахтных вод на рельеф происходит затопление, уничтожение плодородного слоя почвы и многие тысячи гектар земли выбывает из сельскохозяйственного оборота. Техногенез активизирует процессы линейной эрозии, дефляции, суффозии, образования оврагов и промоин. Эти и другие антропогенные изменения рельефа создают новые, не типичные для региона почвообразующие процессы, химические и физические параметры которых находятся в зависимости от литологического состава пород, вовлеченных в техногенез.

В настоящее время проблема природных катастроф рассматривается как одна из наиболее актуальных. Воздействие человека на естественное состояние природных компонентов может привести к глобальным природным изменениям. Поэтому необходимо знать причины и динамику катастроф, обусловленных как природными процессами, так и антропогенными факторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Составитель И.С. Щукин. М., «Советская энциклопедия», 1979. – 703 с.
2. Ясаманов Н.А., Иванов О.П. Степень риска природных катастроф // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. ВИНТИ, 1992. – № 4. – С. 16–30.
3. Акпамбетова К.М. Природно-техногенные процессы горнорудных территорий Казахстана // Экстремальные природно-разрушительные явления и создаваемые ими экогеографические проблемы: Труды Географического общества Азербайджана. – Баку, 2008. – Т. 13. – С. 52-55.
4. Бочкарев В.П., Печеркин И.А., Неизвестнов Я.В. и др. Урал, Таймыр и Казахская складчатая страна // Инженерная геология СССР. М., 1990. – С. 318-366.
5. Куликова В.В. Стихийные явления как фактор экологического риска // Проблемы бизнеса и технологий в Дальневосточном регионе: Материалы региональной конференции. – Находка: Изд-во ИТИБ, 2006. – С. 37–38.
6. Короткий А.М., Коробов В.В., Шорникова В.В., Скрыльчик Г.П. Опасные явления и процессы и их влияние на устойчивость геосистем (юг Дальнего Востока) // Вестник ДВО РАН. – 2005. – № 5. – С. 42-58.
7. Мягков С.М. Проблемы географии риска // Вестн. Моск. ун-та. – Сер. Геогр. – 1992. – № 5. – С.3–8.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ПРОКОПЬЕВСКОЕ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Алексеева А.Н.¹, Корсакова О.П.^{1,2}

¹ Мурманский государственный технический университет, Апатитский филиал, Апатиты, Alenlb4@yandex.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

FORMING CONDITIONS OF BOTTOM SEDIMENTS OF PROKOPIEVSKOE LAKE (NORTHERN KARELIA) ACCORDING TO THE DIATOMS DATA

Alexeeva A.N.¹, Korsakova O.P.^{1,2}

¹ Murmansk State Technical University, Apatity Branch, Apatity

² Geological Institute KSC RAS, Apatity

Работа выполнена по результатам изучения диатомовых водорослей в осадочной колонке озера Прокопьевское с абсолютной отметкой уреза воды 9,5 н. у. м., расположенного в поселке Чупа в северной Карелии (рис. 1). Первичные материалы были получены в ходе полевых исследований в рамках преддипломной практики в 2009 г., также использовались литературные данные [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Целью работы являлось определение палеоэкологических условий осадконакопления в прибрежной зоне северной Карелии в районе поселка Чупа по данным диатомового анализа.



Рис. 1. Район исследования и положение изученного разреза.

Была изучена осадочная последовательность общей мощностью 2,80 м. С помощью ручного бура был отобран керн разнофациальных осадков. Установлено, что в разрезе сверху вниз вскрывает следующие породы (рис. 2, указание глубины отбора ведется от поверхности воды в озере): 4,00-4,51 м – гиттия неслоистая, в верхней части разжижена, в интервале наблюдалось присутствие отдельных макроостатков растительности; 4,51-4,55 м – гиттия неслоистая с минеральной составляющей около 5 %; 4,55-4,69 м – гиттия слоистая, слойки подчеркнуты цветом мощностью от 1 до 10 мм, с присутствием минеральной части до 10 %; 4,69-6,20 м – гиттия, неясно-слоистая, слоистая с минеральной составляющей около 5 %, слоистость с глубиной проявляется четче, также обнаружены макроостатки водной растительности; 6,20-6,80 м – гиттия неотчетливо-слоистая, неслоистая, минеральная часть составляет примерно 3-5 %.

Из разреза данного озера была получено и обработано на диатомовый анализ с применением стандартной методики 30 проб. Интервалом опробования составлял от 2 до 30 см. При просмотре образцов было выявлено около 70 таксонов диатомовых водорослей и составлена диатомовая диаграмма (рис. 2).

Концентрация диатомей в осадках увеличивается по мере осадконакопления, вверх по разрезу. В самой нижней части разреза и до глубины примерно 4,60 м обнаружены морские диатомеи, представленные следующими родами и видами: *Cocconeis scutellum* var. *parva*, *Cocconeis stauroneiformis*, *Coscinodiscus* sp., *Diploneis chersonensis*, *Grammatophora macilenta* var. *nodulosa*, *Grammatophora marina*, *Hyalodiscus scoticus*, *Navicula forcipata*, *Odontella aurita*, *Pinnularia quadratarea*, *Rhabdonema adriaticum*, *Rhabdonema arcuatum*, *Rhabdonema minutum*, *Trachyneis aspera* и др., также были обнаружены солоноватоводные диатомовые водоросли, представленные: *Achnantes brevipes*, *Amphora exigua*, *Anomoeneis sphaerophora*, *Diploneis smithii*, *Tabularia fasciculata* и др., встречающиеся практически по всему разрезу. Ближе к кровле в разрезе были выявлены представители пресноводных диатомовых водорослей: *Aulacoseira alpigena*, *Aulacoseira distans*, *Aulacoseira subarctica*, *Aulacoseira valida*, *Cymbella* sp., *Diploneis finnica*, *Epithemia adnata*, *Eunotia praeurupta*, *Eunotia serra* var. *tetraodon*, *Fragillaria capucina*, *Gomphonema acuminatum*, *Pinnularia brevicostata*, *Tetracyclis glans* и др.

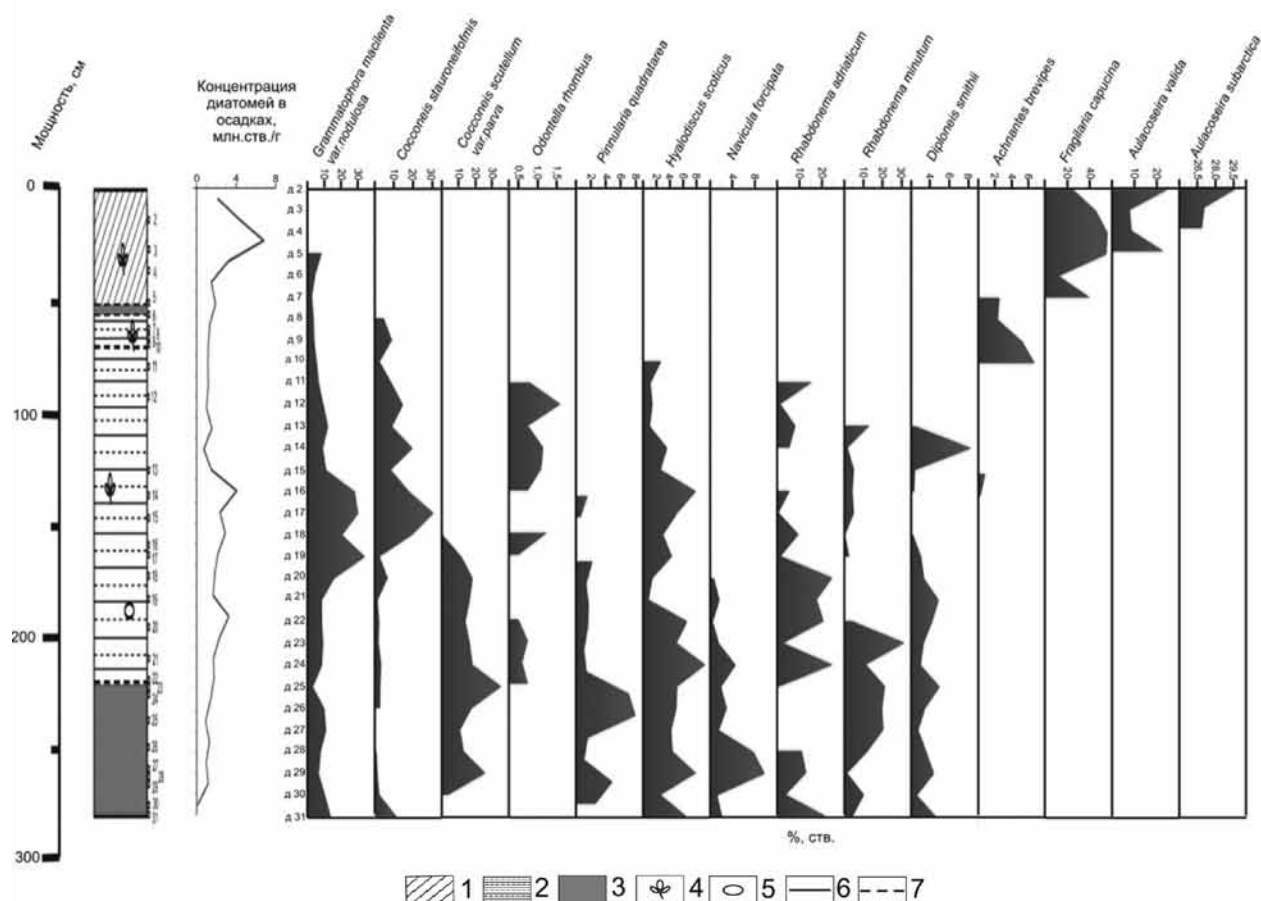


Рис. 2. Распределение диатомей в осадках озера Прокопьевское с абс.отм. 9,5 м н. у. м.

Условные обозначения: 1 – гиттия неслоистая; 2 – алевритистая гиттия, слоистая; 3 – алевритистая гиттия, неслоистая; 4 – остатки растительности; 5 – гравий; 6 – резкий контакт; 7 – постепенный контакт.

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

- таксономический состав диатомовых отложений в изученном разрезе показывает, что условия осадко-накопления в котловине озера Прокопьевское и в прилегающем районе менялись от морских к пресноводным по мере регрессии береговой линии Белого моря;
- котловина данного озера некогда представляла собой относительно глубокую впадину на морском дне в прибрежье и на высоте 9 м н. у. м. морская граница находилась примерно 1000 лет назад [6];
- после регрессии моря прибрежно-морские условия обитания диатомовых водорослей сменялись пресноводными.

Авторы благодарят заведующего лабораторией ГИ КНЦ РАН Кольку В.В., а также к.б.н. Денисова Д.Б., м.н.с. Косову А.Л., студентов АФ МГТУ Толстоброва Д.С. и Стешенко Е.Н. за помощь и полезные консультации в подготовке доклада. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ №11-05-00791-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. An Atlas of British Diatoms / edited by P. A. Sims. Biopress Ltd., the Orchard, Clanage Road, Bristol, England, 1996.
2. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Naviculaceae. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 1986.
3. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 1988.
4. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, Stuttgart, 1991 (a).
5. Kramer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu, Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, Stuttgart, 1991 (6).
6. Новейшая геодинамика Кольского региона. Отчет о НИР ГИ КНЦ РАН, 2005. № гос.регистрации 01.200.213169.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, tania@blackout.ru

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEEP SEA SEDIMENTS

Alekseeva T.N., Sval'nov V.N.

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

В разрезах неоген – четвертичных глубоководных осадков Мирового океана нередко встречаются толщи, лишенные определенных биогенных остатков. Это обстоятельство затрудняет корреляцию разрезов и построение палеоокеанологических реконструкций. Косвенным методом, позволяющим с разной степенью достоверности судить о возрасте осадков, является литостратиграфия. Основными критериями литологического расчленения разрезов могут служить заметные изменения в составе, окраске и плотности осадков, а также наличие перерывов, характер границ раздела, текстурные и структурные особенности, выявленные ранее закономерности строения неоген – четвертичных осадочных толщ [1, 2, 3, 4], подтвержденные данными магнитостратиграфии и биостратиграфии.

В Индийском и Тихом океанах в основании вскрытого прямоточными трубками разреза залегают окисленные «немые» эвпелагические глины, главными составляющими которых являются аутигенные смектиты, цеолиты, железо-марганцевые микроконкреции и костный детрит [1, 2, 4].

Выше по разрезу эвпелагические глины постепенно или с заметным перерывом перекрываются окисленными миопелагическими глинами. Наиболее древние (миоценовые) разновидности таких глин также существенно обогащены аутигенными образованиями – цеолитами, смектитами, целестобаритом, железо-марганцевыми микроконкрециями, однако они содержат определяемые остатки планктонных организмов с опаловым скелетом. За пределами приэкваториального пояса биогенного кремнеаккумуляции в Индийском и Тихом океанах возраст миопелагических глин постепенно уменьшается по мере приближения к обрамлению, а местами они залегают на поверхности дна, т.е. формируются в современных условиях. Основу четвертичных миопелагических глин составляют терригенные обломочные и глинистые минералы, заметна в них примесь радиолярий и диатомей, возможны остатки планктонных фораминифер и кокколитофорид; аутигенные минералы (цеолиты, смектиты, железо-марганцевые микроконкреции) только изредка становятся осадкообразующими.

Вверх по разрезу миопелагические глины постепенно сменяются радиоляриево-глинистыми илами. Как правило, вскрытый четвертичный пелагический разрез завершают глинисто-радиоляриевые осадки, нередко включающие слои этмодискусовых (диатомовых) илов [1, 2, 4]. Выше уровня критической глубины карбонатонакопления разрез венчают кокколито-фораминиферовые осадки.

В соответствии с циркумконтинентальной зональностью четвертичной седиментации прослеживается постепенный фациальный переход пелагических отложений в гемипелагические. В основном разрез здесь представлен терригенными гемипелагическими восстановленными глинами, в разной степени обогащенными биогенными кремнистыми и карбонатными остатками, однако их поверхностный слой мощностью 1-50 см обычно довольно интенсивно окислен. Находки гемипелагических глин среди пелагических осадков не только подтверждают постепенность фациальных переходов, но и свидетельствуют об эпизодическом формировании в пелагиали терригенных турбидитов сверхдальнего разноса [1].

Исследование дночерпательных монолитов в Индийском и Тихом океанах [3, 4] позволило детализировать литостратиграфию самой молодой (поздний плейстоцен – голоцен) части осадочной толщи. По физическим параметрам (цвет, влажность, пористость, объемная масса), степени переработки бентосными организмами, а также по интенсивности диагенетических процессов практически все монолиты мощностью до 25 см удается расчленить на три слоя. Самый верхний слой (I) мощностью до 11 см обычно имеет однородную коричневую окраску и представлен гомогенными полужидкими илами. Ниже залегают (слой II) более плотные осадки мощностью до 13 см, фоновая коричневая окраска которых осложнена довольно редкими коричневыми и темно-коричневыми округлыми пятнами – ходами илоедов, заполненными вышележащими осадками. Местами проявлены желто-коричневые пятна неясных очертаний, иногда наблюдаются дендритовидные скопления оксигидроксидов марганца – продуктов раннедиагенетического распределения элементов в слабовосстановительной среде. В этом слое встречаются и открытые ходы илоедов.

В основании вскрытого дночерпателями разреза обычно залегают мраморовидные осадки (слой III), характеризующиеся наибольшими цветовыми контрастами. Фоновая окраска нередко затушевана многочисленными

ными желтовато-коричневыми, серыми, коричневыми, желтовато-серыми линзами, неотчетливыми пятнами, округлыми и удлинёнными ходами илоедов. Центральная часть заполняющего ходы осадка обычно коричневая, а внешний осадок осветлен до коричневатого-желтого цвета. Вмещающий осадок, как правило, более темноокрашенный. Все это свидетельствует о довольно интенсивном диагенетическом перераспределении элементов в микроусловиях восстановительной среды, когда миграция прежде всего марганца к периферии следов жизнедеятельности бентосных организмов приводит к обесцвечиванию осадка.

Кроме суждения о диагенетических процессах, выделенные слои I–III несут литостратиграфическую нагрузку. Изучая осадки, полученные коробчатыми дночерпателями (высота 40 см) в экваториальной части Тихого океана, Бергер [5] предложил генерализованную стратиграфию по илоедам, основанную на большом разнообразии зарывающихся организмов и окраске осадков. В верхней части монолитов он выделил перемешанный слой (mixed layer) мощностью 5–7 см, гомогенизированный благодаря интенсивной переработке мелкими организмами. В этом слое, отвечающем слою I нашей литостратиграфии, преобладают открытые каналы небольшого диаметра (менее 1 мм), облегчающие взаимодействие между наддонной и поровой водой. Присутствуют ходы большого диаметра (около 1 см), хотя время их существования, по-видимому, короткое из-за мягкости и подвижности осадков поверхностного слоя.

Следующий, переходный перемешанный слой (mixed layer transition) мощностью 5–7 см, соответствующий слою II, описанному выше, отчасти сходен с перемешанным гомогенным слоем, но он не имеет обильных открытых тонких каналов. Осадки этого слоя более плотные и в них обычно наблюдается некоторое количество открытых крупных каналов. В целом же слой характеризуется комковатым перемешиванием (lumpy mixing). Ниже выделяются плотные осадки переходной зоны (transition zone) мощностью 10–20 см, которая отличается максимальными цветовыми контрастами (см. характеристику слоя III), предположительно вызванными критическими окислительно-восстановительными условиями по отношению к железу и марганцу в сочетании с гетерогенностью концентраций органического вещества и скоростями окислительно-восстановительных реакций. Несмотря на глубину залегания, переходная зона является местом деятельности илоедов, о чем свидетельствуют редкие открытые каналы. По мнению Бергера, наибольшее число ходов илоедов, которые в конечном счете будут законсервированы, формируется именно в переходной зоне вследствие перемешивания осадков крупными животными в течение длительного времени. Эта зона интересна еще и тем, что она несет информацию о дегляциальной (конец оледенения) стадии, когда (между 16 и 10 тыс. лет назад) в океане происходили резкие изменения условий седиментации [5].

В основании вскрытого коробчатыми дночерпателями разреза (на глубине 20–40 см от поверхности дна) выделяется древний слой (historical layer), который мы наблюдаем только в колонках, поднятых прямоточными трубками. Этот слой имеет причудливые цветовые контрасты, вызванные, вероятно, химическим восстановлением и миграцией вверх пигментов [5]. По существу, здесь нет открытых ходов. Вероятно, они медленно уничтожаются вследствие деформации осадков и постепенно убывающих цветовых контрастов.

Таким образом, интенсивность процессов биотурбации, выраженная в текстурных и геохимических особенностях осадков, служит надежным критерием при литологической стратификации самых верхних слоев разреза. Вслед за Бергером, мы считаем, что возраст слоев I и II (без разделения) голоценовый (около 10 тыс. лет), а формирование слоя III происходило 10–16 тыс. лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. – 192 с.
2. Свальнов В.Н. Закономерности формирования осадков, вмещающих железо-марганцевые конкреции // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. – С. 104–108.
3. Свальнов В.Н. Литостратиграфия // Железо-марганцевые конкреции центральной части Индийского океана. М.: Наука, 1989. – С. 96–97.
4. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. – 256 с.
5. Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: A three-tiered sequence controlled by depth of deposition // The dynamic environment of the ocean floor. Toronto: Lexington Books, 1982. – P. 95–114.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ В ОСАДКАХ ОЗ. ЭЛЪГЫГЫТГЫН (ПОЛЯРНАЯ ЧУКОТКА)

Андерсон П.М.¹, Ложкин А.В.²

¹ Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, pata@u.washington.edu

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, lozhkin@neisri.ru

CLIMATIC RECORDS FROM SEDIMENTS OF ELGYGYTGYN LAKE (POLAR CHUKOTKA)

Anderson P.M.¹, Lozhkin A.V.²

¹ Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

² Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan

Оз. Эльгыгытгын находится в кратере диаметром 18 км, образовавшемся при падении метеорита 3,6 млн. л. н. за Полярным кругом Чукотки в районе с координатами 67° 30' с. ш., 172° 05' в. д. Размеры озера 12-14 км; абсолютная отметка поверхности воды 489 м. Окружающие озеро вершины Анадырского плоскогорья поднимаются до 600-1000 м. Крутые на севере и западе и относительно пологие на востоке и юге склоны заняты кустарничково-лишайниковой тундрой с низкорослыми ивами на защищенных участках. Центральная часть озера (9 км в диаметре) имеет ровное дно с глубинами до 173 м. В разные годы здесь были пройдены скважины, вскрывшие алевроиты, на некоторых уровнях с ясной тонкой слоистостью или включающие песок. Одним из итогов пилотных исследований по проекту «Paleoclimatic Record of Elgygytgyn Lake, NE Russia: A Pilot Study» была непрерывная пыльцевая летопись для верхнего 1283-см слоя осадков озера [2]. Эта летопись охватывает время экстремальных перестроек климатов и растительности в восточном секторе Арктики в течение последних 270 тыс. лет (морские изотопно-кислородные стадии 1-7 и верхняя часть 8 изотопной стадии). Границы выделенных пыльцевых зон и их сопоставление с изотопными стадиями определяли серии радиоуглеродных и оптико-люминесцентных датировок, а также данные палеомагнитного анализа. Люминесцентные датировки оказались близки возрасту, смоделированному линейной экстраполяцией. Магнитные события Laschamp, Blake, Jamaica/Pringle Falls давали независимую оценку радиометрической возрастной шкалы.

Последующая экспедиция на оз. Эльгыгытгын получила керн длиной 1670 см. Новая колонка полностью характеризовала изотопную стадию 8 и дополняла первую колонку пыльцевыми зонами, относящимися к изотопным стадиям 9 и 10. Идентичность той части второй колонки, которая содержит информацию о климатических изменениях в течение изотопно-кислородных стадий 1-8, первой колонке явилась лучшим свидетельством надежности реконструкции изменений природной среды восточного сектора Арктики в среднем и позднем неоплейстоцене. Таким образом, обе колонки дали надежную информацию об изменениях арктических климатов в течение изотопных стадий 1-8, а новая колонка стадий 8-10 дополнительно.

Палинологический анализ растительной истории в осадках оз. Эльгыгытгын по данным первой и второй колонок показывает чередование трех главных типов растительности – доминирование кустарников, преобладание трав и смешанный, представленный широко распространенными травянисто-кустарниковыми сообществами. Практически все ископаемые спорово-пыльцевые спектры находят аналоги среди современных спектров растительных сообществ Берингии [1]. Исключение могут составлять спектры «теплых» интервалов среднеледникового «межледниковья», не имеющие статистически удовлетворительных аналогов. Результаты анализа отложений второй колонки представлены на диаграмме, включающей 22 пыльцевые зоны (рис. 1). Сходство определенных пыльцевых зон позволяет выделить группы с повторяющимися характеристиками.

Сообщества с доминированием кустарников – пыльцевые зоны 1, 2, 4, 8, 9, 10, 13, 20, 21. Зона 1 отражает развитие современной региональной растительности. Использование возрастной модели «пыльца – изотопная стадия» показывает, что *Pinus pumila* как важнейший компонент современных региональных растительных сообществ распространяется около 9,6 тыс. л. н. Зона 2, включающая позднее ледниковье и ранний голоцен, отражает развитие тундры с доминирующими *Betula* и *Alnus*. Региональное распространение березы датируется 12,8 тыс. л. н. Процентное содержание пыльцы *Alnus* отражает распространение ольховника 10,7 тыс. л. н. Зона 8 охватывает изотопные подстадии 5a, 5b и 5c. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о существовании *Betula-Alnus* кустарниковой тундры с рассеянными популяциями *Pinus pumila*. Региональная растительность развивалась от кустарниковой *Betula* тундры с локальным увеличением роли *Alnus* и *Pinus pumila* до высококустарниковой тундры из *Pinus pumila*, *Alnus* и *Betula*. Спектры зоны 9 показывают, что кустарниковая сосна образовывала «плотную» высококустарниковую тундру внутри бассейна, а также доминировала в региональном ландшафте. Пыльцевая зона 10, отвечающая максимуму последнего межледниковья (ранний термохрон поздней поры неоплейстоцена, изотопная подстадия 5e), свидетельствует о развитии растительных сообществ, близких сообществам постгляциального термического максимума Северо-Востока Сибири [4] – открытые листопадные леса с участками, занимаемыми осоково-злаковыми сообществами. Зона 13 с доминирующей пыльцой *Alnus* отражает растительные сообщества среднеледникового интерстадиала (изотопная стадия 7). Пыльцевые зоны 20 и 21 относятся к максимуму среднеледникового межледниковья (изотопная

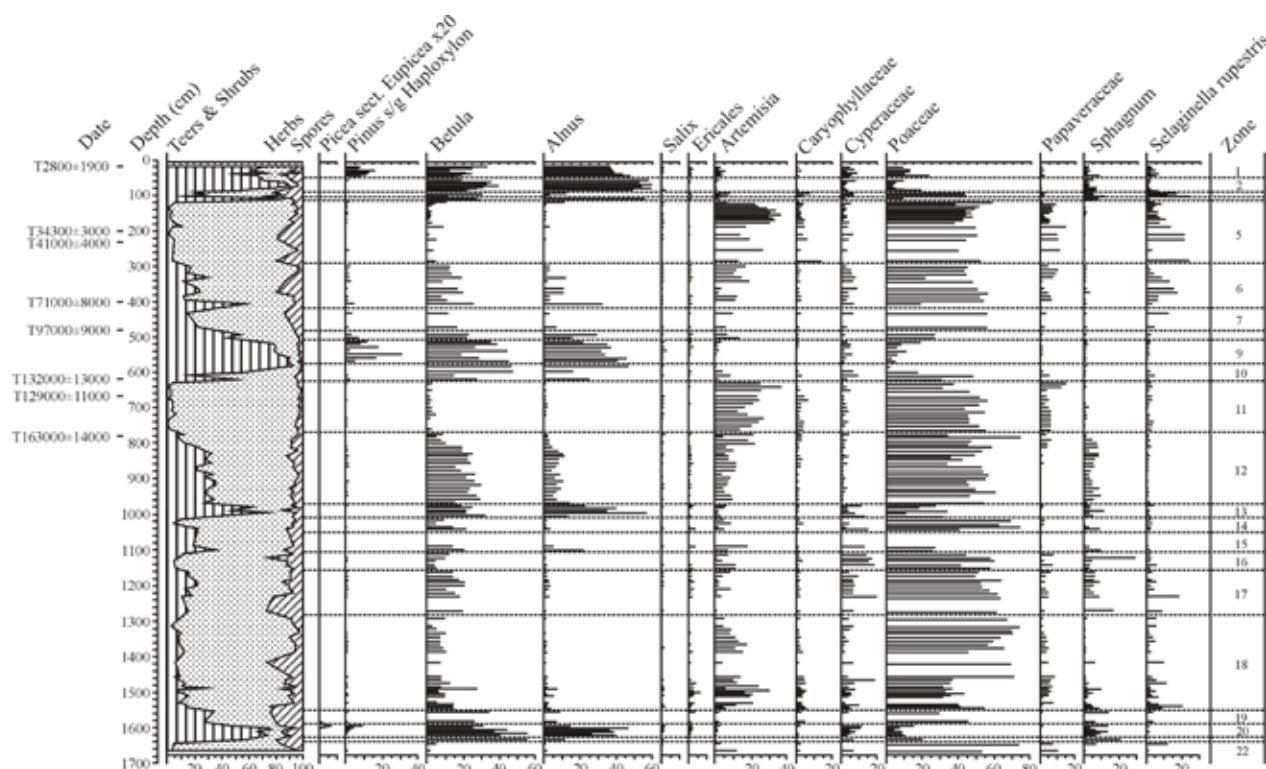


Рис. 1. Соотношение групп растительности, основных пыльцевых и споровых таксонов в спектрах осадков оз. Эльгыгытгын. Процентное содержание каждого пыльцевого и спорового таксона дается от суммы всех пыльцевых зерен (деревья, кустарники, травы)

стадия 9, нижняя граница которой проводится на уровне 337 тыс. л. н.). Хотя пыльцевой анализ не показывает достаточно убедительно присутствие пыльцы древесных видов *Betula*, а макрофоссилии отсутствуют, можно полагать, что *Betula* и *Alnus* и, вероятно, *Salix* были представлены деревьями и крупными кустарниками высоты деревьев. Присутствующая в зоне 20 пыльца гаплоидных сосен, очевидно, продуцирована *Pinus pumila*.

Сообщества с преобладанием травянистых растений – пыльцевые зоны 5, 7, 11, 14, 16, 18, 22, характеризуют тундровую растительность ледниковых стадий. Ива, представленная стелющимися формами, была наиболее распространенным кустарниковым таксоном в районе оз. Эльгыгытгын. *Betula*, *Alnus* и *Pinus pumila* отсутствовали в бассейне. Редкая пыльца этих таксонов была принесена ветром с дальних площадей и из рассеянных популяций. Низкая пыльцевая продуктивность свидетельствует, что растительный покров вокруг озера сменялся ландшафтами, лишенными растительности. Современные аналоги «ледниковых» зон находятся на о. Врангеля и отражают растительность от осоково-злаковой тундры до полярной пустыни [1].

Смешанные травянистые и кустарниковые сообщества – пыльцевые зоны 3, 6, 12, 15, 17, 19. Пыльцевые данные относятся к изотопным стадиям 3, 7 и 9 и несут черты ледниковых и межледниковых спектров. В этих «промежуточных» пыльцевых комплексах проявляются изменения в содержании основных таксонов, особенно для пыльцы *Betula*, но вариации в пыльцевой продуктивности относительно тонкие и свидетельствуют, что степень изменения растительности в интерстадиалы не была такой значительной, как в межледниковья. В зоне 6 в региональной и локальной растительности доминировала сухая *Poaceae-Artemisia* тундра с *Salix* как преобладающим кустарником. Аналоги такой растительности хотя и встречаются в более южных районах континентальной Чукотки, но доминируют на о. Врангеля, подчеркивая таким образом, небольшие различия между ледниковой и интерстадиальной растительностью. Пыльцевые зоны 12, 15, 17, 19 в основном имеют «интерстадиальные» характеристики. В образцах, относящихся к среднему плейстоцену, количество пыльцы *Betula* достигает высоких значений, а пыльцы *Poaceae* весьма высоких. Аналоги спектров изотопной стадии 7, особенно пыльцевых зон 12 и 15, представляют как бы «смесь» спектров о. Врангеля, северных склонов хр. Брукс на Аляске и северо-запада Аляски [1]. Растительность зоны 17 наиболее подобна зоне 6. Злаково-осоковая тундра доминировала в районе оз. Эльгыгытгын, хотя местами, возможно, была более умеренно влажная по сравнению с зоной 6, как показывают несколько меньшие содержания пыльцы *Artemisia*. Процентные содержания пыльцы *Betula* в спектрах зон 12 и 17 в основном подобны или превышают ее содержание в современных спектрах, но другие черты комплексов значительно различаются: высокие содержания пыльцы *Poaceae* в спектрах зон 12 и 17 – низкие в современных спектрах; низкие содержания пыльцы *Pinus* в спектрах зон 12, 17 – высокие в современных спектрах. В зонах 12, 17 и 19 кустарниковая береза в региональном плане, как и в настоящее время, играла важную роль.

Новые данные, полученные при комплексном изучении осадков оз. Эльгыгитгын, представили хорошее обоснование для дальнейшего исследования этого уникального природного объекта. Но уже сейчас можно отметить, что климатическая летопись оз. Эльгыгитгын является одной из наиболее полных непрерывных записей изменений природной среды Арктики в результате глобальных климатических флюктуаций. Эта летопись, несомненно, будет способствовать разработке стратиграфии четвертичных отложений Чукотки. Как известно, несмотря на серьезные усилия по согласованию спорных вопросов стратиграфии четвертичных образований Чукотки, сделанные в 80-е годы перед публикацией региональных стратиграфических схем четвертичной системы для Северо-Восточной Чукотки (рабочая схема) и Восточной Чукотки и Анадырско-Корякского региона (корреляционная схема), главные вопросы стратиграфии Чукотки все еще весьма дискуссионны [3].

С октября 2008 г. по май 2009 г. международная экспедиция «El'gygytgyn Drilling Project» подняла керн в центральной части озера, вскрыв 317 м озерных осадков и около 200 м подстилающих импактитов. Несмотря на большой объем палинологических исследований, мы надеемся в ближайшее время иметь непрерывную летопись изменений арктических климатов и растительности в течение всего четвертичного периода, включая гелазий. Сейчас получены первые сведения для восточного сектора Арктики о климатических флюктуациях и реакции растительности на изменение климата в изотопные стадии 10, 11 и 12, гелазский век, поздний плиоцен. Завершение комплекса исследований оз. Эльгыгитгын не только создаст основу для точной хронологии климатических событий Арктики в четвертичный период, но действительно будет «розеттским камнем» позднекайнозойского климата.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проекты 09-I-ОНЗ-11, 09-II-УО-08-003), РФФИ-АГФИР 10-05-92514, CRDF-16674.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон П.М., Ложкин А.В. Предисловие к пылевым летописям озерных отложений Берингии // Климатические летописи в четвертичных осадках Берингии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – С. 4-26.
2. Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. Первая непрерывная летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // ДАН. – 2001. – Т. 2. – С. 231-234.
3. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР / Межведомственный стратиграфический комитет. Гл. ред. Н.А. Шило. – Магадан. – 1987. – 220 с.
4. Lozhkin A.V. Geochronology of late Quaternary events in northeastern Russia // Radiocarbon. – 1993. – V. 35. – P. 429-433.

ПЕРВЫЕ ЛЕТОПИСИ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОСАДКАХ ОЗЕР КУРИЛЬСКОГО АРХИПЕЛАГА

Андерсон П.М.¹, Ложкин А.В.², Минюк П.С.², Пахомов А.Ю.², Соломаткина Т.Б.², Черепанова М.В.³

¹ Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, pata@u.washington.edu

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, lozhkin@neisri.ru

³ Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

FIRST RECORDS OF ENVIRONMENTAL CHANGE FROM LAKE SEDIMENTS OF THE KURIL ARCHIPELAGO

Anderson P.M.¹, Lozhkin A.V.², Minuyk P.S.², Pakhomov A.Yu.², Solomatkina T.B.², Cherepanova M.V.³

¹ Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

² Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan

³ Institute of Biology and Soil Science, FEB RAS, Vladivostok

Территория, включающая север Дальнего Востока, нижний Амур, дальневосточное Приморье, о. Сахалин и острова Курильского архипелага, определяет ключевые климатические и биогеографические связи между арктической и субарктической, умеренной и тропической зонами. Эта территория рассматривается также как важнейшая часть Азиатско-Австралийского пересечения (ПЕР II), одного из трех глобальных пересечений Полюс-Экватор-Полюс, и представляет, таким образом, особый интерес для изучения климатических изменений в прошлом. Международный Курильский Биоконференциальный Проект предоставил возможность исследовать осадки озер на о-вах Кунашир и Итуруп, Уруп, Харимкотан, а также на самом севере Курильской гряды на о. Парамушир (рис. 1).

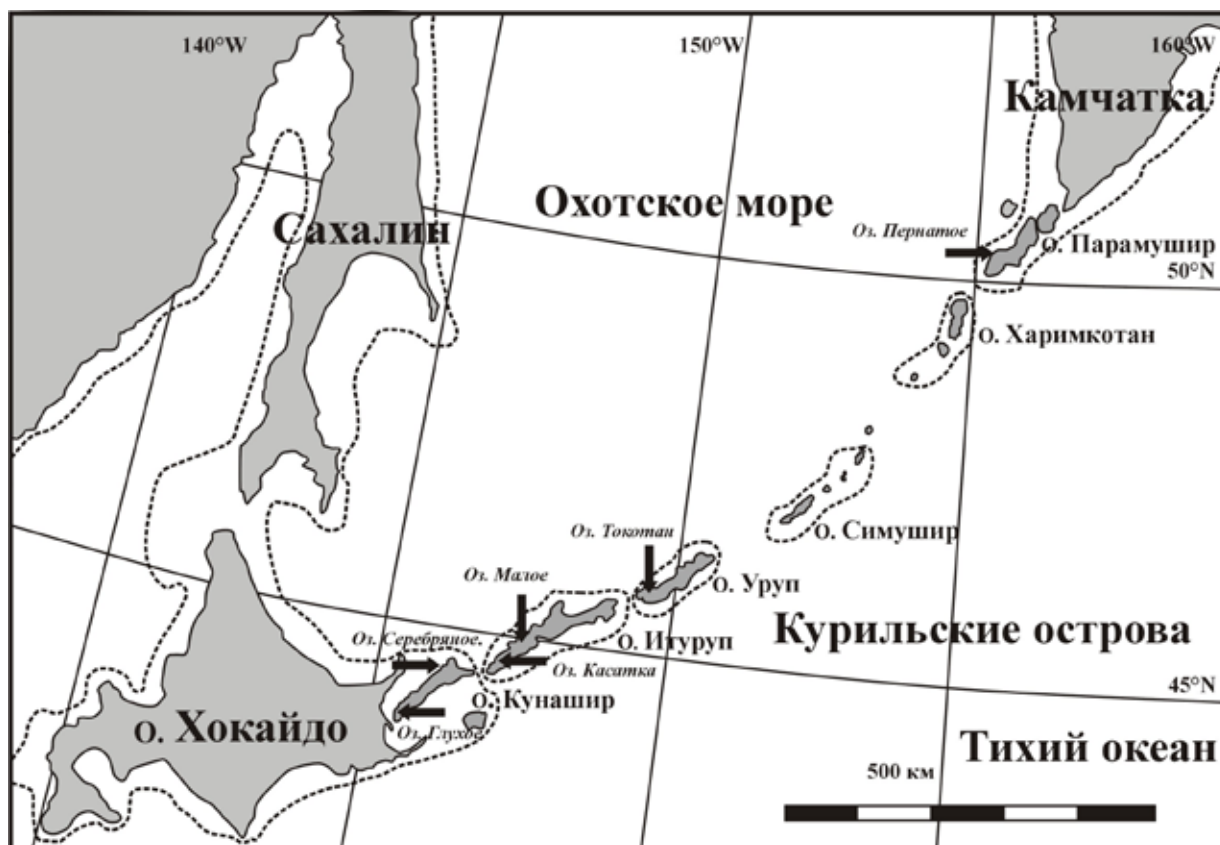


Рис. 1. Местонахождения озер – объектов исследований на островах Курильского архипелага.

Предшествующие исследования отложений морских, озерных, речных террас, торфяников на южных Курилах способствовали лучшему пониманию изменений природной среды на о-вах Кунашир и Итуруп [1, 2]. Детальные палинологический, диатомовый анализы, опирающиеся на серии радиоуглеродных датировок, показали сложные изменения климата и растительности в этом районе в течение интервала, соответствующего атлантическому, суббореальному и субатлантическому периодам голоцена. С оптимумом голоцена 6 тыс. л. н. совпадает наиболее высокий уровень моря, превышавший современный на 3,5 м.

Непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности на севере Курильского архипелага в течение последних 10 тыс. лет получена при исследовании осадков оз. Пернатое на о. Парамушир. Оз. Пернатое находится вблизи восточного берега залива Васильева (Охотское море) на южной оконечности острова (50° 02' с. ш., 155° 23' в. д.). Серия радиоуглеродных датировок в интервале 10000±40 л. н. – 2180±40 л. н. свидетельствуют о том, что начало накопления осадков, общая мощность которых составляет 694 см, относится к раннему голоцену. Диатомовый анализ показал несколько стадий развития озера: верховое болото на границе плейстоцена и голоцена, образование лагуны в результате повышения уровня моря 9–6 тыс. л. н., образование пресного озера 6 тыс. л. н. – современность. Потепление климата в течение интервала, сопоставляемого с бореальным и атлантическим периодами голоцена, отражено господством в растительном покрове сообществ кедрового стланика и ольховника. 5–4 тыс. л. н. на охотском и тихоокеанском берегах о. Парамушир формируются обширные дюнные поля. Усиление эоловых процессов связано с похолоданием климата и осушением участков подводного склона.

В центральной части Курильского архипелага на о. Уруп подняты керны (длиной 700 см) осадков оз. Токотан. Озеро находится у берега Охотского моря (45° 51' с. ш., 149° 48' в. д.) и соединяет с морем небольшой протокой. Радиоуглеродные датировки 3140±30 л. н. (в основании колонки) – 90±35 л. н. показывают высокую скорость накопления осадков, представленных алевритами, часто обогащенных остатками растений. Хотя осадки характеризуются близкими по составу спорово-пыльцевыми спектрами, все же спектры в нижней части колонки (400–700 см) в интервале 1570±40–3140±30 л. н. содержат повышенное количество пыльцы широколистных деревьев (*Fagus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Acer*), по всей вероятности, занесенной ветром из более южных районов в период, когда климатические условия были несколько теплее современных. Доминирование в осадках на глубине 685–580 см диатомей *Thalassiosira baltica*, *Cyclostephanos dubius* свидетельствует о существовании лагуны. Влияние моря еще отмечается в осадках на глубине 580–410 см высоким содержанием мезогалобной *Thalassiosira* aff. *levanderi* и присутствием *Thalassiosira baltica*, *Th. hyaline*. Вместе с тем увеличивается содержание пресноводных обрастателей *Diatoma tenuis*, *D. mesodon*. Преобладание пре-

сноводных *Diatoma mesodon*, *Cocconeis placentula* var. *euglypta* в образцах на глубине 410-280 см, вероятно, обусловлено увеличением мелководной зоны и сокращением связи с морем. Соленость воды в озере вновь повышается в интервале 280-150 см, что подчеркивается высокими содержаниями *Melosira lineata*, *Thalassiosira aff. nordenskiöldii*. В интервале 150-45 см активно развиваются пресноводные *Diatoma mesodon*, *D. hyemalis*, *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Fragilaria leptostauron* var. *martyi*, *F. capucina* var. *vaucheriae*.

Информацию об изменении климата и растительности на юге Курильского архипелага в течение голоцена дали палинологические исследования и радиоуглеродное датирование осадков озер на о. Кунашир и о. Итуруп. Отобраны керны осадков оз. Глухое (43° 54' с. ш., 145° 38' в. д.) на юго-восточной оконечности Серноводского перешейка о. Кунашир; оз. Серебряное в центре Южно-Курильского перешейка о. Кунашир; оз. Малое на Куйбышевском перешейке о. Итуруп в 1 км от берега Охотского моря (45° 05' с. ш., 147° 41' в. д.); оз. Касатка (45° 00' с. ш., 147° 43' в. д.) вблизи тихоокеанского берега Куйбышевского перешейка (рис. 1). На склонах, окружающих оз. Глухое и Серебряное, доминирует смешанный хвойно-широколиственный лес с *Abies sachalinensis*, *Picea ajanensis*, *Pinus pumila*, *Taxus cuspidata*, *Quercus crispula*, *Acer mayrii*, *A. ukurunduense*, *Alnus japonica*, *A. hirsute*, *Duschekia maximowiczii*, *Betula ermanii*, *Magnolia hypoleuca*, *Actinidia kolomicta*, *Sasa kurilensis*. Луговая растительность вокруг озер представлена *Poaceae*, *Eriophorum gracile*, *E. vaginatum*, *Juncus*, *Rumex*, *Polygonum*, *Iris*, *Comarum palustre*, обилием *Lilium* (Tiger lilies). Скважины, пройденные в центре оз. Глухое, вскрыли осадки мощностью 564 см, представленные алевроитом с обилием мелких остатков водных растений с прослоями торфа и песка. Датировки по радиоуглероду 5950 ± 35 л. н., 1150 ± 40 л. н. и их линейная экстраполяция показывают, что осадки в озере формировались в течение 8,5 тыс. лет. В оз. Серебряное осадки (алевриты с прослоями песка) мощностью 367 см формировались в течение 9300 лет (экстраполяция ^{14}C датировок 5380 ± 40 , 7640 ± 70 л. н.). Пыльцевые зоны и их последовательность идентичны в осадках оз. Глухое и Серебряное. Смена растительности отражается развитием березово-дубовых лесов с ольховником, кедровым стлаником и осоково-злаковых лугов 9-7,2 тыс. л. н.; распространением широколиственных лесов 7,2-5,2 тыс. л. н. в период, сопоставляемый с атлантическим периодом голоцена (климатический оптимум голоцена); развитием широколиственных лесов с участием *Picea ajanensis*, *P. glehnii*, *Abies sahalinensis* и ольхово-березовых лесов 5,2-2 тыс. л. н. (оптимум суббореального периода голоцена); распространением темнохвойных лесов с участием широколистных деревьев и березы 2 тыс. л. н. – современность.

Наибольшие мощности осадков установлены в озерах о. Итуруп. В оз. Малое подняты керны длиной 1541 см. Осадки представлены алевроитами с остатками водных растений, прослоями раковин моллюсков и песка. Экстраполяция радиоуглеродных датировок (3995 ± 35 , 2840 ± 30 , 385 ± 35 л. н.) показывает, что нижний слой осадков формировался около 10100 л. н. Палинологический анализ осадков оз. Малое свидетельствует о развитии на о. Итуруп в период, отвечающий предбореальному периоду голоцена, елово-березовых лесов с участием *Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*, *Fraxinus*, сообществ кедрового стланика и ольховника. В период, сопоставляемый с бореальным периодом голоцена и оптимумом атлантического периода распространяются березово-широколиственные леса, включавшие *Quercus*, *Juglans*, *Tilia*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus pumila*. Пыльцевая зона, синхронная суббореальному периоду голоцена, показывает существенно возросшую роль *Betula* в строении лесных сообществ, но *Quercus* остается важным компонентом лесов. В интервале, охватывающем конец суббореального периода голоцена и субатлантический период, на о. Итуруп широко распространяются лиственные леса.

Последовательная смена пыльцевых зон, аналогичная осадкам оз. Малое, установлена в осадках оз. Касатка. Керн длиной 892 см, поднятый в центральной части оз. Касатка, представлен алевроитом с остатками водных растений, раковинами моллюсков, прослоями песка. Основание колонки осадков может быть датировано 9,3 тыс. л. н. (экстраполяция ^{14}C датировок 4075 ± 30 , 2590 ± 45 , 2960 ± 30 л. н.). Анализ диатомей в осадках оз. Касатка показал, что 9300-6400 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 staurophorum*, *Grammatophora oceanica*; встречаются неритические *Thalassiosira nordenskiöldii*, *Th. latimarginata*, *Th. gravida*, *Th. hyaline*). 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*). 5200 л. н. образовалось пресноводное озеро (доминируют *Aulacoseira granulata*, *Fragilaria construens* f. *venter*).

В течение периода, соответствующего бореальному, атлантическому и суббореальному периодам голоцена, на тихоокеанском побережье о. Итуруп существовали *Betula-Quercus-Alnus* леса с участием *Picea*, *Larix*, *Taxus*, *Pinus pumila*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Acer*, *Magnolia*. Таким образом, пыльцевые летописи, установленные в осадках озер о. Кунашир и о. Итуруп показывают одинаковую последовательность климатических изменений в течение голоцена. В отличие от доминировавших на о. Кунашир в голоцене широколиственных и хвойно-широколиственных лесов на более северном о. Итуруп растительность была представлена березово-широколиственными, березовыми и березово-лиственными лесами.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проекты 09-I-ОНЗ-11, 09-II-УО-08-003), Национальным научным фондом США (проект ARC-0508109 проф. Benjamin E. Fitzhugh). Мы благодарны за помощь в проведении исследований Сахалинскому государственному областному краеведческому музею.

ЛИТЕРАТУРА

1. Korotky A.M., Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., Sulerzhitsky L.D. and Lutaenko K.A. Middle- and late-Holocene environments and vegetation history of Kunashir Island, Kurile Islands, northwestern Pacific // *The Holocene*. – 2000. – V. 10. – № 3. – P. 311-331.
2. Razjigaeva N.G., Korotky A.M., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B., Sulerzhitsky L.D. and Lutaenko K.A. Holocene climate changes and environmental history of Iturup Island, Kuril Islands, northwestern Pacific // *The Holocene*. – 2002. – V. 12. – № 4. – P. 469-480.

КЛИМАТ В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ/РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ПЫЛЬЦЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН

Андреев А.А.¹, Меллес М.¹, Веннрик Ф.¹, Брайхам-Гретте Ю.²

¹ *Институт геологии и минералогии Кёльнского университета, Кёльн, aandreev, aandreev@awi-potsdam.de*

² *Геологический факультет Массачусетского университета, США*

LATE PLIOCENE/EARLY PLIOCENE ENVIRONMENTS OF THE NORTH-EASTERN SIBERIAN ARCTIC INFERRED FROM LAKE EL'GYGYTGYN POLLEN RECORD

Andreev A.A.¹, Melles M.¹, Wennrich V.¹, Brigham-Grette J.²

¹ *Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Germany*

² *Department of Geosciences, University of Massachusetts, USA*

Arctic plays a crucial role within the global climate system. During the last decades the high Arctic latitudes have experienced significant warming, more dramatic than in other parts of the globe. Therefore, the development of possible scenarios of future climate changes is a major scientific challenge. However, reliable climate projections for the Arctic are hampered by the complexity of the underlying natural variability and feedback mechanisms. An important prerequisite for the validation and improvement of the climate projections is a better understanding of the long-term climate history of the Arctic. Earth's surface temperatures have exceeded modern temperatures throughout most of the Cenozoic era, particularly in the Arctic. However, temperatures in past Quaternary interglacials only slightly exceed modern temperature and, thus have limited understanding future conditions from past analogues. The most recent epoch, in which sustained global temperatures significantly exceeded the modern, is the Pliocene. Although Earth parameters were rather similar to the modern, the Pliocene Arctic temperatures were about 15°C above the modern ones (1). However, such reconstructions are based on fragmented records that may lead to misinterpretation when extending to the whole Arctic. The formation of continuous paleoenvironmental records in Arctic was widely restricted due to repeated glaciations. Continuous sequences that penetrate the entire Quaternary and further into the Pliocene are highly desired. Such record has now become available from Lake El'gygytgyn situated within a meteorite impact crater located 100 km to the north of the Arctic Circle in Chukotka Peninsula, northeastern Russia (67°30'N, 172°05'E). The crater was created nearly 3.6 Myr ago in volcanic target rocks [2]. The impact formed an 18 km wide hole later filled with water. The modern lake is 170 m deep and has a circular shape with a diameter of 12 km.

The international "El'gygytgyn Drilling Project" has completed three holes in the centre of the lake in 10.2008-05.2009, penetrating ca 318 m thick lake sediments and ca 200 m of the impact rocks below [2]. Because of its unusual origin and high-latitude, setting scientific drilling at Lake El'gygytgyn offered unique opportunities for paleoclimate reconstruction of the climatic and environmental history of the terrestrial Arctic back into the Pliocene. Here we report the first continuous pollen record reflecting palaeoenvironmental changes during the Late Pliocene and Early Pleistocene inferred from the lower 200 m of the lake sediments. The revealed pollen assemblages can be subdivided into 14 pollen zones (PZ) reflecting the main environmental stages described below.

Environmental conditions before ca 3,5 Myr BP. Published data reflect that forests with spruce, pine, larch, hemlock, birch, alder, and some broad-leaved trees dominated close to the study site shortly before 3,6 Myr (Glushkova and Smirnov 2007). Unfortunately, pollen, spores or non-pollen-palynomorphs are completely absent in the sediments between 318 and 299,54 m depth. Their absence can be explained by two reasons. First, plant communities and fertile soils existed at the study area were probably totally destroyed in long distances directly by the event at 3,6 Myr BP and

provoked fires. It is difficult to estimate how many millennia needs natural vegetation to be recovered after such global natural catastrophe, but the recovering processes might take many thousands years. Gradual increase of pollen content in PZ-I, where pollen concentration is extremely low well coincides with such interpretation. Another and, probably more important reason why we do not find pollen below 299,54 m is pollen preservation conditions in the initial lake. The rare pollen grains which could be wind-transported from the further distance were most likely destroyed because of active processes in the initial lake basin.

Ca 3,5-3,45 Myr BP (PZ-I and PZ-II). Very few or single pollen grains of *Picea*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Larix*, *Abies*, *Tsuga*, *Betula*, Poaceae, Cyperaceae, Ericales, and Lamiaceae were found in the PZ-I. Basically the pollen composition of the spectra is rather similar to the PZ-II one and points to the similar environmental conditions. Contents of tree pollen (especially *Picea* and *Larix*) in PZ-II are the highest comparing with other zones. High contents of *Abies* pollen and permanent presence of pollen of relatively thermophilic taxa like *Tsuga* and single pollen of broad-leaved taxa are also characteristic. It is very unlikely that broad-leaved taxa might grow in the lake vicinity but, their presence in pollen assemblages point to rather warm regional and over-regional climate. Contents of *Larix* pollen are the highest during the studied records reflecting the dominance of larch forest in the region. However, other trees like spruce and fir were also numerous in the local vegetation. It is difficult to conclude do the pollen of *Pinus* s/g *Haploxylon* were produced by tree pines (e.g. modern tree taxa belonging to this subgenus and growing in south and south-east are *P. sibirica* or *P. koraiensis*) or by shrub pine (*P. pumila*) but taking in consideration high contents of *Picea* and *Abies* we may assume that high proportion of the of *P. s/g Haploxylon* pollen was produced by tree pines. However the relatively high content of *Alnus fruticosa* pollen show that shrub alder was common in the regional forests and most likely stone pine also might grow in the site area especially in the higher elevations. Rather high content of *Sphagnum* spores reflect broad distribution of wetlands. The published Pliocene pollen records from Chukotka and northeastern Siberia [3] also show tree pollen dominated spectra documenting that taiga forests with larch, spruce, birch, alder and hemlock were distributed until the end of Early Pliocene. Thus, pollen data show that climate conditions in the study area at about 3,5-3,45 Myr BP were the warmest during the studied time intervals.

Ca 3,45-3,25 Myr BP (PZ-III). Pollen percentages of relatively thermophilic coniferous taxa (*Tsuga*, *Abies*) in the PZ-III are lower than in the PZ-II. Such changes point to deterioration of the environmental condition. However, the rather high percentages of *Picea*, *Abies* and *Tsuga* revealed in PZ-IIIa and PZ-IIIc subzones show that climate conditions were relatively favourable during these time intervals. Higher amounts of shrub pollen (*Alnus fruticosa* and *Salix*) and especially Poaceae and Cyperaceae documented in PZ-IIIb and PZ-IIId subzones as well as increases in *Sphagnum*, *Lycopodium*, and Polypodiaceae spore contents reflect that open wet habitats became more common in the vegetation during these intervals. The significant increase of fungi spore contents (primarily *Sporormiella*, *Sordaria* and *Podospora*) is also characteristic for the PZ-III (especially for the colder PZ-IIIb and PZ-IIId intervals). High amounts of the coprophilous fungi inhabiting dung of grazing animals indirectly point to the presence of numerous grazing animals in the lake vicinity and also confirm that open habitats became more common in the study area. Another important peculiarity of the PZ-III pollen assemblages is the permanent presence spores of *Gelasinospora* in many samples. *Gelasinospora* species are mainly fimicolous, but also carbonicolous and lignicolous. Their spores reaching the highest frequencies in the highly decomposed buried peat horizons containing burned woody remains and charcoals, therefore rather high content of their spores may point not only to the presence of grazing animals in the lake vicinity, but higher frequency of fire events. Thus, we may assume that coniferous (mostly pine, larch and spruce) forests dominated vegetation. However, open, treeless habitats were also common in the landscape. Climate conditions were cooler and probably wetter compared with PZ-II interval, but dry episodes also regularly occurred. Revealed environmental changes might be associated with climate fluctuations documented in the Kutuyakh Suite [3]

Ca 3,25-3,19 Myr BP (PZ-IV). Significant decrease of coniferous pollen percentages and increases of pollen of dwarf birch and shrub alder, and especially Poaceae, Cyperaceae and *Artemisia* in this zone points to further deterioration of environmental conditions. *Selaginella rupestris* (indicator of dry and environment) spores became an important component of pollen assemblages, while contents of *Sphagnum* spores decreased. The revealed changes reflect that climate conditions became cooler and significantly drier compared with the previous intervals. Although open treeless associations became more common in the local vegetation during the PZ-IV interval, larch forests with spruce and pines from s/g *Haploxylon* dominated the regional vegetation. An increase of spruce pollen content, while contents of dwarf birch, shrub alder, and especially, Poaceae, Cyperaceae and *Artemisia* pollen decreased dramatically, reflects short-term climate amelioration at the end of the interval. We may assume that climate fluctuations revealed in the PZ-IV interval are also occurred at the early Kutuyakh time.

Ca 3,19-3,14 Myr BP (PZ-V). Environmental conditions during PZ-V interval were rather similar to the PZ-IV ones, but disappearance of *Artemisia* indicates that steppe-like habitats were less common than before. However, increase of *Selaginella rupestris* spore content document that climate conditions became even drier than before. Moreover, dramatic decreases in spruce and dwarf birch pollen contents, while contents of coprophilous fungi spores increased also confirm presence of treeless habitats in the area. Pollen concentration is dramatically decreased in the upper part of the zone that may mirror further deterioration of climate.

Ca 3,14-3,05 Myr BP (PZ-VI). Dramatic decrease of coniferous pollen percentages in PZ-VI, while Poaceae, Cyperaceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae, and other herb pollen, *Selaginella rupestris* and coprophilous fungi spores increased reflecting that mostly treeless tundra- and steppe-like vegetation dominated during this interval. The revealed changes point to dry and cold (glacial) environment. However, relatively high pollen contents of shrubs (predominantly *Alnus fruticosa*, *Salix* and *Pinus* s/g *Haploxylon*) and larch show that tree and shrubby vegetation also survived in the area, probably in more protected localities. High contents of *Sphagnum* spores (especially in subzone PZ-VIb) point to existence of wet habitats at least in some places. A dramatic increase of coprophilous fungi spores in PZ-VIb reflects that grazing animals became more numerous in the lake vicinity during that interval, thus, also confirming that open habitats became broadly distributed in the study area. Generally, the revealed pollen assemblages reflect mosaic character of vegetation during this VI interval. According the paleomagnetic results [2] PZ-VI sediments were accumulated mostly during the Kaena subchron about 3,116-3,032 Ma ago.

Ca 3,05-2,82 Myr BP (PZ-VII). Dramatic increase of *Pinus* s/g *Haploxylon* pollen percentages shows that pines were well presented in regional vegetation. Large amounts of shrub pollen taxa (*Alnus fruticosa*, *Betula* sect. *Nanae*, *Salix*) show that shrubs dominated local vegetation. We may suggest that pollen of *P. s/g Haploxylon* most likely is produced by the shrub pine (*P. pumila*). Pollen spectra also contain *Larix* and *Picea* pollen showing that larch-spruce forests combined with shrubby vegetation dominated between ca 3,05 and 2,97 Myr BP (PZ-VIIa). Open grass and sedge dominated habitats were also common. Rather high amounts of coprophilous fungi spores (mostly *Sordaria*) indirectly show that grazing animal were still numerous. Amounts of *Artemisia* and Caryophyllaceae pollen, *Selaginella rupestris* and coprophilous fungi spores gradually decreased in PZ-VIIa subzone reflecting a gradual transition into interglacial. Later, after ca 2,97 Myr BP, during the PZ-VIIb interval, spruce again became more important component in the local forests reflecting further amelioration of climate.

Starting from 161 m depth (ca 2,9 Myr BP) small (10 µm) cysts dominate most of revealed pollen assemblages. It is likely that these cysts are produced by the so-called snow-algae (*Haematococcus*, *Chlamydomonas*, *Chloromonas*). Some of representatives of these genera are also numerous under aquatic conditions. They also known to produce and rapidly accumulate their cysts when the environmental conditions become unfavourable for the normal cell growth. Unfortunately, the identification of such small, round cells in the pollen slides are very problematic and they often documented as spores of green mosses (so-called Bryales). Sometimes, such "Bryales" dominate Holocene and Quaternary pollen assemblages being misinterpreted as green moss spores, however, their origin remains uncertain.

Ca 2,82-2,78 Myr BP (PZ-VIII). High contents of *Betula* sect. *Nanae*, Poaceae, Cyperaceae, Caryophyllaceae pollen, spores of *Selaginella rupestris* and coprophilous fungi (*Sordaria*), while pollen of tree taxa significantly reduced their numbers reflect that open treeless habitats appeared again in the study area. Such changes point to harch environment in the region. Climate deterioration during the PZ-VIII interval well coincides with evidences for the intensification of continental glaciations in Northern Hemisphere around 2,9-2,7 Myr BP during the Late Pliocene.

Ca 2,78-2,7 Myr BP (PZ-IX). Dramatic increase of coniferous pollen percentages in this zone shows that forests with pines, larch and spruce became dominant in regional vegetation. The domination of forest vegetation during the interval points to interglacial environmental conditions.

Ca 2,7-2,65 Myr BP (PZ-X). Dramatic increase in grass and sedge pollen contents reflect appearance of open habitats during this time. Simultaneous decrease in some coniferous pollen taxa shows that pines and spruce reduced their participation in the regional forests. Climate conditions were colder and dryer than during the previous interval. However, pollen data reflect that environmental conditions during the PZ-X interval were still of interglacial character.

Ca 2,65-2,61 Myr BP (PZ-XI). Pollen contents of *Betula* sect. *Nanae* and *Alnus fruticosa* show significant increase in the zone, while amounts of coniferous pollen (especially *Picea* and partly *Pinus*) gradually decreased. The revealed changes document that shrubs became dominant in the regional vegetation. The upper boundary of the zone is very well coincided with the Gauss/Matuyama boundary at 2,61 Myr BP revealed by paleomagnetic data. Thus, the abrupt vegetation changes showing a sharp transition from interglacial environmental conditions to glacial ones well reflect the Pliocene/Pleistocene boundary.

Ca 2,61-2,5 Myr BP (PZ-XII). Pollen contents of *Betula* sect. *Nanae* further increased after 2,61 Myr BP while *Alnus fruticosa* and *Pinus* pollen contents significantly decreased. Other coniferous taxa (except *Larix*) also show a dramatic decrease. The revealed changes show that shrubs became dominant in the regional vegetation reflecting serious climate deterioration at the Pleistocene onset. We may assume that larch forests, open tundra- and steppe-like communities dominated vegetation around the lake. The revealed environmental changes reflect that climate conditions became cooler and significantly colder compared with the previous interval. It is notable that studied samples also contain large amounts of small not-identifiable plant remains and sometimes tracheids of coniferous trees (larch?). The high presence of these remains is most likely correlative with low-water lake stage, when local vegetation grew closer to the core site and remains could be transported to the borehole location in the centre of the modern lake.

Ca 2,5-2,34 Myr BP (PZ-XIII). The absence *Picea* and *Pinus* in this zone show that these taxa completely disappeared from regional vegetation. However, rather high amount of *Larix* pollen show that larches were rather numerous in the lake surrounding. We may assume that larch forest with shrub alder and dwarf birch dominated in the

area. It is likely that higher elevations were covered by open larch forest-tundra, shrub tundra, and alpine associations. Large amounts of *Sphagnum* spores reflect that wet habitats were common in the landscape. Later, after ca 2,35 Myr BP, shrubs (especially shrub alder) greatly reduced pointing to the further climate deterioration. Increases in Poaceae, *Artemisia*, Brassicaceae and Caryophyllaceae pollen contents as well as contents of *Selaginella rupestris* spores also reflect that open treeless habitats became more common reflecting drier climate conditions. However, rather high contents of *Sphagnum* spores and some increase in *Salix* pollen point to presence of wet habitats around of the lake.

Ca 2,34-2,2 Myr BP (PZ-XVI). The appearance of large amounts of *Pinus* s/g *Haploxylon* pollen in the low part of the zone show that pine became well distributed in the regional vegetation around 2,26 Myr BP reflecting some climate amelioration. Most likely the vegetation at that time was similar to modern open larch forests where stone pine, shrub alder and dwarf birch dominated. Shortly, after this climate amelioration, coniferous taxa (including larch) gradually decreased again further up to 2.1 Myr BP reflecting progressing deterioration of the environmental conditions in the region. Shrub alder/dwarf birch tundra was dominated vegetation during time recorded in PZ-XII interval, especially after ca 2.25 Myr BP.

Thus, the studied sediments are an excellent archive of vegetation and climate changes in Chukchi Peninsula. The record well reflects main palaeoenvironmental fluctuations in the region since ca 3.5 Myr BP. Climate conditions in the study area at were the warmest about 3.5-3.4 Myr BP. The most pronounced environmental changes are revealed about ca 3.135-3.05, and ca 2.44-2.2 Myr BP. The further high-resolution palynological study of the sediment core will also reveal climate fluctuations inside the main glacial/interglacial intervals and will give the first continuous and detailed scheme of environmental changes for a whole Arctic.

REFERENCES

1. Ballantyne, A.P. et al. Significantly warmer Arctic surface temperatures during the Pliocene indicated by multiple independent proxies // *Geology*. – 2010. – V. 38. – P. 603-606.
2. Melles, M. et al. The Lake El'gygytyn Scientific Drilling Project – Conquering Arctic Challenges in Continental Drilling // *Scientific Drilling*. – 2011.
3. Fradkina A.F., et al. North-eastern Asia. In *Cenozoic climatic and environmental changes in Russia* // *The Geological Society of America Special Paper*. – 2005. – V. 382. – P. 105-120.

СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РЕГИОНА

Андреичева Л.Н.

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

THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE OF THE TIMAN-PECHORA-VYCHEGDA REGION

Andreicheva L.N.

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

В настоящее время сложились достаточно благоприятные условия для решения вопроса о числе и возрасте ледниковых и межледниковых эпох в среднем неоплейстоцене, однако проблема эта остается остро дискуссионной. Одни исследователи считают, что печорское (днепровское) и вычегодское (московское) оледенения были самостоятельными и разделены родионовским (шкловским) межледниковьем, другие полагают, что они разделены только межстадиалом, а в среднем неоплейстоцене было только одно чирвинское (лихвинское) межледниковье. При этом несогласованность существующих точек зрения обусловлена отсутствием комплексности в исследованиях четвертичной толщи. По мнению автора, средний неоплейстоцен в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе представлен двумя межледниковыми – чирвинским и родионовским, и двумя ледниковыми – печорский и вычегодский, горизонтами. Ледниковые и разделяющий их межледниковый родионовский горизонты объединены в тимано-уральский надгоризонт. Среднеоплейстоценовые ледники перекрывали регион, выходя далеко за его пределы, что обусловило повсеместное распространение среднеоплейстоценовых тиллов значительной мощности: на древних водоразделах до 30-70 м, в погребенных долинах и ложбинах ледникового выпайивания – до 90-120 м. Среднеоплейстоценовый комплекс отложений выделен в результате детального изучения их комплексом методов.

Чирвинский межледниковый горизонт лежит в основании комплекса. На большей части территории представлен континентальными (аллювиальными и озерными) отложениями мощностью 60-90 м, слагающими погребенные долины и заполняющими эрозионные врез в помусовских (окских) и более древних осадках.

В бассейне р. Шапкиной чирвинский горизонт вскрыт скважинами и сложен, предположительно, прибрежно-морскими осадками. А севернее в ряде скважин Ю.А. Лаврушиным [9] между тиллами (помусовским и печорским по литологическим особенностям) установлено широкое развитие морских осадков. В береговых обнажениях чирвинские отложения вскрываются крайне редко и имеют мощность 1-3 м. Отнесение отложений к чирвинскому горизонту определяется, прежде всего, залеганием их под верхнепечорскими осадками, палеомикротериологическим методом датированными на средней Печоре и нижней Вычегде [2, 8]. Кроме того, в ряде разрезов палинологически изучены межледниковые осадки в основании среднечетвертичного комплекса, которые содержат спорово-пыльцевые комплексы лихвинского типа. Особенности спектров, характеризующих отложения как чирвинские, являются: 1) определенная смена пяти фаз (деяти подфаз) развития растительности; 2) наличие двух климатических оптимумов; 3) присутствие в лесных типах спектров пыльцы двух географических групп родов – панголарктической и американо-азиатской; 4) высокое содержание в спектрах климатических оптимумов пыльцы пихты и ели (европейской, сибирской и *sect. Omorica*); 5) постоянное присутствие пыльцы сосны *sect. Strobus*; 6) содержание пыльцы широколиственных пород до 10% (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*), спор *Osmunda claytoniana* [3].

Печорские и генетически связанные с ними отложения имеют широкое распространение. Они вскрыты многочисленными скважинами на Печоре, Лае, Шапкиной, Колве и выступают в цоколях береговых разрезов рек. На крайнем севере региона: в бассейнах рек Черной, Шапкиной, Адзвы, Б. Роговой, печорский горизонт обычно залегает ниже урезом рек, выступая в разрезах береговых обнажений лишь изредка. Видимая мощность его не превышает 5-6 м. К югу она увеличивается и на широтном отрезке р. Печоры обычно составляет 10-20 м, достигая иногда 40 м. В составе печорского горизонта выделяются три подгоризонта: нижнепечорский – водно-ледниковые и перигляциально-аллювиальные осадки; среднепечорский – собственно тилл; верхнепечорский – водно-ледниковые отложения с показателями эволюционного уровня (ПЭУ) копытных леммингов, равными минус 4.5 на средней Печоре и минус 4.4 и 4.8 в разрезах нижней Вычегды, т. е. чуть более высокими, чем ПЭУ копытных леммингов (минус 5) из нижнеднепровских отложений лихвинского разреза у г. Чекалин [5]. Кроме того, возраст печорских осадков определяется положением их в разрезах между палинологически охарактеризованными чирвинским и родионовским горизонтами, а также по комплексу литологических признаков собственно тилла, слагающего среднепечорский подгоризонт [1]. Вещественный состав тилла, присутствие в петрографическом спектре валунов руководящих новоземельских пород, ареал которых прослеживается до нижнего течения Вычегды, выдержанная ориентировка длинных осей обломков с северо-северо-востока на юго-юго-запад свидетельствуют о поступлении терригенного материала со стороны Пай-Хоя-Новой Земли. Еще одной характерной особенностью печорского тилла является высокое (до 40 %) содержание обломков местных подстилающих пород.

Родионовские межледниковые отложения, представленные аллювиальными и озерными, а на севере морскими фациями, часто с комплексами диатомей, в ряде разрезов перекрывают печорский тилл. Стратотип родионовского горизонта – мощный (2,5 м) торфяник и подстилающая его пачка старично-озерных темно-серых глин на средней Печоре близ д. Родионово [4, 7]. Родионовский межледниковый горизонт, по данным палинологии, выделен нами в 12 разрезах. Мощность его составляет до 30 м за исключением ряда скважин, где горизонт представлен комплексом морских осадков мощностью около 70 м [6]. Морские отложения родионовского возраста также вскрыты скважинами на междуречье рек Лаи и Серчейю и в береговых обнажениях средних течений Сулы и Шапкиной. Залегание горизонта между датированными по остаткам мелких млекопитающих верхнепечорскими и нижневычегодскими отложениями, а также весьма характерные спорово-пыльцевые спектры позволяют отнести время его формирования к родионовскому межледниковью. Родионовский горизонт выделяется на основании следующих особенностей палинологических спектров: 1) смены пяти растительных фаз (семнадцати подфаз); 2) наличия двух климатических оптимумов; 3) присутствия в лесных типах спектров пыльцы двух географических групп родов – панголарктической и американо-евроазиатской; 4) большого участия в спектрах климатических оптимумов пыльцы сосны обыкновенной, единичного присутствия пыльцы ели *sect. Omorica*, сосны *sect. Strobus* и пыльцы широколиственных пород; 5) преобладания в спектрах верхнего климатического оптимума пыльцы сосны обыкновенной и ели с более высоким, чем в нижнем оптимуме, содержанием пыльцы широколиственных пород; 6) возрастания роли пыльцы *Chenopodiaceae*. Особенность межледниковья – два климатических оптимума, участие экзотов во флоре, но менее мезофильный ее характер по сравнению с чирвинской флорой [3]. Широкое распространение и значительные мощности родионовских отложений свидетельствуют о существовании в среднем неоплейстоцене (между печорской и вычегодской ледниковыми эпохами) длительного безледного интервала с климатическими условиями, не менее теплыми, чем сейчас.

Вычегодский горизонт распространен почти повсеместно: он выступает в средних и верхних частях разрезов береговых обнажений, вскрыт многочисленными скважинами. Мощность вычегодских отложений, представленных тиллом и генетически связанными с ним образованиями, колеблется от первых до 60 м.

Вычегодский горизонт с экзарационным контактом залегает на родионовских межледниковых отложениях и лишь на отдельных участках лежит непосредственно на печорском тилле. В случае залегания одного тилла на другом расчленение их и возрастная принадлежность устанавливаются результатами комплексного литологического изучения. Вычегодский горизонт, как и печорский, подразделяется на три подгоризонта. Наиболее мощный средний подгоризонт сложен собственно тиллом, он плащеобразно покрывает территорию, а за пределами распространения валдайского оледенения является рельефообразующим. Вычегодские отложения слагают субширотный пояс краевых ледниковых образований между верховьями рек Печоры и Вычегды. Вычегодский тилл визуально неотличим как от более древних, так и от более молодых толщ тиллов. Геологический возраст тилла достаточно надежно установлен по залеганию его между датированными по коренным зубам копытных леммингов перигляциально-аллювиальными осадками с ПЭУ 1.4 из подстилающих и с ПЭУ 13.5 из перекрывающих тилл отложений. Ранневыхогодский возраст этих осадков определен микротериологическим методом в разрезах нижней Печоры, Шапкиной, Лаи и Серчейю [5]. Позднихогодский возраст перигляциальных отложений, лежащих на тилле, установлен на р. Черной и в разрезе Кипиево на нижней Печоре. Вычегодский возраст горизонта определяется также его положением в разрезе между родионовскими и сулинскими отложениями, охарактеризованными соответствующими спорово-пыльцевыми спектрами. Кроме того, вычегодский возраст тилла подтверждается термолюминесцентными датировками, полученными в процессе совместных работ, проводимых Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН и Бергенским университетом (Норвегия) по российско-норвежскому проекту «ПЕЧОРА». В одном из береговых разрезов р. Шапкиной возраст подстилающих тилл морских песков составляет 230 ± 20 тыс. лет, а перекрывающих его озерных песков и алевроитов – 130 ± 12 тыс. лет. Залегание тилла между этими датированными толщами вполне однозначно свидетельствует о его вычегодском возрасте. На вычегодский возраст тилла указывают и результаты комплексного литологического анализа, проведенного в ряде разрезов скважин и береговых обнажений на Печоре, Лае, Колве, Адзьве, Шапкиной, Черной, Сейде, Б.Роговой, Вычегде. Для вычегодского тилла центральной и западной частей региона характерна ориентировка удлиненных обломков с запада-северо-запада на восток-юго-восток в секторе $290-330^\circ$. Особенностью его петрографического состава является постоянное и довольно высокое (до 20%) содержание обломков пород удаленной (Фенноскандинавской) и транзитной (Северотиманской) питающих провинций и пониженное по сравнению с печорским тиллом количество обломков местных мезозойских пород (в среднем до 20%). Существенно иная, субширотная ориентировка обломочного материала, характерная для вычегодского тилла восточной части Печорской низменности, и значительная примесь в петрографическом спектре пород уральского происхождения позволяют связывать формирование этого тилла с Полярным и Приполярным Уралом.

В ряде разрезов вычегодский тилл перекрыт сулинскими (микулинскими) межледниковыми отложениями, представленными преимущественно континентальными фациями – аллювиальными и озерными, а на севере региона – морскими глинами, песками и галечниками, иногда с обильными скоплениями остатков бореальной фауны моллюсков.

Комплексный анализ отложений (условий залегания, литологического состава, данных палинологии, палеомикротериологии, реконструкций потоковой структуры ледниковых покровов, термолюминесцентного датирования) дает основание уверенно выделять в среднем неоплейстоцене два ледниковых горизонта, различающихся по составу: печорский и вычегодский. Тиллы среднего неоплейстоцена подстилаются надежно датированными чирвинскими, разделены родионовскими, а перекрываются сулинскими отложениями.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 322 с.
2. Гуслицер Б.И. Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1981. – С. 28-37.
3. Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. – СПб.: Наука, 1993. – 124 с.
4. Коноваленко Л.А. Климат и растительность шкловского межледниковья на средней Печоре по палинологическим данным // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений Европейского Севера СССР. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. – Вып. 54. – Сыктывкар, 1985. – С. 108-114.
5. Кочев В.А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. – СПб: Наука. – 1993. – 112 с.
6. Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. – СПб.: Наука, 1992. – 272 с.
7. Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на средней Печоре у дер. Родионово // Геология и палеонтология плейстоцена Северо-Востока евро-

пейской части СССР. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. – Вып. 16. – Сыктывкар, 1973. – С. 20-38.

8. Средневерхнеплейстоценовые отложения нижней Вычегды / Л.Н. Андреичева, Б.И. Гуслицер, Л.А. Коноваленко, В.А. Кочев // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР. – Сыктывкар, 1987. – С. 150-155.

9. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры / Ю.А. Лаврушин, И.А. Чистякова, А.С. Гайдаманчук и др. // Литология кайнозойских шельфовых отложений. – М., 1989. – С. 3-52.

КАРГИНСКИЙ МЕГАИНТЕРСТАДИАЛ ПРИБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Арсланов Х.А.¹, Бердникова Н.Е.², Воробьева Г.А.², Енущенко И.В.³, Кобылкин Д.В.³,

Максимов Ф.Е.¹, Рыжов Ю.В.³, Старикова А.А.¹, Чернов С.Б.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, *ArslanovKh@mail.ru*

² Иркутский государственный университет, Иркутск

³ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

KARGIAN MEGAINTERSTADIAL OF THE PREBAIKALIA: GEOCHRONOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY

Arslanov Kh.A.¹, Berdnikova N.E.², Chernov S.B.¹, Vorobioba G.A.², Enuschenko I.V.³,

Kobylkin D.V.³, Maksimov F.E.¹, Ryzhov Yu.V.³, Starikova A.A.¹

¹ Sankt-Peterburg State University, Sankt-Peterburg

² Irkutsk State University, Irkutsk

³ V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk

В 2010 г. проведено детальное изучение геоархеологических разрезов Прибайкалья: Игетейский лог 2, Большой Нарын 1, Мальта мост 1, Мальта-Стрелка, Усть-Одинский (рис. 1) с отбором проб отложений на гранулометрический и химический состав, спорово-пыльцевой анализ и на датирование радиоуглеродным методом. Радиоуглеродное датирование погребенных почв проводилось в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ.

Каргинские отложения в нижней и верхней части разрезов Прибайкалья представлены генетически разными группами образований. Нижняя часть разрезов (kr¹, предположительный ¹⁴C возраст от 53-54 до 42 тыс. л. н.) сложена лессовидными супесями, реже лессовидными суглинками и пылеватыми песками с несколькими (2-3) уровнями примитивного почвообразования в виде буроватых горизонтов мощностью 10-15 см, для которых используется рабочее название «горизонты выветривания». Согласно полудисперсному (стандартному) анализу на долю фракций тонко-мелкопесчаной (0,25-0,05 мм) и крупнопылеватой (0,05-0,01 мм) приходится более 60 % массы, содержание карбонатов варьирует от 9,6 до 21,3 %, содержание гумуса 0,12-0,72 %. Верхняя часть разрезов (kr²) в ненарушенном состоянии представлена двоянным осинским педокомплексом (kr²os¹⁻²) или продуктами его переотложения. Сохранность осинских почв в подавляющем большинстве разрезов плохая, что обусловлено двумя этапами активизации криогенных процессов (солифлюкция, мерзлотный крип, делювиально-солифлюкционные процессы, криотурбации). Первый этап приходится на позднекаргинское время около 33 тыс. ¹⁴C л. н. (конощельское похолодание [1], т. е. на рубеж раннеосинского и позднеосинского времени (os¹/os²). Второй этап – на криогумидную фазу раннесартанского времени (sr¹– 22,5-21 тыс. ¹⁴C л. н.).

Детальные педолитологические исследования показали [2, 3], что в Прибайкалье климат первой и второй половины каргинского мегаинтерстадиала существенно различался. В раннекаргинское время (от 53-54 до 42 тыс. ¹⁴C л. н.) шло активное накопление лессовидных отложений в условиях довольно холодного и аридного климата. Фазы потепления были непродолжительны. Их результатом явились 2-3 слаборазвитые криоаридные почвы – «горизонты выветривания», которые содержат очень мало гумуса и, вероятно, представлены горизонтами ВС. Можно предполагать, что когда-то на поверхности почв были органогенные горизонты, которые не сохранились. Наиболее подходящими аналогами раннекаргинских почв можно считать современные арктические почвы, развивающиеся на сухой многолетней мерзлоте.

Позднекаргинское время было теплее раннекаргинского и существенно отличалось от последнего как по осадконакоплению, так и по почвообразованию. Более благоприятные условия для развития растительного покрова способствовали торможению эоловых, делювиальных и других склоновых процессов. В результате в миграцию вовлекались лишь наиболее тонкие частицы, покрывшие суглинисто-глинистым делювиальным

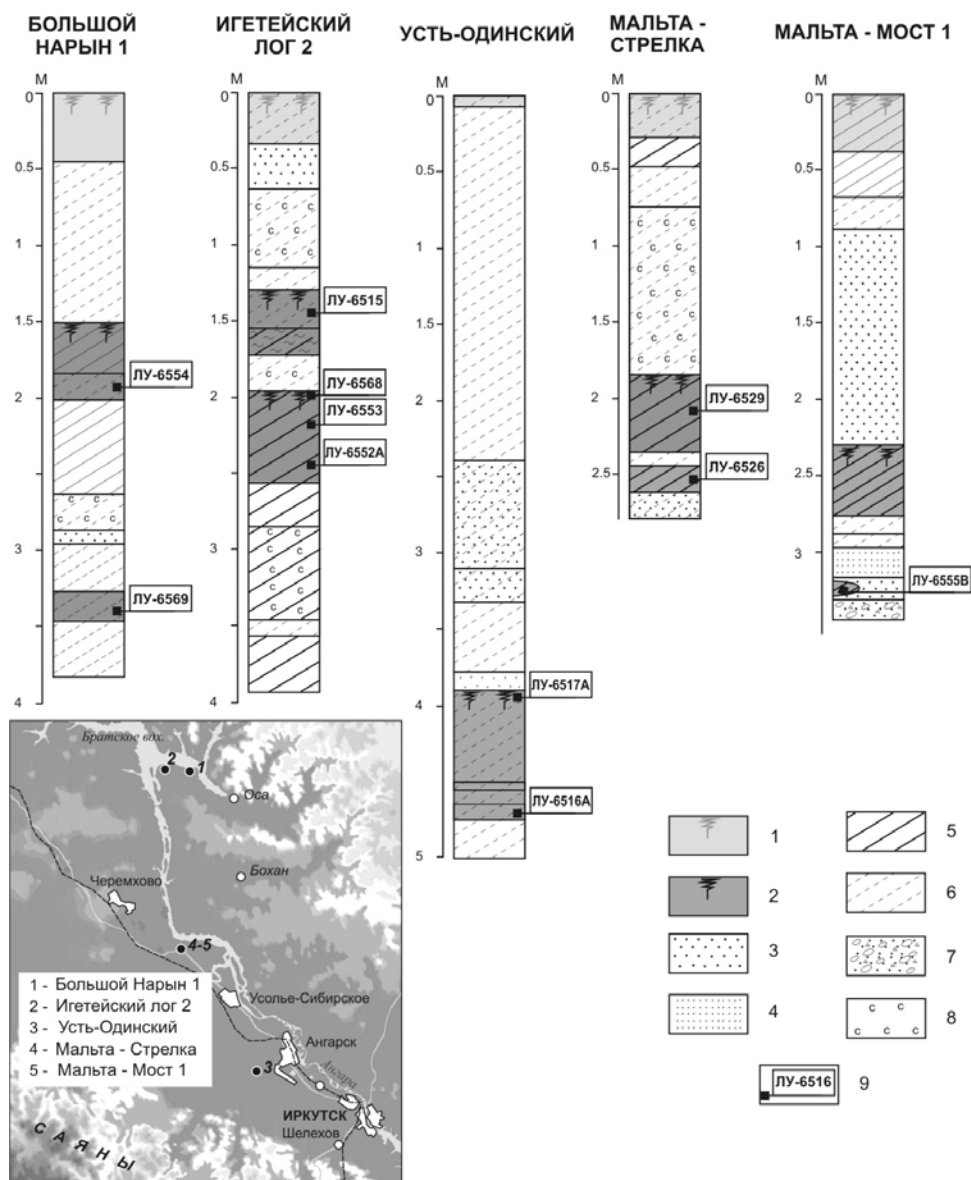


Рис. 1. Разрезы изучаемых верхнеплейстоценовых отложений Прибайкалья и их местоположение.

1 – современная почва, 2 – погребенная почва, 3 – песок, 4 – пылеватый песок, 5 – суглинок, 6 – супесь, 7 – песок, щебень, гравий, галька, 8 – карбонатные включения, 9 – радиоуглеродные (^{14}C) даты (см. табл.).

плащом склоны и террасы. На этом тонкодисперсном субстрате в течение позднекаргинского времени сформировались две почвы – нижнеосинская и позднеосинская, которые в случае их сохранности рассматриваются как сдвоенный осинский педокомплекс. Среди осинских почв отмечены серые лесные, дерновые лесные, черноземы. Нижняя и верхняя почвы педокомплекса могут относиться как к разным типам, так и к одному типу, но, как правило, нижнеосинская почва бывает более мощная и более гумусированная, чем верхнеосинская.

В таблице приведены результаты датирования погребенных почв осинского педокомплекса. Более достоверным является датировка фракции, имеющей наибольший возраст [4]. Из пяти изученных разрезов в двух (Игетейский лог 2, Мальта-Стрелка) отчетливо выделяется две ископаемых почвы. На объекте Мальтинский мост 1 выражена верхнеосинская почва, нижняя представлена фрагментарно. В разрезе Усть-Одинский представлена только нижнеосинская почва. На объекте Большой Нарын 1 выделяется верхнеосинская почва, нижнеосинская представлена педосидементами. На глубине 3,3-3,5 м вскрыты фрагменты более древней, вероятно нижнекаргинской, почвы возрастом ≥ 38100 ^{14}C л.н. (ЛУ-6569). По имеющимся данным датировки гумуса верхнеосинских почв укладываются в интервал 22,5-31 тыс. ^{14}C лет, нижнеосинских почв – в интервал 33-37 тыс. ^{14}C лет. Детальные исследования донных отложений оз. Байкал и Котокель последних лет [5-7] свидетельствуют о многократных перестройках природной среды в течение каргинского мегаинтерстадиала. На основании изучения спорово-пыльцевых спектров донных отложений оз. Байкал и Котокель и их детального радиоуглеродного датирования были конструированы ландшафтные условия, выделены периоды потеплений и

похолоданий. Корреляция климатических событий с разрезами субаэриальных отложений и погребенных почв разреза Игетейский лог 2 (рис. 1) с донными осадками озер Байкал и Котокель показывает, что наземные разрезы более чувствительны к климатическим изменениям.

Таблица. Радиоуглеродный и календарный возраст ископаемых почв Прибайкалья

Лабораторный номер	Разрез, глубина отбора образца	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный (календарный) возраст cal BP, лет
ЛУ-6515	Игетейский лог 2, 139-159 см, кровля верхнеосинской почвы, г.к.хол.+г.к.гор.	22500±980	26980±1220
ЛУ-6568	Игетейский лог 2, нижнеосинская почва, 201-212 см, г.к.хол.	33930±570	39900±990
ЛУ-6553	Игетейский лог 2, нижнеосинская почва, 212-221 см, г.к.хол.	≥34160	≥39440
ЛУ-6552A	Игетейский лог 2, нижнеосинская почва, 232-244 см, г.к.хол.	37300±1030	42430±1030
ЛУ-6517A	Усть-Одинский, 380-390 см, кровля нижнеосинской почвы, г.к.хол.	34190±1510	39430±1730
ЛУ-6516A	Усть-Одинский, 470-480 см, подошва нижнеосинской почвы, г.к.хол.	35480±820	40810±950
ЛУ-6529	Мальта-Стрелка, 215-232 см, верхнеосинская почва, см, г.к.хол.	21740±480	26190±750
ЛУ-6526	Мальта-Стрелка, 255-265 см, нижнеосинская почва, гл., г.к.хол.+г.к.гор.	≥36940	≥42170
ЛУ-6555B	Мальта-Мост 1, 319-329 см, нижнеосинская почва, г.к.хол.	≥36500	≥42000
ЛУ-6554	Большой Нарын 1, 185-200 см, подошва верхнеосинской почвы, гл., г.к.хол.+г.к.гор.	27310±670	32150±840
ЛУ-6569	Большой Нарын 1, 328-346 см, нижнекаргинская? почва, г.к.хол.	≥38100	≥42600
ЛУ-6570	Игетейский лог 1, 541-557 см, кровля казанцевской почвы,	≥38450	≥42800

Примечания: 1) г.к.хол. – гуминовые кислоты, извлеченные из почвы 2% раствором NaOH при комнатной температуре; г.к.гор. – гуминовые кислоты, извлеченные из почвы горячим (80-90°C) 2% раствором NaOH. 2) значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» Кёльнского университета 2006 г., авторы В. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de).

Для разреза Игетейский лог 2 построена спорово-пыльцевая диаграмма. Полученные данные свидетельствуют о существовании в течение каргинского времени сосновых лесов с примесью ели и пихты и березы в этапах потепления. Большое количество злаков и папоротников говорит о существовании разреженных остепненных лесов. В целом в разрезе отложений выделяется три этапа потепления, связанные с увеличением содержания пыльцы древесных пород. Для самого раннего потепления (глубины 310-340 см) содержание пыльцы древесных растений достигает 65-70%. Появляется пихта, возрастает содержание ели и березы. На глубинах 2,8-2,9 м доля пыльцы древесных растений сокращается до 20 %, а в подошве (глубина 2,4-2,6 м) нижнеосинской почвы (37300±1030 ¹⁴C л. н.) она увеличивается до 50 %. Отмечается максимальное содержание пыльцы ели. Формируются серая лесная почва. Это время соответствует оптимуму около 39-41 ¹⁴C тыс. лет [1, 4]. Четко оно прослеживается и в донных отложениях озера Котокель [6, 7].

На глубинах 2,0-2,3 м происходит резкое сокращение содержания древесных пород. Вероятно 31-34 ¹⁴C тыс. л. н. отмечалось резкое (коношельское) похолодание. Подтверждением является псевдорорфо́за, рассекающая нижнеосинскую почву. В конце коношельского похолодания прослеживается кратковременное потепление и восстановление сосновых лесов. Последний пик содержания древесных пород в разрезе (1,6-1,75 м) связан с липовско-новоселовским потеплением в подошве верхнеосинской почвы. Это потепление было менее значительным, чем потепление во время формирования нижнеосинской почвы; в растительном покрове наряду с сосной значительную роль играла лиственница, формируются бурая лесная слоистая почва, в верхней части профиля которой, содержание пыльцы древесных пород сокращается, а злаков возрастает. Выше залегают сартанские лессовидные карбонатные супеси и пылеватые пески.

Следовательно, на основании изучения и датирования каргинских отложений выявлены три интерстадиальных потепления, разделенные этапами похолоданий, причем климатические изменения подчас были очень резкими.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг., государственный контракт № П 363 и проекта РФФИ 10-05-01070.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука. – 1974. – 254 с.
2. Воробьева Г.А. Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Байкал – природная лаборатория для исследований изменений окружающей среды и климата. – Иркутск: Изд-во Лисна, 1994. – Т. 2. – С. 55.
3. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. – 205 с.
4. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. – Ленинград: Изд-во ЛГУ. – 1987. – 300 с.
5. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Ридель Ф. Климатически обусловленные изменения природной среды юга Восточной Сибири в МИС 1-3 // Геология морей и океанов. – М: Гео, 2009. – Т. 1. – С. 134–138.
6. Shichi K., Takahara H., Krivonogov S.K. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from lake Kotokel, central Baikal region // Quaternary International. – 2009. – V. 205. – № 1-2. – P. 98-110.
7. 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. – V. 296. – № 1-2. – P. 185-198.

ЧЕЛОВЕК И ПРИРОДНАЯ СРЕДА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Арсланов Х.А.¹, Друзинина О.А.², Кулькова М.А.³, Сапелко Т.В.⁴, Субетто Д.А.³, Сходнов И.Н.⁵

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

² Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, olga-druzhinina@rambler.ru

³ Российский государственный педагогический университет им. А. Герцена, Санкт-Петербург

⁴ Институт озераедения РАН, Санкт-Петербург

⁵ НИЦ Прибалтийская археология, Калининград

THE HUMAN AND ENVIRONMENT OF SOUTHEAST BALTIC ON THE BOUNDARY OF THE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE

Arslanov Kh.A.¹, Druzhinina O.A.², Kulkova M.A.³, Sapelko T.V.⁴, Subetto D.A.³, Skhodnov I.N.⁵

¹ St. Petersburg State University, St. Petersburg

² I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad

³ Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg

⁴ Institute of limnology RAS, St. Petersburg

⁵ Scientific Research Center «Prebaltic Archaeology», Kaliningrad

Для Юго-Восточной Прибалтики (Калининградская область РФ) в силу различных исторических причин характерна фрагментарность сведений о палеогеографических и историко-культурных процессах, происходивших на этой территории в финале плейстоцена и в голоцене. Для решения задач, направленных на детализацию поселенческой ситуации, существовавшей в Юго-Восточной Прибалтике с позднеледниковья, были организованы комплексные исследования, сочетающие методы естественных наук, археологии и ГИС (проекты РФФИ 09-06-00150а, МинОбр РНПВШ 2.2.1.1./12950). Методика работ включает изучение объектов палеогидросети с целью реконструкции изменений природных обстановок поздне- и послеледниковья, археологическое обследование наиболее перспективных в палеоэкологическом отношении природных районов, исследование опорных памятников археологии с применением радиоуглеродного, палинологического, геохимического методов, точную геоморфологическую и ландшафтную привязку памятников к электронной карте.

Нами были обобщены данные палеогеографии и проведены реконструкции природной среды позднеледниковья Юго-Восточной Прибалтики. Исследование показало, что природно-климатические условия позднего плейстоцена были достаточно благоприятны или, по крайней мере, не препятствовали освоению рассматриваемой территории. Ретроспективный анализ природных условий позволил выделить наиболее благоприятные

для освоения в позднеледниковые ландшафтные районы и потому наиболее перспективные в отношении палеоэкологических исследований. С 2006 г. на территории двух из них – Шешупской равнины и Виштынецкой возвышенности – проводятся целенаправленные полевые исследования памятников каменного века. В ходе ряда экспедиций были открыты и обследованы около двух десятков стоянок каменного века, в том числе десять, датируемых поздним палеолитом – ранним мезолитом.

Полученная в процессе полевых и камеральных работ информация систематизируется для представления в виде: 1) электронной базы данных, включающей следующие характеристики: координаты памятника, современное топографическое положение, палеогеографическую характеристику памятника, культурную атрибуцию, хронологию, сведения о находках; 2) специализированного ГИС-слоя «Археологические памятники Калининградской области» в структуре создаваемой ГИС «Калининградская область».

На одной из позднеледниковых стоянок Шешупской равнины – Рядино 5, в 2009 г. начаты комплексные исследования [1]. Помимо спасательных археологических работ проводится палеоэкологическое изучение стоянки. Полученная на сегодняшний день коллекция кремневых предметов составляет 2200 экз.; проводится ее трасологический анализ (ИИМК РАН). Отобраны образцы грунта на палинологический анализ, планируется осуществить OSL—датировку отложений. На памятнике проведены площадные геохимические исследования, направленные на реконструкцию функциональных зон поселения. Наряду с исследованием, включающим выявление комплексов элементов, связанных с антропогенной деятельностью и природными процессами, были построены геохимические карты, отражающие распределение отдельных антропогенных и природных компонентов на площади поселения. Интересные результаты получены в ходе геолого-геоморфологического и геофизического обследования стоянки. Выявлены геологические структуры, нарушающие естественную «нормальную» стратиграфию раскопа. Данные структуры первоначально рассматривались как антропогенные – хозяйственные ямы, однако этот вывод не подтвердили дальнейшие археологические исследования, а также результаты геохимических анализов проб грунта. Последующее детальное изучение стратиграфии раскопа позволило интерпретировать их как палеосейсмодислокации. О сейсмическом генезисе данных нарушений получены предварительные заключения специалистов Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта, г. Москва (д.г.-м.н. А.А. Никонов) и Сейсмической лаборатории БФУ им. И. Канта, Калининград (к.г.-м.н. Г.И. Аносов). Данный вывод требует подтверждения в ходе дальнейших исследований стоянки.

Изучение объектов палеогидросети Шешупской равнины началось с исследования болота Великое (54° 57' 06" с.ш., 22° 20' 28" в.д.; высота над у.м. 34 м; площадь около 2000 га). Разрез болота представлен отложениями, характеризующими изменения природных условий на протяжении последних 7, 5 тыс. лет [2]. Осуществлено бурение до глубины 6,6 м (заложены 3 скважины, отметки устья которых зафиксированы прибором спутниковой навигации GPS и занесены в создаваемую базу палеогеографической информации). Скважинами вскрыты отложения озерной и болотной стадий развития водоёма; отобраны образцы гитти, торфа, древесины. В лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ получены 27 радиоуглеродных датировок, самая ранняя из которых 7520±70 кал. лет (ЛУ-6261) относится к атлантическому периоду голоцена. Проведены также диатомовый, палеоботанический, палинологический анализы отобранных проб. Полученные результаты демонстрируют особенности развития исследованного водоема на протяжении атлантической и последующих эпох и позволяют приблизиться к осуществлению реконструкции изменений природной среды в указанный период времени. Составленная спорово-пыльцевая диаграмма включает 5 пыльцевых зон, формирование которых происходило в атлантико-субатлантическое время по схеме Блитта-Сернандера. Результаты спорово-пыльцевого анализа позволяют заключить, что во время формирования палинозон 2 и 3 в течение второй половины атлантикума и практически всего суббореала спектры содержат максимальное количество ольхи (40-60%), широколиственных пород – вяза, липы, дуба (в сумме до 20%) и орешника (до 20%). По всему разрезу наблюдается абсолютное господство пыльцы древесных пород и кустарников (80-95%), лишь в конце субатлантикума зафиксировано сокращение пыльцы древесных до 65% и увеличение травянистых растений. Все данные внесены в базу палеогеографической информации и будут использованы для построения палеоландшафтных карт.

Ожидаются результаты полевых экспедиционных работ 2010 г. на Виштынецкой возвышенности. В этом природной районе проведены рекогносцировочные физико-географические исследования озер малой Виштынецкой группы, на которых будет осуществлен отбор проб донных отложений и их комплексный палеогеографический анализ; взяты пробы на палинологический и геохимический анализы на одной из мезолитических стоянок.

Проводимые исследования ранних этапов заселения Юго-Восточной Прибалтики направлены на создание схемы демографических процессов, происходивших на территории рассматриваемого региона в позднеледниковое - раннеголоценовое время, с учётом динамики природной среды. Это позволит оценить воздействие природных факторов на формирование социально-этнических общностей, а также ранних форм хозяйственной деятельности на природные биоценозы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дружинина О.А. Отчет об археологических исследованиях (разведках) в нижнем течении р. Шешупе в Неманском районе Калининградской области в 2008 году // Архив ИА РАН. – М. – 2009. – 42 с.
2. Arslanov Kh.A., Druzhinina O., Savlieva L., Subetto D., Skhodnov I., Dolukhanov P.M., Kuzmin G., Chernov S., Maksimov F., Kovalenkov S. Geochronology of vegetation and paleoclimatic stages of South-East Baltic coast (Kaliningrad region) during Middle and Late Holocene / Methods of absolute chronology. – Gliwice. – 2010. – P. 39.

ВОЗРАСТ ПОЧВЕННО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ЧЕХЛА И ХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА О. МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ) В ГОЛОЦЕНЕ

Арсланов Х.А.¹, Мелекестев И.В.^{2,4}, Разжигаева Н.Г.³, Дегтерев А.В.⁴, Рыбин А.В.⁴

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, arslanovkh@mail.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, melekestev@kscnet.ru

³ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tig.dvo.ru

⁴ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, rybyn@imgg.ru

AGE OF SOIL-PYROCLASTIC SEQUENCES AND CHRONOLOGY OF VOLCANIC ACTIVITY ON MATUA ISLAND (CENTRAL KURILS) DURING THE HOLOCENE

Arslanov Kh.A.¹, Melekestev I.V.², Razjigaeva N.G.³, Degterev A.V.⁴, Rybin A.V.⁴

¹ Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg

² Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky

³ Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok

⁴ Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

История активности вулканов в центральной части Большой Курильской гряды плохо изучена. В результате проведенных в этом районе трех комплексных экспедиций в рамках «Курильского биоконексного проекта: человеческая уязвимость и способность к восстановлению при субарктических изменениях» Национального научного фонда США (NSF) ARC-0508109 американскими, японскими и российскими исследователями было получено большое количество данных по хронологии извержений в среднем-позднем голоцене [3], но сведения о более ранних этапах вулканической активности в конце плейстоцена-раннем голоцене практически отсутствовали. В 2010 г. была организована экспедиция, во время которой было описано и детально опробовано 7 разрезов почвенно-пирокластического чехла в южной части о. Матуа, разрез торфяника на побережье бух. Айну и один разрез почвенно-пирокластического чехла на близлежащем к Матуа о. Топорковый [2]. Основная цель исследований – определение возраста наиболее крупных извержений и временных границ стадий вулка-

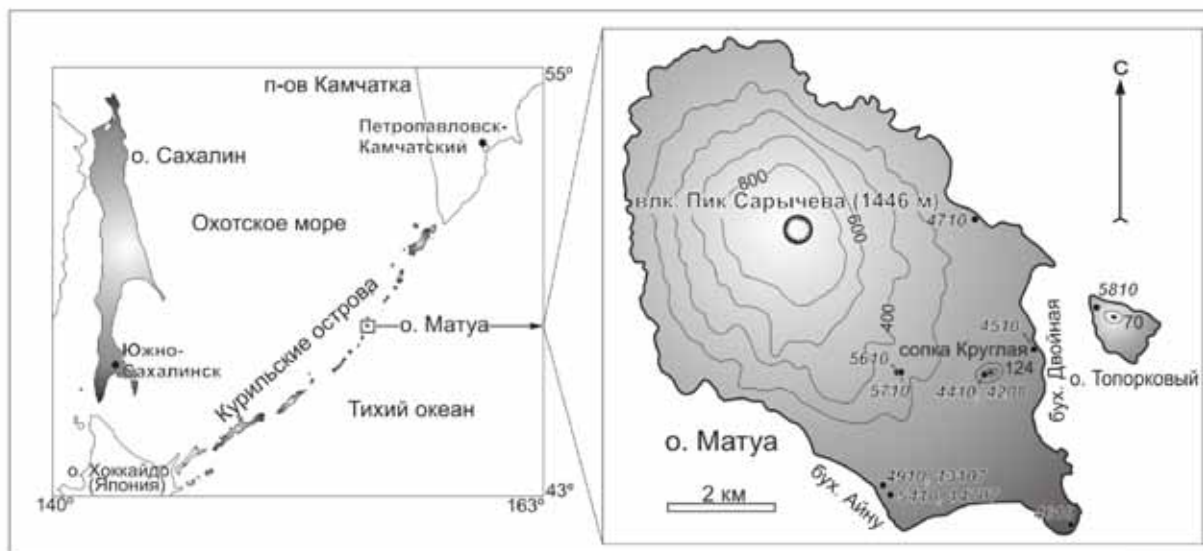


Рис. 1. Схема района работ и положение изученных разрезов.

нической деятельности на о. Матуа, где расположен один из наиболее активных вулканов Курильской островной дуги – влк. Пик Сарычева. В течение исторического периода зафиксировано не менее 10 извержений этого вулкана, самое молодое из которых произошло в июне 2009 г. [1].

Наиболее представительные разрезы обнаружены на сопке Круглая, в береговых обрывах бух. Двойная и района мыса Орлова (рис. 1). Разрезы сложены пирокластикой влк. Матуа и возникшего в его кальдере крупного центрального конуса – влк. Пик Сарычева. Они вскрывают вулканические слоисто-охристые дерновые и грубогумусовые почвы с многочисленными погребенными горизонтами. Максимальное количество погребенных почв (26) обнаружено в разрезе бух. Двойная. В зависимости от длительности перерывов между извержениями, а также климатических, ландшафтных обстановок, условий погребения гумусированность почв и сохранность погребенных почвенных профилей разная. Радиоуглеродное датирование некоторых образцов почв (ЛУ-6604, ЛУ-6596, ЛУ-6597, ЛУ-6607, ЛУ-6595, ЛУ-6600, ЛУ-6583) произведено по малым количествам гумуса, чем и объясняется значительный разброс значений дат для предположительно одних и тех же горизонтов погребенных почв (табл.).

Таблица. Результаты определения возраста радиоуглеродным методом погребенных почв и торфа из голоценовых разрезов о. Матуа (Центральные Курилы)

Лабораторный номер	Номер образца	Интервал, м	Материал	Место отбора	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст cal BP, лет
ЛУ-6604	1/4410	4.35-4.40	почва	сопка Круглая	10900±900	12660±1230
ЛУ-6596	3/4410	3.88-3.93	почва	там же	11030±640	12800±820
ЛУ-6585	4/4410	3.88-3.93	почва	там же	6780±300	7650±280
ЛУ-6597	7/4410	2.72-2.75	почва	там же	5380±410	6170±460
ЛУ-6357	1/4208	1.83-1.84	почва	там же	2350±100	2430±180
ЛУ-6368	2/4208	2.28-2.29	почва	там же	3680±80	4030±110
ЛУ-6603	2/4510	1.40-1.43	почва	бух. Двойная	440±60	460±80
ЛУ-6606	3/4510	1.54-1.58	почва	там же	1420±50	1350±40
ЛУ-6588	4/4510	2.41-2.42	почва	там же	2820±80	2960±110
ЛУ-6607	7/4510	6.16-6.21	почва	там же	9610±700	11080±990
ЛУ-6592	1/4610	0.60-0.63	почва	М. Орлова	440±50	470±60
ЛУ-6594	2/4610	1.88-1.93	почва	там же	4340±110	4990±180
ЛУ-6601	3/4610	2.48-2.51	почва	там же	6580±160	7460±140
ЛУ-6587	4/4610	2.60-2.62	почва	там же	7340±250	8160±230
ЛУ-6595	5/4610	2.98-3.03	почва	там же	8800±730	10010±970
ЛУ-6584	1/4910	0.10-0.11	торф	бух. Айну	140±50	≤200
ЛУ-6564	2/4910	0.44-0.45	торф	там же	720±60	670±60
ЛУ-6571	3/4910	0.70-0.71	торф	там же	1380±50	1310±40
ЛУ-5929	6/13107	1.03-1.05	торф	там же	1750±50	1680±70
ЛУ-5930	9/13107	1.39-1.42	торф	там же	2220±50	2240±70
ЛУ-6600	1/14707	2.20-2.25	почва	там же	3190±400	3440±500
ЛУ-6583	1/5610	9.60-10.61	почва	Лахар	9640±390	11100±600
ЛУ-6605	1A/5610	3.83-3.86	почва	там же	6470±170	7360±160

Примечание: значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» Кёльнского университета 2006 года, авторы B. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke (www.calpal.de).

В нижней части разрезов вскрыт слой белой андезидацитово-дацитово-пемзы ($\text{SiO}_2=60,6-66,1\%$) очень мощного извержения начальной стадии вулканической активности в пределах ранее образованной кальдеры на вулкане Матуа. Из почвы под пемзой получены ^{14}C -даты 9640±390 л. н., ЛУ-6583; 9610±700 л. н., ЛУ-6607; 10900±900 л. г., ЛУ-6604. В разрезе Сопки Круглая выше пемзы лежит почва, из которой получена ^{14}C -дата 11030±640 л. н. ЛУ-6596. Из почвы, перекрывающей этот же слой пемзы на мысе Орлова, получена ^{14}C -дата 8800±730 л. н., ЛУ-6595. Поэтому принятый возраст извержения – конец позднего плейстоцена - начало голоцена.

Строение разрезов свидетельствует, что после образования кальдеры активность влк. Матуа была очень высокой, особенно часто крупные извержения происходили в среднем голоцене. В результате был сформирован чехол, включающий горизонты грубой тефры андезитового состава, мощность слоев на расстоянии 6-7 км

достигает 0,85 м. Из почв, погребенных грубой пирокластикой, получены ^{14}C -даты 7340 ± 250 л. н., ЛУ-6587; 6580 ± 160 л. н., ЛУ-6601; 6780 ± 300 л. н., ЛУ-6585; 6470 ± 170 л. н., ЛУ-6605; 5380 ± 410 л. н., ЛУ-6597. Возможно, некоторое снижение активности наблюдалось во второй половине среднего голоцена около 4340 ± 110 л. н., ЛУ-6594. В конце среднего голоцена произошли крупные извержения вулкана, в результате которых были образованы два слоя пемзовидных андезитов (мощностью до 0,75 м), разделенные маломощным прослоем почвы с ^{14}C -датой 3680 ± 80 л. н., ЛУ-6368. Из почвы над верхним слоем получена ^{14}C -дата 2820 ± 80 л. н., ЛУ-6588. Тефра этих извержений, представленная мелкозернистым песком (мощность 10 см), хорошо выражена в разрезах торфяников о. Расшуа, где из торфа под прослоем пеплов получена ^{14}C -дата 4160 ± 50 л. н., ГИН-13908, а из перекрывающего торфа – 2970 ± 80 л. н., ЛУ-5757. В позднем голоцене активность влк. Матуа несколько снизилась. Наиболее мощное извержение произошло в начале позднего голоцена около 2350 ± 100 л. н., ЛУ-6357. На основании изучения разреза торфяника на побережье бух. Айну определен возраст извержений около 1750 ± 50 л. н., ЛУ-5929; 1380 ± 50 л. н., ЛУ-6571. Близкая дата 1420 ± 50 л. н., ЛУ-6606 получена в разрезе бух. Двойная из почвы под слоем тефры одного из извержений заключительной фазы активизации влк. Матуа. Почти во всех разрезах встречены транзитные вулканические пеплы С-Кг (возраст 2.1-2.3 кал. л. н.), источник находился на севере о. Итуруп, и Us (возраст 1.9 кал. л. н.) кальдерообразующего извержения вулкана Ушишир на о. Янкича. Во второй половине позднего голоцена вулканическая активность на о. Матуа снизилась.

В самом конце позднего голоцена сформировался вулкан Пик Сарычева, неоднократные извержения которого привели к формированию мощного покрова шлаков на всей территории острова. В начале произошли два катастрофических извержения, в составе материала которых преобладала резургентная пирокластика. Из почвы под шлаками получены ^{14}C -даты 440 ± 50 л. н., ЛУ-6592; 440 ± 60 л. н., ЛУ-6603, позволившие определить возраст вулкана около 460-470 л. н., что подтверждает сделанные во время экспедиции предположения [2].

Таким образом, определен возраст этапов эруптивной активности на о. Матуа: 1. Катастрофическое кальдерообразующее извержение с образованием кальдеры типа Кракатау размером $3,5 \times 3$ км и массовым (не менее $8-10 \text{ км}^3$) выбросом андезидацитов и дацитов пирокластики – конец позднего плейстоцена; 2. Андезитовый этап с большим количеством (> 30) извержений разной силы – большая часть катастрофических извержений произошла в среднем голоцене; 3. Андезибазальтовый этап, когда был сформирован современный действующий стратовулкан Пик Сарычева, начался около 460-470 л. н. Деятельность вулкана была преимущественно эксплозивной и эксплозивно-эффузивной. Извержения сопровождалось многочисленными шлаковыми пирокластическими потоками, мощные толщи отложений которых вскрываются в береговых обрывах острова.

Авторы приносят глубокую благодарность С.Б. Чернову, Ф.Е. Максимова, Т.В. Тертычной, А.А. Стариковой и А.Ю. Петрову за выполнение работ по датированию образцов. Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ, проекты 10-05-00797, 09-05-00003, 09-05-00718, 10-05-10052.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левин Б.В., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г. и др. Комплексная экспедиция «Вулкан Пик Сарычева-2009» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. – 2009. – № 6. – С. 98-104.
2. Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин А.В. и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева – 2010» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 6. – С. 152-159.
3. Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T., Baba A., Kusugi A. Preliminary Report on Volcanological Research of KBP 2007-2008 Cruise by Japanese Volcanology group // KBP Report. – 2008. – 54 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА РОССИЙСКОГО СЕВЕРА

Астахов В.И.

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

SUMMARY OF THE UPPER PLEISTOCENE CORRELATIONS IN THE RUSSIAN NORTH

Astakhov V.I.

St. Petersburg University

Реконструкции природных обстановок плейстоцена на севере всегда наталкивались на малую надежность корреляции опорных разрезов. В последнее десятилетие, благодаря международным усилиям, получен большой массив геохронометрических данных, позволяющий на современном уровне сравнить одновременные события позднего неоплейстоцена по всему евразийскому северу (рис. 1).

Прежние схемы корреляции верхов четвертичного покрова во многом зависели от радиоуглеродных датировок [1], выполненных по крупнообъемным пробам, часто содержащим смешанный и загрязненный орга-

нический материал. Передатирование тех же слоев современной AMS методикой ^{14}C анализа по микропробам зачастую показывает гораздо более древние возрасты. Удревнение большинства плейстоценовых органо-генных слоев независимо подтверждается массовыми измерениями оптически стимулированной люминесценции (OSL), а местами ЭПР, Th/U и космогенного ^{10}Be [2, 3]. С увеличением возраста разброс любых дат растет, параллельно растет и потребность в их статистически представительном множестве. Для ^{14}C метода критическая область оценок хронометрического возраста начинается с 30-35 тыс. лет, для OSL метода – это 100-150 тыс. лет. На этих уровнях единичные даты бесполезны ввиду их статистической невалидности. Принципиально иную корреляционную надежность обеспечивают современные популяции дат, такие как 60 ^{14}C дат на мысе Саблера или 90 на п-ве Быковском (Сб и ПБ на рис. 1). На рис. 1 указаны разрезы с наиболее представительными сериями дат плюс единичные, наиболее надежные даты по мерзлым останкам мамонтов.

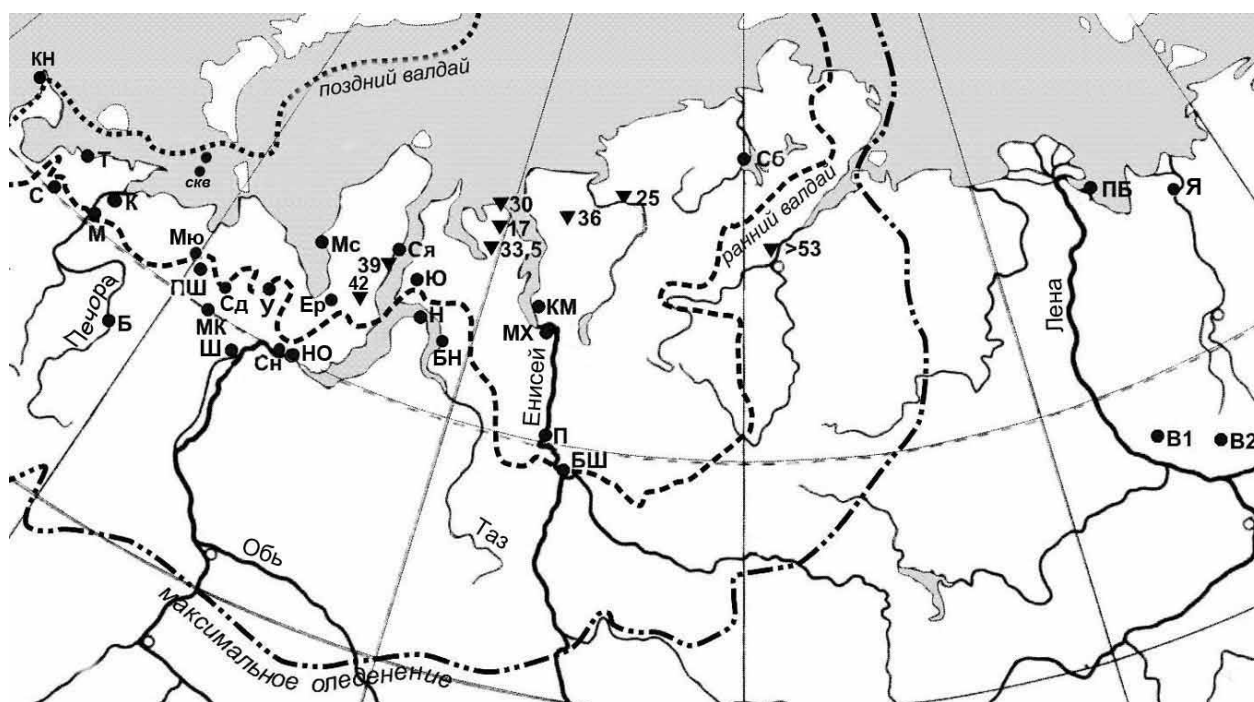


Рис. 1. Геохронометрически обеспеченные разрезы верхнего неоплейстоцена: КН – Канин Нос [2], Мю – Море-Ю, Ер – Ерката, Мс – Марресале, М – Мархида, НО – Надымская Обь, С – Сула, Сд – Сейда, скв – скважины на дне Печорского моря с «древними» AMS датами поверх морены, Сн – Сангомпан, Т – Тиманский Берег, Ш – Шурышкары (источники см. в [4]), К – Куя [5], Сеяха – [6], Сб – мыс Саблера [7], ПБ – п-ов Быковский [8], В1 и В2 – Верхоянский хр. [9], У – Пол. Урал, Ю – Юрибей, БН – Белая Яра и Нюнтеда-Яха, Н – мыс Наблюдений, МХ – Малая Хета, КМ – Мыс Каргинский, П – Полой, БШ – Большой Шар, треугольники – останки мамонтов на поверхности с их ^{14}C возрастом, тыс. лет (источники см. в [10]), Палеолитические стоянки: Б – Бызовая, МК – Мамонтова Курья, ПШ – Пымва-Шор [11], Я – Янская [12].

Сотни новых датировок, полученных международными коллективами, ввиду их гораздо лучшей представительности позволяют серьезно уточнить хроностратиграфическую позицию климатолитов севера. Существенным достижением явилось определение календарного (не «абсолютного»!) возраста в 17-18 тыс. л. н. для СВ края последнего Скандинавского ледника ([2], КН на рис. 1). Еще важнее возраст древнее 50 тыс. лет, установленный для подавляющего большинства нескандинавских ледниковых образований северной Евразии, включая горные морены Урала и Верхоянья [3, 4, 9, 10].

Новые корреляционные возможности яснее всего видны на примере двух основных реперов верхнего неоплейстоцена: *главного термомера* (1-я ступень ОСШ) и *верхнего криомера* (4-я ступень). Локализация этих двух уровней на разных меридианах резко повышает надежность палеогеографических построений. В арктической области древнего оледенения из межледниковых (по фаціальным и палеонтологическим признакам) отложений получено 48 OSL дат в интервале от 80 до 166, среднее 118 тыс. лет (в Сибири среднее по 32 датам = 124 тыс. лет), что удовлетворительно сходится со стандартной оценкой астрономического возраста земского интервала в 117–130 тыс. л. н. Следовательно, несмотря на ощутимый разброс значений, OSL даты содержат значимый корреляционный сигнал. Однако, статистика дает два разных средних возраста межледниковых толщ на западе и востоке с одной стороны (112 тыс. лет), и в центре арктической Западной Сибири (134 тыс. лет) – с другой (рис. 2). Пока неясно связано ли это с более поздним проникновением бореального моря на Печору и Енисей, или с недостаточной точностью OSL метода. В любом случае современная хронометрия определенно относит все опорные разрезы каргинского горизонта Сибири к 1-й ступени ОСШ и к земскому ярусу Западной

Европы. Их прежняя корреляция с морской изотопной стадией (МИС) 3 невалидна, как и прежние «древние» ^{14}C даты [1], такие как в правой колонке рис. 2. На Кольском п-ове аналогичная ошибка была выявлена Х.А. Арслановым с соавторами еще в 70-х годах. Не столь ясна хроностратиграфическая позиция казанцевских морских слоев с вымершим моллюском *Cyrtodaria angusta*, но на Оби и Печоре такие пески известны в скважинах под среднелепестовыми моренами [10].

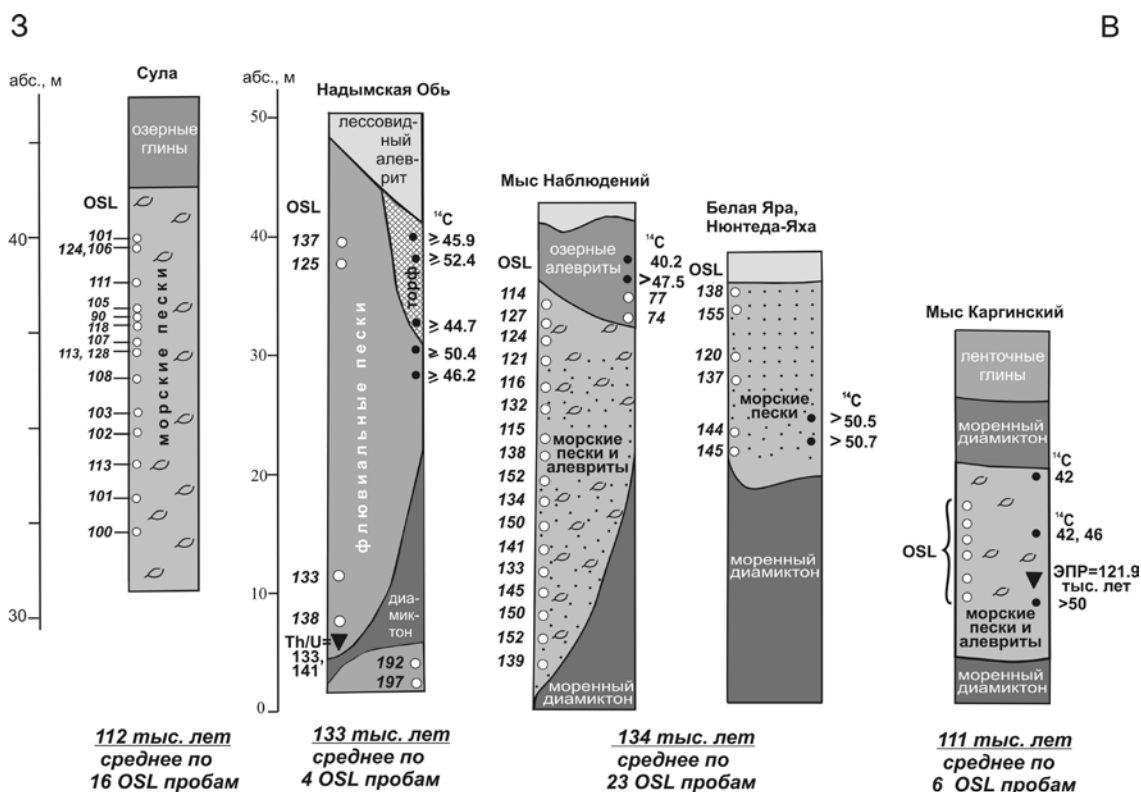


Рис. 2. Датированные отложения последнего межледникового на Печоре и в Западной Сибири (источники: см. [4] и [10]). Белые кружки – OSL даты, черные – ^{14}C , треугольники – Th/U и ЭПР даты, тыс. лет. Положение разрезов – см. рис. 1.

С поверхности арктические равнины сложены покровным комплексом, состоящим на европейском Севере и на Оби из эоловых песков и алевритов с прослоями солифлюкционных диамиктов, но без признаков ледниковой деятельности (рис. 3). На Ямале в мерзлом покровном комплексе появляются многоярусные системы полигонально-жильных льдов, которые, увеличиваясь в объеме к востоку, на побережье моря Лаптевых уже преобладают в разрезе. Параллельно растет и ископаемая биомасса, включая торфянистые прослои и кости млекопитающих. Последледниковая покровная толща дает полный спектр доголоценовых радиоуглеродных дат, включая запредельные (рис. 3). В ее составе прослеживаются обогащенные органикой линзы с трупами мамонтов (рис. 1) и даже стоянки древнего человека (две левые колонки на рис. 3, см. также [11, 12]). Для этого интерстадиала с возрастом 50-28 тыс. ^{14}C лет (варьяхинского по [10]) повсеместно регистрируется резко континентальный климат перигляциального типа с ростом сингенетических ледяных жил при низком уровне моря, что видно из минимальных отметок льдистых алевритов (рис. 3). Высокая продуктивность таких ландшафтов определялась летними температурами, которые по энтомологическим данным превышали современные [8]. Отложения холодного моря эпохи МИС 3 фрагментарно встречаются в гляциоизостатических прогибах современного шельфа и приморских низин [3, 4]. Радиоуглеродный возраст наиболее льдистой верхней субазральной толщи согласно сотням датировок, включая 5 опорных разрезов, находится в интервале 28-12 тыс. л. н., а OSL возраст – 33-13 тыс. л. н. [4, 5, 8, 10]. Этот *верхний криомер* и есть второй, самый надежный стратиграфический репер. Сложно построенный *осадочный комплекс последнего оледенения*, наступавшего с Карского шельфа, зажат между двумя этими реперами, и поэтому его возраст со всеми стадиями лежит в интервале 90-50 тыс. л. н.

Новейшие данные позволяют уверенно сопоставить события позднего неоплейстоцена арктической суши России с западноевропейской климатической историей, избавляясь от некоторых ошибочных корреляций, принятых прежними стратиграфическими схемами Сибири. Выясняется, что каргинский термомер как по палеоклиматическим, так и по хронометрическим показателям не может сопоставляться ни со средневислинским пленигляциалом на уровне МИС 3, ни с бызовским интерстадиалом Печоры [11]. Каргинские морские слои с бореальной фауной (рис. 2), аллювий каргинской террасы Енисея, синхронные мощные торфяники, на-

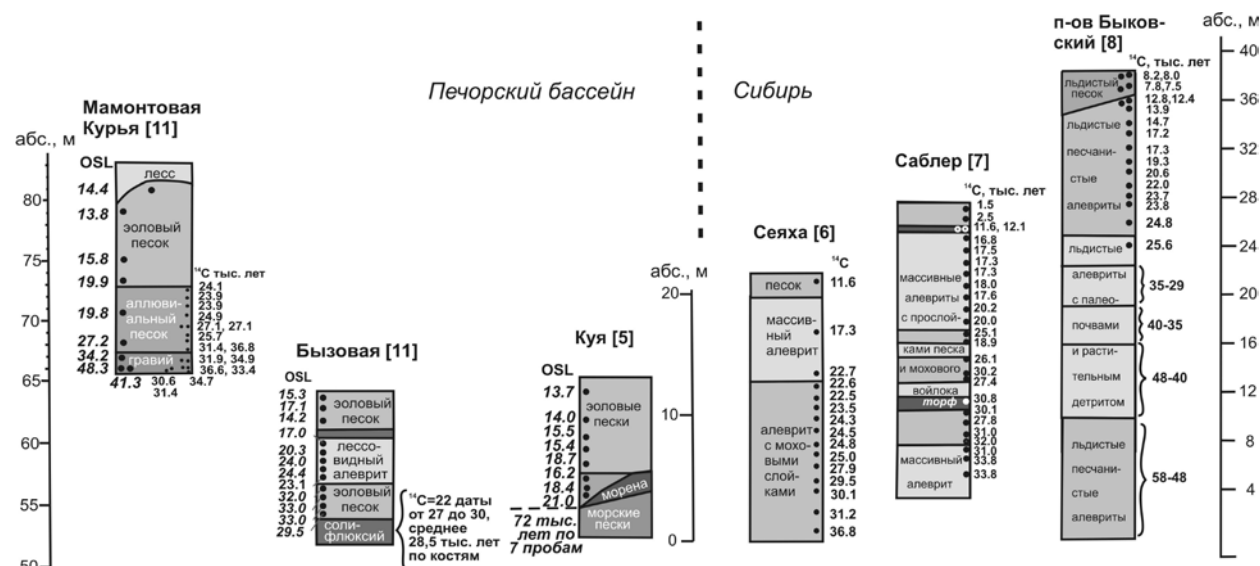


Рис. 3. ^{14}C (прямой шрифт) и OSL (курсив) даты в разрезах покровного комплекса Печоры и Сибири.

1. Кинд Н.Б. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 255 с.
2. Demidov I. N. et al. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. – 2006. – V. 35. – С. 425-443.
3. Svendsen J. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – V. 23 (11-13). – P. 1229-1271.
4. Астахов В.И. и др. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 190-206.
5. Астахов В.И., Свенсен Й.И. Природная обстановка первоначального заселения Приуралья Севера. Путь на Север: окружающая среда и ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: Наука, 2008. – С. 98-106.
6. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. – М.: МГУ, 2000. – 616 с.
7. Möller P. et al. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // *Boreas*. – 1999. – V. 28(1). – P. 92-114.
8. Sher A.V. et al. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals // *Quaternary Science Reviews*. – 2005. – V. 24. – P. 553-569.
9. Зигерт К. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 222-228.
10. Astakhov V., Nazarov D. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – V. 29. P. – 3615-3629.
11. Svendsen J.I. 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. – V. 29. – P. 3138-3156.
12. Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. – СПб: Наука, 2010. – 264 с.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ГОЛОЦЕНА В БАССЕЙНЕ АМУРА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Базарова В.Б., Мохова Л.М., Гребенникова Т.А.

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

HOLOCENE CLIMATIC EVENTS IN AMUR RIVER BASIN AND THEIR CORRELATION

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Grebennikova T.A.

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok

Бассейн реки Амур расположен в умеренных широтах Восточной Азии. Субширотная протяженность бассейна Амура способствует контрастности климатических условий ее внутриконтинентальных и приокеанических областей. Несмотря на принадлежность большей части территории внутриконтинентальной части бассейна Амура к зоне умеренных широт, расположение ее в глубине Азиатского материка, удаленность от океанов и морей, значительная приподнятость над уровнем моря обуславливают континентальный и резко континентальный климат. Континентальность климата здесь выражена гораздо резче, чем на тех же широтах Западной Сибири и Дальнего Востока. Климат большей части приокеанической области бассейна Амура имеет муссонные черты.

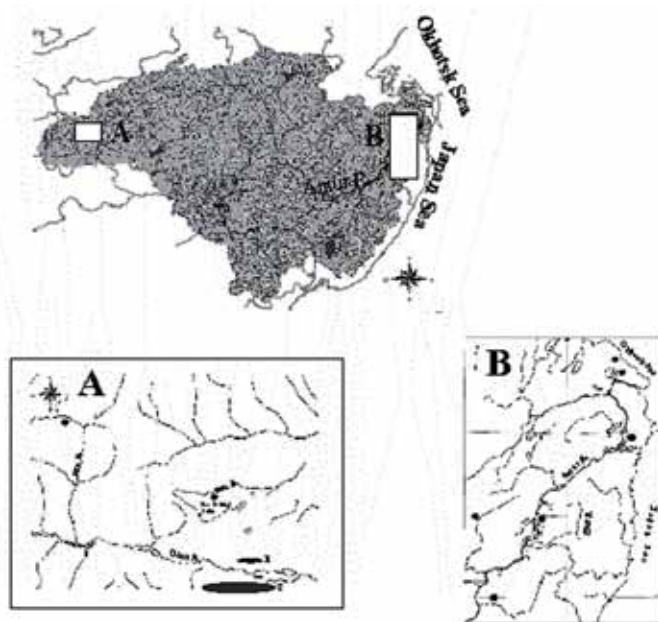


Рис. 1. Карта-схема бассейна р. Амур и районов исследований и расположения разрезов (А – внутриконтинентальная область, В – приокеаническая область).

реагировала на уменьшение влажности климата намного активнее. Значительно расширились площади степных ландшафтов и, соответственно, сокращались площади лесных массивов. В горах граница подгольцового пояса перемещалась на более низкие гипсометрические уровни. Сокращение количества атмосферных осадков способствовало распаду речных сетей, к понижению уровня равнинных мелководных озер; иногда до полного пересыхания водоемов.

Были реконструированы три значительных потепления в голоцене: в середине бореальной фазы, в конце атлантической фазы (оптимум) и во второй половине суббореальной фазы голоцена. Эти потепления сопровождалось увеличением атмосферного увлажнения. В приокеанической области бассейна в лесных формациях увеличивалось участие широколиственных пород. В оптимум голоцена граница хвойно-широколиственной зоны достигала устьевой зоны Амура [1, 2, 3]. В настоящее время она находится более чем на 400 км южнее.

Реакция природной среды внутриконтинентальной области бассейна Амура на изменения климата в оптимум голоцена было значительнее. Увеличение атмосферного увлажнения способствовало значительному расширению площадей лесных массивов как на равнинных, так и горных районах, и, соответственно, сокращению степных ландшафтов. Граница лесной и степной зон продвинулась в южном направлении на несколько сотен километров. В лесных формациях появились темнохвойные породы, такие как ель и пихта, которые отсутствуют в современных лесах. С востока по долине р. Аргунь до хр. Хамар-Дабан проникали дуб и ясень

Исследования проводились во внутриконтинентальной и приокеанической областях бассейна Амура (рис. 1).

При изучении торфяных, озерных и пойменных отложений выделены два существенных похолодания, имевшие место в конце бореальной и начале суббореальной фазы голоцена. Эти похолодания сопровождалось значительным сокращением атмосферного увлажнения. Реакция природной среды на сокращение атмосферного увлажнения в разных концах бассейна была неоднозначной. Так в приокеанической части бассейна уменьшение влажности климата было не столь существенным, по сравнению с внутриконтинентальной частью. Оно влияло на изменения в лесных формациях на всех уровнях рельефа. В горных районах уменьшалось участие темнохвойных пород, из предгорных и равнинных лесов исчезали широколиственные породы [1, 2, 3]. Понижение влажности способствовало уменьшению скорости и перерывам торфонакопления в торфяниках разного типа [4]. Природная среда внутриконтинентальной области бассейна

[5, 6]. Увеличение количества атмосферных осадков способствовало повышению уровней равнинных озер. Максимальные размеры и уровни они достигали в оптимум голоцена.

По полученным материалам проведена корреляция климатических событий голоцена (рис. 2).

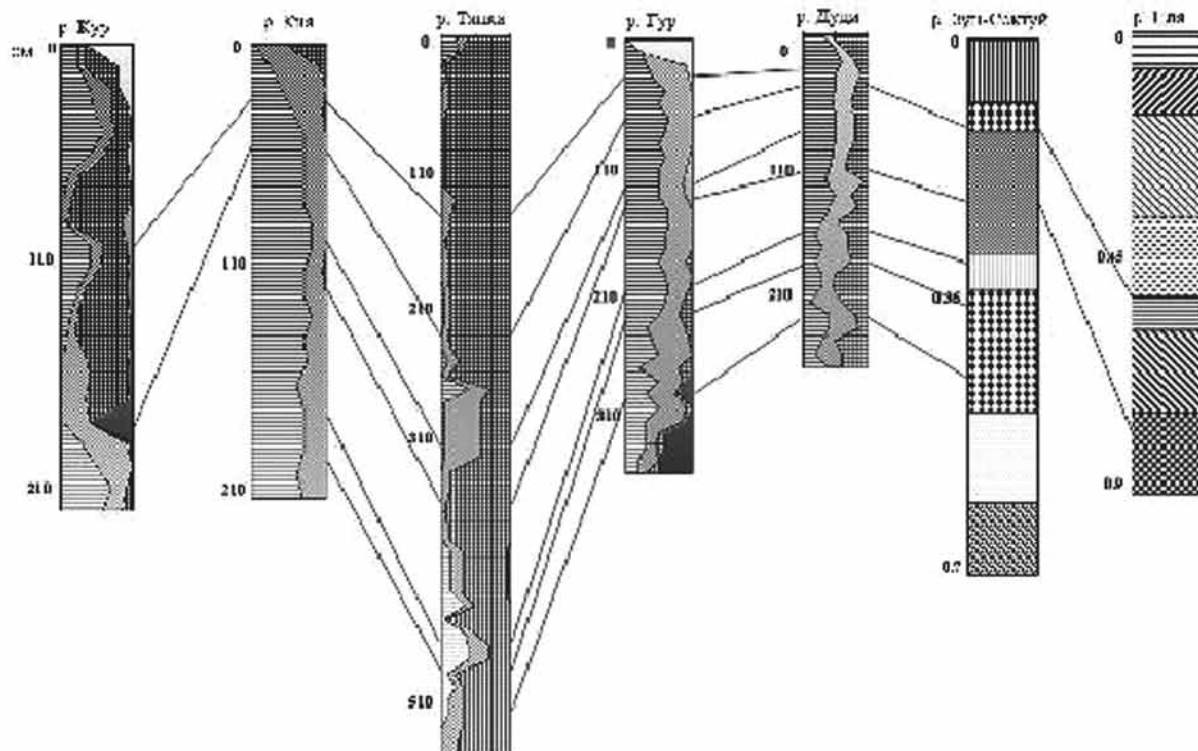


Рис. 2. Корреляция климатических событий голоцена в бассейне Амура.

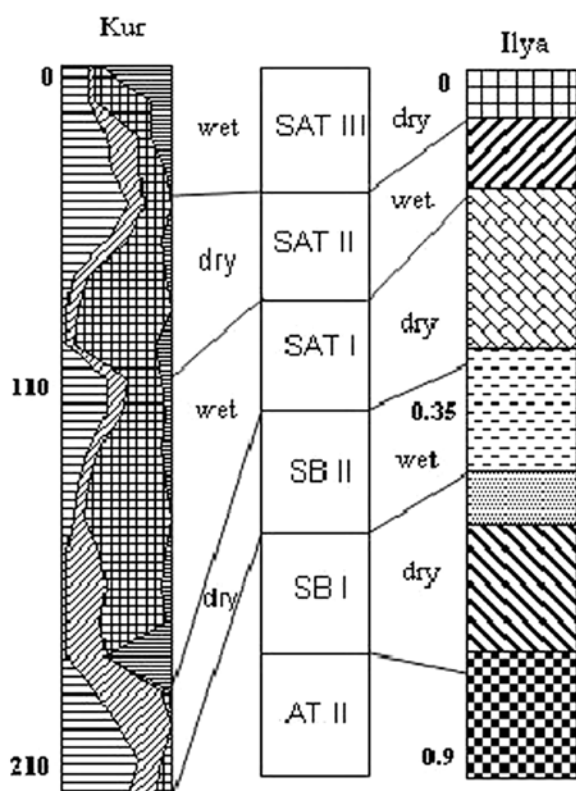


Рис. 3. Корреляция климатических событий позднего голоцена в бассейне Амура.

Полученные материалы позволяют говорить о том, что термические палеоклиматические события голоцена в разных частях бассейна Амура происходили синхронно. Более детальные исследования позднеголоценовых отложений показали, что во внутриконтинентальной и приокеанической областях бассейна в конце голоцена изменения влажности были асинхронными (рис. 3). Вероятными причинами проявления асинхронности являются как географическое расположение территорий, так и значительные различия в высотах над уровнем моря.

Реконструированные климатические события конца позднего плейстоцена и голоцена в бассейне Амура имеют хорошую корреляцию с соответствующими событиями приграничных областей – Западного Забайкалья, приуроченного к бассейну оз. Байкал, и северо-востока Монголии [5, 7, 8, 9]. Наряду с этим, полученные материалы позволяют говорить о синхронности климатических событий в северных и южных широтах Сибири, а также и в северо-восточной Евразии.

Работа поддержана грантами РФФИ 09-05-00044 и ДВО РАН 11-III- Д-09-003.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базарова В.Б., Климин М.А., Орлова Л.А., Мохова Л.М., Гвоздева И.Г. Изменение климата в голо-

цене на Гурском и Тяпкинском торфяных разрезах (Нижнее Приамурье) // Доклады рабочего совещания по изучению глобальных изменений на Дальнем Востоке. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – С. 99-111.

2. Bazarova V.B., Klimin M.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International. – 2008. – V. 179. – P. 9-19.

3. Mokhova L.M., Tarasov P.E., Bazarova V.B., Klimin M.A. Quantitative biome reconstruction using modern and late Quaternary pollen data from the southern part of the Russian Far East // Quaternary Science Reviews. – 2009. – V. 28. – P. 2913-2926.

4. Базарова В.Б. Пограничный горизонт: обсуждение проблемы на примере разрезов торфяников Нижнего Приамурья // Изменение климата, природные катастрофы и становление ландшафтов юга Дальнего Востока в плейстоцене-голоцене. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – С. 15-24.

5. 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.

6. Решетова С.А., Попов В.Б., Разгильдеева И.И. О возрасте надпойменных террас р. Чикой (Западное Забайкалье) // Палинология: стратиграфия и геоэкология. – СПб.: ВНИГРИ, 2008. – С. 208-212.

7. Виппер П.В., Голубева Л.В. К истории растительности юго-западного Забайкалья в голоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1976. – № 45. – С. 45-55.

8. Виппер П.В. К истории растительности Юго-Западного Забайкалья в голоцене // Ботанический журнал. – 1968. – Т. 23. – № 4. – С. 491-504.

9. Bazarova V.B., Mokhova L.M., Klimin M.A., Kopoteva T.A. Vegetation development and correlation of Holocene events in the Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International. – 2011. – V. 237. – P. 83-92.

О ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЕ ДНЕПРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ЮГЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Барг И.М.

Днепропетровский национальный университет им. О. Гончара, Днепропетровск, igorbarg@rambler.ru

ABOUT A WESTERN BOUNDARY OF DNEIPER GLACIATION ON THE SOUTHERN EAST-EUROPEAN PLATFORM

Barg I.M.

Dnipropetrovsk National University named after Oles Honchar, Dnipropetrovsk

В истории геологического развития Земли неоднократно возникали крупные оледенения, которые сменялись межледниковьями. Эти процессы наиболее активизировались на протяжении эоплейстоценовой и плейстоценовой эпохи четвертичного периода. В это время крупные покровные ледники из районов Скандинавии заняли большую часть Восточно-Европейской платформы и достигли на юге Украины городов Днепропетровска и Днепродзержинска. Самое крупное оледенение за четвертичный период получило название днепровского [1] Западной границей этого оледенения является село Бородаевка Верхнеднепровского района Днепропетровской области на Украинском кристаллическом щите, где установлена крупная морена днепровского ледника, залегающая на берегу Днепродзержинского водохранилища. Здесь встречены округлые валуны размерами до 5-7 м. розового гранита, покрытые многочисленными шрамами и бороздами и царапинами (рис. 1), которые были перенесены ледником на большое расстояние из районов Скандинавии. Важно подчеркнуть, что литологический состав гранитов не соответствует составу коренных пород, которые развиты на территории Украинского щита и по своему химическому составу отвечает породам, характерным для Швеции и Финляндии [2]. Морена образует 15 м обрыв полукилометровой длины, который сформировался в результате размыва Днепродзержинским водохранилищем. Указанная морена имеет значение, как региональный геоморфологический памятник под названием «Валуны». Она встречена также у села Домоткани [3]. В середине прошлого века Н.Н. Карлов обнаружил в районе г. Павлограда валун финляндского гранита, по химическим свойствам относящийся к гранитам-рапакиви. Подобные разности гранитов не встречаются на Украинском щите и перенесены на эту территорию из Скандинавии, где они имеют широкое распространение. В Павлоградском районе граниты вообще не выходят на поверхность и залегают там на больших глубинах. Очевидно, нет никакого сомнения, что встреченный валун представляет собой остаток ледниковой морены. На своей поверхности он также содержит явные следы длительного перемещения. Значительное количество гранитных валунов было встречено в устье р. Самары у поселка Игрень (пригород Днепропетровска). Отдельные из них достигают до 3 м в длину при огромном весе до нескольких тонн. Эти валуны испещрены многочисленными шрамами и ца-

рапинами, свидетельствующими о их транспортировке ледником. Имеются сведения о их хаотическом нагромождении на левом берегу Днепра против Днепропетровска, а также возле города Днепродзержинска. Приведенные сведения, подтверждают точку зрения исследователей, что во время днепровского оледенения ледник из Скандинавии двигался двумя рукавами: западный зафиксирован на уровне села Бородаевка, а восточный в районе Павлограда, откуда ледник направился к устью реки Дон [4]. Таким образом, наличие громадных валунов и обломков, их поверхностная обработка и чуждый литологический состав докембрийским породам Среднего Приднепровья, несомненно, свидетельствует о том, что здесь повсюду имеются остатки размытой морены днепровского оледенения, которая была принесена из Швеции и Финляндии.

Одними из важнейших показателей ледникового ландшафта являются лессовые породы Днепропетровщины, которые также широко приурочены к территории Северной Украины. В отличие от среднеазиатских, лессы Украины имеют явное флювиогляциальное происхождение [5] и приурочены к балкам и террасам Днепра, где они перемежаются с ископаемыми грунтами. Главные опорные разрезы лессовых толщ отмечены в балке Сажевка возле села Старые Кодак, а также возле города Вольногорска, где они были детально описаны многими исследователями. Несомненно, что лёссы образовались в ледниковые эпохи, а ископаемые грунты – в межледниковья. Содержащаяся в лессовых толщах ископаемая фауна, однозначно свидетельствует об их образовании в условиях чрезвычайно низких температур, в которых встречаются представители тундровой и арктической ископаемой фауны. Всестороннее минералогическое изучение лесса и его генезис дает возможность наиболее целесообразно использовать его при гражданском и промышленном строительстве, недооценка этих знаний приводит к крупным катастрофам в виде оползней, которые произошли на жилмассиве Тополь-1 в 1997 г. в г. Днепропетровске. Важно отметить, что П.А. Тутковский [6] сделал правильный вывод о связи лесса с материковыми оледенениями и тот факт, что северная полоса развития лесса совпадает с южной границей распространения ледниковых морен.

Гонимые арктическим климатом, в авангарде ледника двигались на юг мамонты, гигантские и благородные олени, бизоны и другие представители мамонтовой фауны. Об этом свидетельствуют многочисленные находки остатков мамонта вдоль берегов Днепра. В районе села Мишуринов Рог, недалеко от вышеописанной морены у с. Бородаевка (рис. 1), М.Ф. Носовский [7] обнаружил остатки мамонта и бизона, которые принадлежали *Mammuthus throgontherii throgontherii* W/ Gromova и *Bison priscus longicoria* W/ Gromova. Этот исследователь установил, что эти животные жили в начальную стадию днепровского оледенения, которое продолжалось от 230 до 187 тыс. лет.



Рис. 1. Остатки морены днепровского оледенения у села Бородаевка.

В 1982 г. при углублении земелярядом русла р. Днепр на северо-западной окраине г. Днепропетровска примерно в 200-250 м от современной линии правого берега в пойменной террасе р. Днепр, которая сейчас залита водой, на глубине 10-13 м обнаружены крупные зубы слона, принадлежащие к *Mammuthus primigenius* Blum [8]. Эти зубы оказались наиболее крупными в Европе и их жевательная поверхность достигала 403 мм (рис. 2). По определению А.Д. Сулержицкого (ГИН АН России) возраст находок мамонта по C^{14} равен 30000 ± 1000 лет, что позволяет отнести эту ископаемую фауну к второму климатическому оптимуму позднего плейстоцена [8]. Совместно с зубами мамонта, в р. Днепр установлены рога благородного оленя *Cervus elephus* L (рис. 2) и позвонки бизона *Bos s. lato*. Ландшафт этого времени можно представить себе в виде степных просторов, покрытых кустариками и редколесьем. Карликовая береза, пыльца которой сбереглась в породе, найденной в зубах мамонта, свидетельствует о холодных (тундровых) условиях существования млекопитающих.

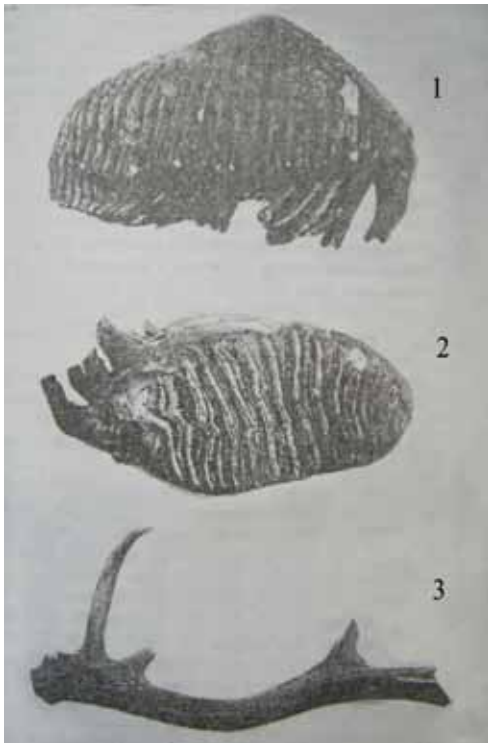


Рис. 2. Зубы мамонта (*Mammuthus primigenius*) – последние верхние коренные: 1 – вид сбоку, 2 – вид сбоку жевательной поверхности, 3 – рог благородного оленя (*Cervus elephus*).

Осенью 2001 г. на левобережье Днепра в районе впадения р. Орели в Днепр в песчаных отложениях первой надпойменной террасы были найдены рога и череп гигантского оленя. Расстояние между рогами у него 2,5 м, а длина черепа до 1 м [9]. В селе Старые Кайдаки И.Г. Пидопличко [10] в 1936 г. нашел череп гигантского оленя совместно с орудиями первобытных людей Приднепровья – мустьерами, которые жили тут во время днепровского оледенения от 140 до 200 тыс. лет. Важно подчеркнуть, что Р.Е. Гитерман [8] обнаружила в зубах мамонта из р. Днепр представительные комплексы пыльцы древесных растений и кустарников, которые произрастали здесь до начала голоцена и свидетельствовали о холодном тундровом климате. Следует подчеркнуть, что последнее валдайское (вюрмское) оледенение оценивается возрастом от 115 до 25 тыс. лет. Оно также доходило до г. Днепропетровска.

Учитывая, что на территории Днепропетровской области встречены мамонты *Mammuthus primigenius* и *Mammuthus thobongtherii throgontherii*, которые характерны как для днепровского так и валдайского оледенений, можно утверждать, что на территорию области оказывали влияние оба указанных оледенения. Установлено, что последний валдайский ледник покинул территорию Восточно-Европейской платформы 10 тыс. лет назад. Таким образом, приведенные данные значительно уточняют историю геологического развития Днепропетровской области в четвертичный период.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барг И.М. Нариси геологічної історії Дніпропетровщини. – Дніпропетровськ: Альфа, 1997. – 142 с.
2. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. – Киев: Изд. АН УССР, 1951. – 262 с.
3. Карлов Н.Н. Валун финляндского гранита в окрестностях г. Павлограда // Бюллетень комиссии по изучен. четвертичного периода. – М. – 1951. – С. 73-75.
4. Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Т.И. и др. Плейстоцен. – М.: Высшая школа, 1968. – 304 с.
5. Кравченко А.И. Генезис верхнего яруса лёсса Украины // Геология и рудоносность юга Украины. – Днепропетровск: ДГУ, 1971. – С. 126-133.
6. Тутковский П.А. К вопросу о способе образования лёсса // Земледелие. Кн I и II. – 1899.
7. Носовский М.Ф. Новые находки четвертичных млекопитающих на Днепропетровщине // Научн. зап. ДГУ. – Днепропетровск. – 1954. – Т. XXXIX. – С. 147-151.
8. Барг И.М., Дуброво И.А., Гитерман Р.Е. О новой находке остатков четвертичных млекопитающих в г. Днепропетровске // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Днепропетровск: ДГУ, 1984. – С. 52-61.
9. Барг И.М., Манюк В.В. Про нову знахідку залишків велетенського оленя в четвертичних відкладах біля Дніпропетровська // Палеонт. Збірник. – Львів: ЛНУ, 2001. – № 3. – С. 91-95.
10. Пидопличко И.Г. Фауна Кодацкой палеолитической стоянки // Природа. – 1936. – № 6. – С 118-120.

О ПРИЧИНАХ ДВУХ НАИБОЛЕЕ ЗНАЧИМЫХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА

Баренбаум А.А.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru

ON THE CAUSES OF TWO MOST SIGNAFICANT EVENTS OF THE HOLOCENE

Barenbaum A.A.

Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow

Введение. Голоцен – последнее таксономическое подразделение четвертичной системы с границей 11,7 тыс. лет назад, отвечающей концу глобального оледенения северного полушария Земли. Начиная с этого времени, в Европе происходит повышение поверхностных температур. Рост температур достигает максиму-

ма 6–5 тыс. лет назад в период так называемого голоценового (Атлантического) климатического оптимума. В таксономическом подразделении квартера рубеж 11700 лет назад выделяют как границу отдела или яруса [1].

Причины обоих природных явлений – быстрого таяния ледников на границе голоцена и возникновения голоценового климатического оптимума, на наш взгляд, не получили пока удовлетворительного объяснения. Утверждается, что оба эти события, случившиеся на памяти человечества, вызваны влиянием космоса. В первом случае это было падение крупной кометы около 13 тыс. лет назад в районе Гудзонова залива. А во втором – пролет приблизительно 6000 лет назад около Солнца системы звезд Сириуса. Оба события документированы процессами, происходившими на Земле в то время, а также нашли отражение в мифах и преданиях древних народов мира.

Прежде, чем излагать наши аргументы, кратко рассмотрим общий таксономический принцип построения геохронологических шкал фанерозоя и докембрия [2], применимый и к четвертичной системе [1].

Общий принцип построения шкал в стратиграфии. Известно, что основные события геологического прошлого положенные в основу рубрикации современной стратиграфической шкалы, отражают не только эндогенную эволюцию Земли, но и являются индикаторами мощных космических воздействий, которым она подвергалась с момента образования. На протяжении всей геологической истории Земли характер этих воздействий не менялся и фактически сводился к падению на нашу планету крупных космических тел: астероидов и комет. Поэтому данная шкала, построенная в виде системы вложенных друг в друга циклов разной длительности, представляет собой эмпирическую классификацию реакций на такие воздействия отдельных подсистем Земли – ее тектоносферы, гидросферы и биосферы, ранжированную по трем главным признакам: величине выделившейся энергии, преобладающему типу падавших тел и групповому или одиночному характеру их падений [3].

В соответствии с этим принципом, границы шкалы на уровне эонотем определяются эпохами массового падения на Землю тел астероидного пояса при взаимодействиях Солнца с другими звездами Галактики. Стратоны ранга систем и отделов – это времена бомбардировок Земли галактическими кометами в эпохи попадания Солнца в струйные потоки и спиральные рукава Галактики. А подразделения шкалы, начиная с ярусов и мельче – это моменты падения на Землю крупных одиночных космических тел. При этом падения тел диаметром более 3,5 км носили случайный характер и в среднем повторялись в фанерозое раз в 2,9 млн. лет [2]. Их последствия охватывали земной шар целиком. Меньшие тела падали чаще, но такие события имели региональное и даже локальное значение и нашли отражение как границы более мелких таксонов шкалы типа звеньев, ступеней и т.д.

Сказанное относится и к квартеру. Его начало определяется последней бомбардировкой галактическими кометами в период от около 5 до 0,7 млн. лет назад. В тот период на Землю могли падать и крупные астероиды, как это имело место на других границах стратонов шкалы фанерозоя [3]. Известные трудности выбора границы квартера внутри этого интервала мы связываем именно с этим обстоятельством. Мы полагаем, что падение на Землю крупного космического тела стало причиной выделения также границы голоцена.

Природа границы голоцена. Факты свидетельствуют [4], что около 13 тыс. лет назад имело место падение, по крайней мере, одного такого тела в район Гудзонова залива. Мы полагаем, это была комета, двигавшаяся на юго-запад (рис. 1 и 2). Вслед за ее падением на Северно-Американском континенте произошло следующее [4]:

– полностью исчезла культура индейцев эпохи кловис, проживавших ранее на прилегающей к месту падения территории, а также резко сократилась численность народонаселения всей Северной Америки;

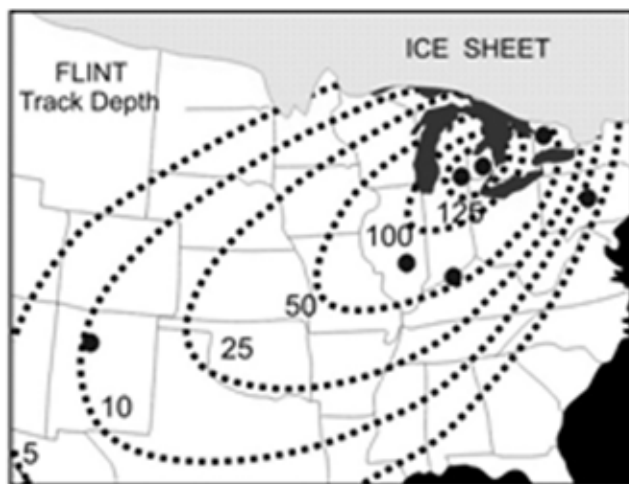


Рис. 1. Глубина выбоин, образованных металлическими шариками в скальных породах.



Рис. 2. Система кратеров-бассейнов, залитых водой, трассирующих места находок метеоритов.

– в Северной Америке, а также в Сибири и Восточной Европе вымерли миллионы крупных млекопитающих: мамонтов, бизонов, носорогов, верблюдов, лошадей, саблезубых тигров и др. животных. В бивнях погибших мамонтов и в твердых кремнистых породах застряли мелкие магнитные шарообразные частицы. Их количество и глубина оставляемых ими выбоин с удалением от Великих озер закономерно снижаются (рис. 1);

– в осадочных отложениях появился катастрофный слой, резко обогащенный радиоактивными, редкими и рассеянными химическими элементами, подобный тому, что был обнаружен на рубеже мела и палеогена [5];

– образовалась радиальная система кратерных воронок, залитых водой, и что, не исключено, возникли сами Великие озера (рис. 2), а также подводный кратер диаметром 480 км на дне Гудзонова залива;

– с этого времени начали таять ледники, что явилось причиной колоссальных по масштабам сбросов воды с континента в Ледовитый океан и в Северную Атлантику, которые продолжались несколько тысяч лет.

Эти факты дополним свидетельствами коренных жителей Америки – очевидцев события [4]. Индейцы племени оджава, предки которых проживали недалеко от места падения кометы, говорят, что Комета упала в середине летнего дня, когда Солнце высоко стояло в небе. Сначала она выглядела как ослепительно яркая звезда с длинным светящимся хвостом, которая по мере приближения становилась ярче, больше и горячее. Упав на землю, звезда накрыла ее своим хвостом. Высокие деревья загорелись подобно гигантским факелам, вода в озерах и реках закипела, скалы раскались и стали разрушаться. Ужасный пожар поглотил весь мир. Сама же звезда поднялась вверх и удалилась прочь от Земли. После того, как жар спал, спасшиеся люди увидели черные дымящиеся деревья, сожженную траву и обугленные скелеты животных и людей.

Близкую картину рисуют индейцы племени брюле, жившие дальше от места падения. Падение они характеризуют как охвативший пламенем все небо огненный взрыв, вызвавший пожар в лесах и прерии. Было жарко, озера испарились и высохли буквально на глазах. После того как земля перестала гореть, пошел дождь. Дождь усиливался, реки вышли из берегов и двинулись по сожженной местности. Затем сильным толчком земля раскрылась, посылая огромные потоки вод. Скоро над водой остались лишь несколько горных пиков.

Вторят им индейцы племени матамускитов из Северной Каролины. Все началось с очень громкого взрыва, за которым последовали другие. Люди увидели падавшие с неба звезды, которые взрывались на покрытых лесами горах. Лес загорелся, и языки пламени и клубы черного дыма поднимались в небо. Земля сотрясалась так, что трудно было устоять на ногах. Падение звезд длилось не долго. Затем пошел дождь, который погасил пожары. В тот же день люди обнаружили, что взрывы образовали в земле гигантские ямы, которые заливала вода вышедших из берегов рек. Дожди продолжались 30 дней.

О падении с неба камней и последовавшем затяжном дожде говорят индейцы племени като, жившие на тихоокеанском побережье в Калифорнии. Они сообщают, что после громоподобного треска в океан и на Землю начали падать огромные каменные валуны, убивая людей и животных. Падения в океан порождали гигантские волны, которые обрушивались на берег, смывая все в океан. Затем полил дождь. Он лил много дней и ночей, вынуждая волны океана подниматься выше и выше, пока во всех направлениях стало не видно земли. Дождь из «пламенеющих камней с кровью» наблюдали также аттеки и толтеки в Мексике. Падающие раскаленные камни сотрясали землю, разрушали дома и вызывали повсеместные пожары. Много людей тогда погибло. Когда дождь закончился, темные облака покрывали Землю в течение 25 лет.

Сказанное хорошо подтверждает моделирование падений на Землю километровых астероидов и комет [5]. Вычисления показывают, что при этом может возникнуть кратер диаметром ≥ 100 км, обломки пород из которого улетают за тысячи км. Свидетелями такого выброса были индейцы Мексики и Калифорнии. Заслуживают внимания, с точки зрения влияния на климат, результаты моделирования падения в океан астероида диаметром 10 км [6]. Согласно расчетам, в этом случае испаряется огромная масса воды, которая начинает циркулировать в тропосфере (выше 14-20 км) в виде пара тысячи лет. Сразу после падения начинаются ливни, которые длятся около 10^2 - 10^3 лет. Причем в первые 10 лет имеет место общее охлаждение Земли, и вместо дождя падает снег. В дальнейшем, за счет развития парникового эффекта, температуры повышаются, и на протяжении последующих около 10^2 - 10^3 лет климат становится влажным и теплым.

О ливневых дождях, пусть и не в таких масштабах, повествуют индейцы. А влажный климат и резкое таяние ледников в начальный период голоцена твердо установлены климатологами. Хотя в изучении последствий падения на Землю крупных космических тел еще много не ясного, но то, что сегодня уже известно, позволяет нам с большой долей уверенности утверждать, что в основе проведения стратиграфической границы голоцена лежит падение в район Гудзонова залива крупного космического тела, вероятнее всего, кометы.

Возникновение голоценового климатического оптимума. Данный феномен является следствием еще более неординарного космического события, случившегося на памяти человечества. Оно связано с близким пролетом около Солнца звездной системы Сириуса, состоящей из трех звезд, одна из которых, белый карлик Сириус-В, взорвалась в момент пролета. С истощающей полнотой это событие и его наблюдавшиеся следствия обсуждаются в книге [2], к которой и отсылаем всех интересующихся.

Еще недавно сама мысль о пролете Сириуса около Солнца выглядела совершенно абсурдной. Правда, на памяти человечества сохранились сведения о том, что какая-то яркая звезда ранее пролетела близко к Солнцу.

Мы имеем в виду запись шумеров о былом присутствии на небе «двух Солнц», а также существование периода отсутствия на небе Луны, о чем писали живший в III веке до нашей эры главный хранитель Александрийской библиотеки Аполлоний Родосский, а еще раньше греческий философ и математик Анаксагор. Доказать, что «вторым» Солнцем был именно Сириус, а не яркая комета или близкая вспышка сверхновой звезды, удалось 15 лет назад в результате замены устаревших взглядов на строение Галактики новыми представлениями [2]. Выполненные расчеты показали, что звезды Сириуса действительно пролетели около Солнца, причем лишь 5900 ± 100 лет назад и на удалении от него около 100-150 а. е. При этом в фазе максимального сближения светимость наиболее яркой звезды системы – Сириуса А, всего на 3 звездные величины уступала солнечной, а у Сириуса В в момент взрыва могла быть сопоставима с яркостью Солнца. Поскольку Луна светит отраженным солнечным светом, то при пролете Сириуса над плоскостью эклиптики, Луна в северном полушарии могла не наблюдаться на протяжении одного-двух десятков лет. На высоких северных широтах должен был стоять полярный день, переходящий в смену полярных дня и ночи на более низких широтах.

О нечто подобном сообщает книга священных гимнов «Ригведа», которую древние арии принесли с собой в Индию. В ней говорится, что «в той стране, где арии раньше жили, Солнце восходило лишь раз в году, и год казался им как один день и одна ночь». Нет ничего удивительного и в том, что столь необычные явления, как близкий пролет яркого Сириуса А и мощный взрыв Сириуса В, были восприняты людьми как присутствие на небе двух и даже трех солнц. О двух солнцах сообщают мифы аборигенов Тайваня, о трех солнцах говорится в легендах современных нижеамурских народов. По одной из легенд, нанайский герой Хадо сразился с тремя солнцами. Поразив из лука два крайних, он победил невыносимую жару, которая была в то время. Чем спас свой народ от гибели. О большой жаре в тот период говорят и мифы африканского народа догонов [2].

В этой связи следует отметить традицию устраивать в начале лета каникулы. Традиция эта имеет прямое отношение к Сириусу, который звали «Собакой» или «Псом», по созвездию Большого Пса, где он находится. Каникулы – «собачьи дни» – сразу следовали за гелиакическим восходом Сириуса. Когда он в начале лета после 70-дневного перерыва поднимался над горизонтом. Согласно античным источникам, в то время считалось, что именно «иссушающие» лучи Сириуса были главной причиной усиливавшейся летом жары. Остается только удивляться стойкости традиций: Сириус 6 тыс. лет назад пролетел и на погоду давно не влияет, а вот память об этом событии сохранилась и даже вошла в традицию, которой мы пользуемся до сих пор.

Идея опасности, исходящая от Сириуса, нашла отражение в культовых обрядах многих народов мира. В частности, в Греции в III веке до н.э., чтобы умиротворить звезду – Пса, ей в жертву приносили рыжую собаку. Позднее этот обычай перешел в Рим и получил широкое развитие в эпоху антонионов. Надо сказать, что обряд жертвоприношения известен с древних времен, когда в жертву богам приносили людей. Этот ритуал, например, широко практиковали народы центральной Америки: тольтеки, ацтеки, ольмеки, майя и др. Умерщвление людей, как и смертную казнь преступников через убийство камнями, мы связываем с событием 13000-летней давности. Ибо в легендах разных индейских племен об этой катастрофе массовая гибель людей преподносится как их заслуженное наказание за прегрешения, совершенные перед богами [4].

Выводы. Наиболее значимые события голоцена – бурное таяние ледников в его начале и климатический оптимум в его середине имели космические причины. Первое было вызвано падением кометы около 13 тыс. лет назад на покрытую ледниками территорию Северной Америки, второе – пролетом около Солнца 6000 лет назад звезд Сириуса. Тем самым инсоляционная теория Миланковича [7] является не единственно возможным объяснением циклических изменений климата нашей планеты в квартале влиянием космоса. Падения на Землю крупных астероидов и комет могут оказывать на биосферу и климат существенно более сильные воздействия. Такие падения происходят чаще, чем полагают сегодня геологи. Поэтому их обязательно следует учитывать при разработке адекватной стратиграфической и геохронологической шкал четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала века). – М.: ГЕОС, 2004. – 120 с.
2. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. – М.: ЛИБРОКОМ, 2010. – 544 с.
3. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2002. – Т. 10. – № 2. – С. 3-14.
4. Фэйстоун З., Уэст А., Уэрвик-Смит С. Цикл космических катастроф // Катаклизмы в истории цивилизации. – М.: Вече, 2008. – 480 с.
5. Катастрофические воздействия космических тел. – М.: Академкнига, 2005. – 310 с.
6. Крживский Л. Теория удара астероида о земной океан и связанные с этим явления // Сравнительная планетология. – 1984. – Т. 19. – С. 96-104.
7. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.

К ВОПРОСУ ПОСТРОЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ КВАРТЕРА. ЧАСТОТА ПАДЕНИЙ НА ЗЕМЛЮ КРУПНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ

Баренбаум А.А.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru

ON THE ISSUE OF THE CONSTRUCTION OF THE QUATERNARY STRATIGRAPHY SCALE AND FREQUENCY OF THE METEORIC IMPACTS

Barenbaum A.A.

Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow

Известно, что падения на Землю крупных межпланетных космических тел (астероидов и комет) являются для нашей планеты серьезной природной катастрофой вне зависимости от того, приходится ли удар на водную поверхность океана или твердую поверхность суши [1-3]. Во всех случаях такое падение приводит к испарению и выбросу в стратосферу огромных количеств газа и пыли, что влечет за собой массовую гибель живых организмов, резкие климатические изменения, а также целый ряд других важных последствий [4]. При современной геологической изученности Земли указанные события не остаются незамеченными и обычно находят отражение в качестве тех или иных границ современной стратиграфической шкалы.

Если упавшее космическое тело достаточно велико, то момент этого события обычно фиксируют как границу ярусов (веков) стратиграфической (геохронологической) шкалы [5, 6]. При этом границам веков шкалы фанерозоя отвечают моменты падений на Землю одиночных космических тел диаметром > 3.5 км и энергией $\geq 10^{22} \div 10^{23}$ Дж. Последствия таких падений, как правило, ощущаются на всем земном шаре. Эти падения носят во времени случайный характер и в среднем повторяются раз в 2.9 млн. лет [5]. В фанерозое произошло около 200 таких событий, из которых в стратиграфической шкале в качестве границ ярусов (веков) нашли отражение лишь 95. Остальные события получили отражение как границы более мелких подразделений шкалы – зон.

Зональное подразделение шкалы может иметь не только общее, но также региональное, и даже местное значение [7]. В соответствии с выводами [5], границы стратиграфических зон вызваны падениями астероидов меньшего размера, которые происходят гораздо чаще, но оказывают на природные процессы нашей планеты более локальное воздействие. Большинство таких событий в геохронологической шкале фанерозоя отсутствует. Следует, однако, отметить, что зональная стратиграфия в последние годы активно развивается [8].

Теоретический анализ показывает [4, 5], что построить единую для земного шара шкалу геологического времени более детальную, чем на уровне веков, нельзя. Поскольку продолжительность квартала сопоставима со средней длительностью веков, то четвертичные шкалы, опирающиеся на стратотипические разрезы, скажем, Европы, Азии, Африки, Америки или Австралии, могут различаться положением во времени зональных границ, начиная с уровня веков и ниже. Тем не менее, принцип построения разных зональных версий шкалы квартала и номенклатура ее стратиграфических (геохронологических) рубежей должны оставаться неизменными.

Для обоснования данного вывода привлечена формула, связывающая средний период между падениями на Землю в фанерозое межпланетных космических тел с их диаметрами [4, 5]: $T = 0.12 \cdot D^3 / \Delta D$, где период T

выражен в млн. лет, а диаметр падающих тел D – в км. Эта зависимость в виде графика приведена на рис. 1.

Принимая во внимание, что падения тел даже размером около 100÷200 м имеют для Земли весьма серьезные последствия, эти события с высокой вероятностью могут стать рубежами еще более мелких зональных уровней стратиграфической шкалы. Падения таких тел (см. рис. 1) происходят с частотой раз в несколько тысяч лет. Зафиксируют их или нет – это другой вопрос. Многие здесь решает выбор опорных стратотипических разрезов и их геологическая изученность. Сказанное прокомментируем на примере стратиграфической шкалы четвертичной системы, принятой в России, и последней версии этой шкалы, предложенной Международной комиссией по стратиграфии [10]. Российская шкала более детальна, чем Международная, хотя границы ее подраз-

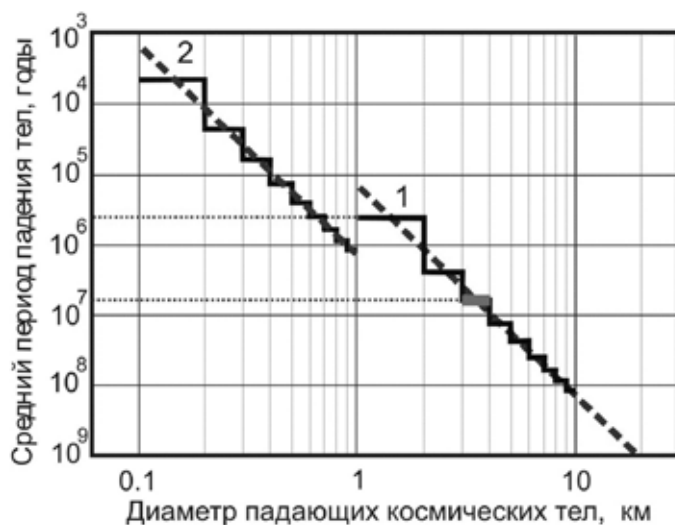


Рис. 1. Частота падений на Землю крупных космических тел в зависимости от диаметра. На участке 1 график построен с шагом $\Delta D = 1$ км, а на участке 2 – с шагом $\Delta D = 100$ м.

делений определены с меньшей точностью. Шкалы идентичны только до уровней систем и отделов (эпох) и начинают заметно различаться при переходе к более мелким номенклатурным подразделениям.

Обсудим возможную связь между стратиграфическими подразделениями квартера различных уровней с падениями на Землю межпланетных космических согласно зависимости (рис. 1).

В квартере определены две границы уровня отделов: *Ple-Hol* и *Pli-Ple*. Граница плейстоцена и голоцена (*Ple-Hol*) полностью объясняется падением 11,7 тыс. лет назад на Землю очень крупного космического тела диаметром более 3,5 км. Как и авторы работы [11], мы полагаем, что этим телом явилась гигантская комета, распавшаяся на ряд крупных фрагментов, часть которых упала на территорию Северной Америки. Результатом их падения, как свидетельствуют факты, стало образование кратера диаметром 240 км на дне Гудзонова залива, а также появление системы Великих Канадских озер [11].

Граница между плиоценом и плейстоценом (*Pli-Ple*) совмещена в обеих шкалах с границей неогена и квартера, относящейся к рангу систем (периодов). Нами показано [4, 12], что границы систем в стратиграфии определяют, пользуясь иными критериям. Поэтому несовпадение возрастов границ плиоцена в обеих шкалах может быть следствием не только неточностей измерения возраста в более поздней Российской шкале, но и быть обусловлено привязкой границ в этих шкалах к падениям на Землю разных тел, причем меньшего размера. Как для подотделов, звеньев и веков, события на обеих границах плиоцена можно связать с падениями на Землю тел диаметром около 1 км. По данным рис. 1, тела такого размера в среднем выпадали на нашу планету в фанерозое каждые около 0,7–1 млн. лет.

Тела меньших размеров, разумеется, падали чаще. В частности, события ранга ступеней, повторяющиеся через десятки тысяч лет, могут быть вызваны падениями на нашу планету тел диаметром около 200–500 м. Поиски геологических свидетельств таких событий в настоящее время активно ведутся.

Причиной событий, отвечающих более мелким подразделениям шкалы, имеющим статус горизонтов [7], вполне могут быть случающиеся примерно раз в тысячу лет падения около 100 м тел. Наглядным примером чему может служить падение в 1908 году Тунгусского космического тела. Скорее всего, это была комета близкого диаметра, взорвавшаяся в воздухе [3]. Каменные или железные астероиды такого же размера достигают земной поверхности. В случае падения на сушу, как показывают расчеты, образуется кратер диаметром около 1 км. При его образовании окружающая зона поражения может занимать площадь многие тысячи км². При падении такого астероида в океан возникает волна цунами с амплитудой в эпицентре порядка километра.

С целью выявления подобных событий в недалеком прошлом сегодня применяют различные методы. В частности, пользуются данными дендрохронологии и информацией, получаемой при бурении скважин в льдах Гренландии. В результате этими независимыми методами установлены совпадающие по времени аномалии, приведенные в табл. 1 (частное сообщение В.К. Гуськова, 2010).

Таблица 1. Сопоставление глобальных дендрохронологических аномалий и аномалий (кислотные слои) в колонках бурения Гренландских ледников для последних 4000 лет

Глобальные дендрохронологические аномалии (г. до н. э.)	Аномалии колонок бурения Гренландских ледников (кислотные слои)
BC 3195	3150 ± 90
BC 2354-2345	2690 ± 80
BC 1628	1390 ± 50
AD 1248	1250 ± 30
BC 1159	1120 ± 50
AD 536-540	550 ± 30
BC 207	260 ± 30
BC 44	50 ± 30

Основной вывод настоящей работы сводится к тому, что падения космических тел (комет и астероидов) – это обычное для нашей планеты природное явление, без учета которого содержательная интерпретация геологических событий квартера будет существенно не полна, если вообще принципиально возможна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-tertiary extinction // Science. – 1980. – V. 208. – № 4448. – P. 1095-1108.
2. Крживский Л. Теория удара астероида о земной океан и связанные с этим явления // 27 МГК. Сравнительная планетология. – Т. 19. – М. – 1984. – С. 96-104
3. Катастрофические воздействия космических тел // Ред. В.В. Адушкин и В.И. Немчинов. – М.: ИКЦ Академкнига, 2005. – 310 с.

4. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. – М.: ЛИБРОКОМ, 2010. – 544 с.
5. Баренбаум А.А. Природа геохронологической цикличности // Математические методы анализа цикличности в геологии. – М.: Изд-во РАН, 1994. – Вып. 6. – С. 197-233.
6. Афанасьев С.Л., Фельдман В.И. Астрономия и начала геологических веков // Астрономический вестник. – 1996. – Т. 30. – № 1. – С. 33-36.
7. Стратиграфический кодекс. – СПб: МСК, 1992. – 120 с.
8. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала века). – М.: ГЕОС, 2004. – 120 с.
8. Алексеев А.С., Борисов Б.А., Величко А.А. и др. Об обобщающей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 105-108.
9. Ogg J.G., Gradstein F.M., Smith A.G. et al. International Stratigraphic Chart. ISC. – 2009.
10. Фэйстоун З., Уэст А., Уэрвик-Смит С. Цикл космических катастроф. Катаклизмы в истории цивилизации. – М.: Вече, 2008. – 480 с.
11. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2002. – Т. 10. – № 2. – С. 3-14.

**СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В РАЙОНЕ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА
(СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ
БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД**

Басов В.А., Куприянова Н.В., Новихина Е.С.

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, khelizaveta@yandex.ru*

**STRATIGRAPHY OF THE SEDIMENTS FROM THE MENDELEEV RISE,
(CENTRAL ARCTIC OCEAN), BASED ON BENTHIC FORAMINIFERA AND OSTRACODA**

Basov V.A., Kupriyanova N.V., Novikhina E.S.

All-Russia Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Sankt-Peterburg

Проведенная корреляция 5 колонок донных отложений, отобранных на подводном поднятии Менделеева (рис. 1) по комплексам фораминифер и остракод, демонстрирует четкое чередование слоев с высоким содержанием планктонных и бентосных фораминифер и остракод со слоями, обедненными микрофауной имеющей карбонатную раковину. Первые приурочены к слоям коричневатой окраски с четкой микрослоистой текстурой и повышенным содержанием марганца, вторые окрашены в желтовато-серые тона с беспорядочной текстурой, нередко содержат опесчаненные прослои, содержание марганца низкое. Нижние границы коричневых слоев переработаны илоедами, поэтому верхи серых слоев содержат занесенный в них коричневый материал, обогащенный микрофауной, нижняя их часть наиболее бедна органикой. На этой, хорошо известной после работ Канадских, Американских и Советских исследователей закономерности, основана первичная стратификация донных осадков [1, 2, 3].

Коричневые слои (к ним относится и верхний поверхностный слой голоценового возраста) связываются с межледниковыми периодами, серые с ледниковыми. Фораминиферы, бентосные и планктонные, как и остракоды, четко реагируют на смены климатических эпох изменением видового разнообразия и количества раковин.

В разрезах наиболее длинных колонок вниз по разрезу четко выделяется три ассоциации фораминифер: первая – верхняя, со значительной ролью видов атлантического происхождения: *Fonbothia wuellerstorffi*, *Oridorsalis tener*, некоторые милиолиды (*Miliolinella spp.*), *Parafissurina groenlandica*, *Bulimina marginata*, которые особенно обильны в межледниковые стадии и сокращаются в численности, вплоть до полного исчезновения, в ледниковые. Помимо атлантических видов существенна роль в этой ассоциации арктического эндемика *Stetsonia horvathi*.

Ниже может быть выделена смешанная ассоциация: помимо известковых атлантических видов, численность которых здесь резко снижается, появляется агглютинирующие, прежде всего, космополитный вид *Cyclammina pusilla* не известный в современных осадках Северного Ледовитого Океана. Отмечаются отдельные виды, вероятно, тихоокеанские по происхождению: *Glandulina nipponica*, *Pseudoparella minuta*. В отдельных слоях многочислен арктический эндемик *Bolivina arctica*. Численность планктонных фораминифер в пределах распространения этой ассоциации заметно снижена.

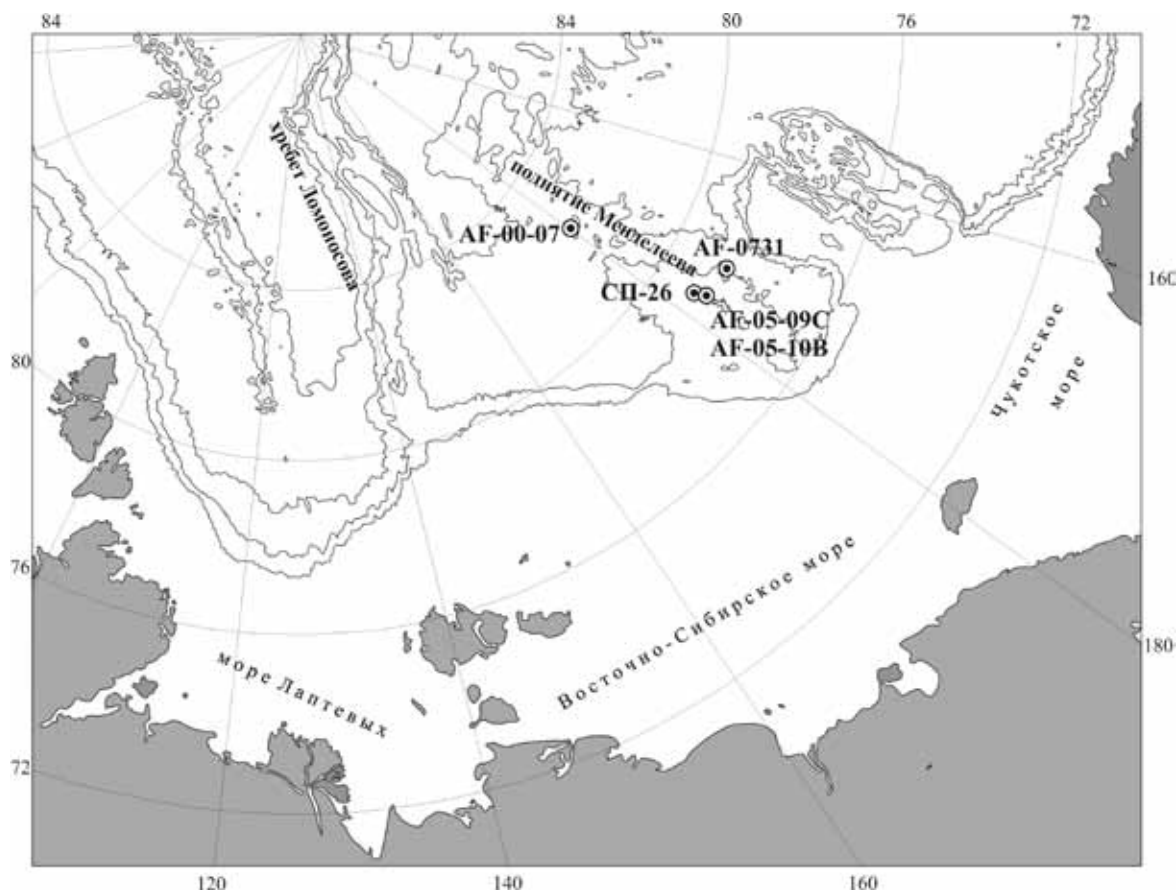


Рис. 1. Схема расположения станций.

Наконец, самая древняя ассоциация, вскрытая близ основания некоторых колонок, представлена практически одними агглютинирующими (песчаными) фораминиферами с преобладанием раковин цикламмин: *Cyclammina pusilla* и *C. rutundidorsata*, встречаются *Pseudosiohonella* sp., *Haplophragmoides subglobosum* и некоторые другие виды. Ассоциация агглютинирующих фораминифер впервые была описана в колонках хребта Альфа (продолжение поднятия Менделеева к северу) О'Нейлом [4] и была по старым палеомагнитным данным [1] отнесена к плиоцену.

Определение возраста выделенных и скоррелированных по колонкам ассоциаций встречает заметные трудности. Более или менее надежное определение изотопных MIS – стадий может быть использовано только для верхней, самой молодой ассоциации, где для этих анализов достаточно планктонных раковин. Л.В. Поляк привел изотопные определения MIS – стадий по колонкам, поднятым на дрейфующей станции «СП-26» [3] (рис. 2). По приведенной здесь корреляции смена ассоциаций произошла на уровне 10 MIS стадии. В среднем неоплейстоцене. В то же время в ранее изученной колонке АФ-00-07 [5] этот уровень приходится на палеомагнитную границу Брюнес/Матуяма. В пределах верхней ассоциации удалось установить несколько реперных уровней, которые позволяют определять изотопные стадии на основе видового состава бентосных фораминифер и остракод. Например для стадий 1-3 показателен вид остракод *Henryhowella asperimma*. Мощность этой части разреза колеблется на станции АФ-00-07 от 21 см и на станциях АФ-05-10В, АФ-07-31 до 50 см (рис. 2). Для этой верхней части разреза характерны наиболее разнообразные в видовом отношении и богатые в количественном сообществе океанических остракод, для которых доминантными видами являются атлантические глубоководные виды, с показательным видом *Henryhowella asperimma*, в меньшем количестве представлены арктические глубоководные эндемики. Эти комплексы формируют в количественном отношении два пика численности, которые характерны для периодов климатического оптимума, и соответствуют 1 и 3 стадиям MIS (рис. 2).

Исчезновение этого вида на станции СП-26 в верхней части слоя, отнесенного к 4 стадии (вероятно, результат биотурбации) также показано и Т. Крониным [3]. Для осадков стадий 5, 7 и 9 характерен вид *Bulimina marginata (aculeata)* у Л.В. Поляка, при этом особенно он обилен на стадии 7. На стадии 9 последний раз отмечены массовые *Oridorsalis tener*, ниже встреченные лишь спорадически. Переход к нижележащей ассоциации четко на изученных колонках не выявлен. По-видимому, он представлен крайне обедненным комплексом стадии 10.

Для третьей, переходной ассоциации характерно появление в заметном количестве известковых *Bolivina arctica* (по Л.В. Поляку на СП-26 это приблизительно 11-15 стадии). Для этого стратиграфического уровня

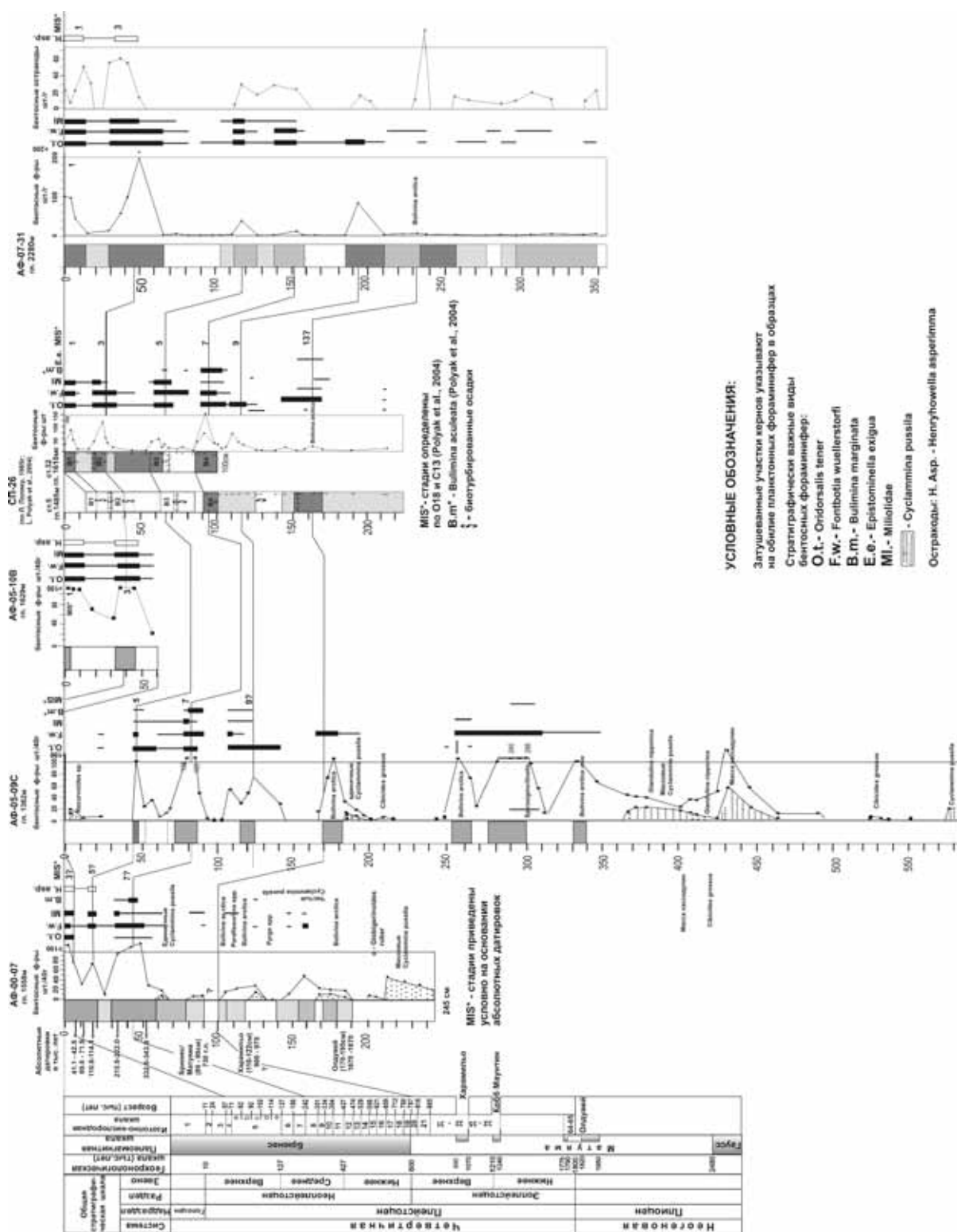


Рис.2 Схема корреляции колонок по поднятию Менделеева.

в этой колонке Л.В. Поляком приводится характерный вид *Epistominella exigua*. Однако, в последней своей работе [6] по корреляции с опорной колонкой на хр. Ломоносова исследователи склоняются к тому, что этот уровень, скорее, коррелируется с одной из подстадий стадии 5. Таким образом, пока нет устоявшейся модели выделения и корреляции МИС-стадий в колонках донных отложений Северного Ледовитого Океана и не сняты противоречия с палеомагнитной шкалой, наиболее надежной нам представляется биостратиграфическая корреляция по бентосным фораминиферам и остракодам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Clark, D.L., Whitman, R.R., Morgan, K.A., Mackey, S.D., 1980. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. – V. 181. – 57 p.
2. Herman Y., Marine geology and oceanography of the Arctic seas. – Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 1974. – 397 p.
3. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischoff J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – V. 203. – P. 73-93.
4. O'Neil B. Pliocene and Pleistocene benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean. Journ. of Paleont. – 1981. – V. 55. – № 6. – P. 1141-1170.
5. Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова 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. – 2007. – Т. 211
6. Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J.E.T., Xuan Ch., Grotoli 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, Mendelev Ridge // Global and Planetary Change. – 2009. – V. 68. – P. 18-29.

ПАЛЕОВЕКОВЫЕ ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ И МАГНИТОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Бахмутов В.Г.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, bakhm@igph.kiev.ua

PALAEOSECLAR GEOMAGNETIC VARIATIONS AND LATE WEICHSELIAN – HOLOCENE MAGNETOCHRONOLOGY IN N-W RUSSIA

Bakhmutov V.G.

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev

Применение палеомагнитного метода для расчленения и стратификации молодых осадочных толщ по вариациям магнитного поля до настоящего времени еще не получило широкого распространения. Однако для отдельных регионов метод успешно работает. При этом, в отличие от традиционного палеомагнетизма, изучаются наиболее характерные особенности изменения пространственно-временной структуры геомагнитного поля – его палеовекровые вариации (PSV). Методика исследования PSV имеет свои особенности – существенно отличается как процедура отбора коллекции образцов, так и обработка фактического материала. Представленные в работе результаты относятся к палеомагнитным исследованиям позднеледниковых и голоценовых толщ северо-запада России (территория Карелии и Кольского полуострова) и прилегающих территорий [1].

Выбор объектов для палеомагнитных исследований осуществлялся исходя из новейшей геологической истории развития региона, которая существенно отличалась для разных участков Скандинавского ледяного щита во время дегляциации в зависимости от показателей теплообмена между атмосферой и ледником. Всего было изучено 34 объекта, представленных осадочными толщами как в естественных обнажениях, так и в кернах донных осадков (рис. 1). Объекты характеризовались разной геолого-геохронологической изученностью и палеомагнитной информативностью, перекрывали друг друга по возрасту и охватывали последние 13 тыс. лет. Такой подход позволил осуществлять строгий контроль «записи» в разного типа отложениях одного и того же геофизического феномена – вариаций геомагнитного поля во времени. В результате обработки разнообразного фактического материала, в общей сложности представленного более чем 12 тыс. образцами, была выбрана серия наиболее информативных объектов, которые представлены озерными, озерно-ледниковыми, озерно-морскими и морскими отложениями. Выделение одних и тех же PSV на разных объектах является самым надежным доказательством геофизической природы вариаций.

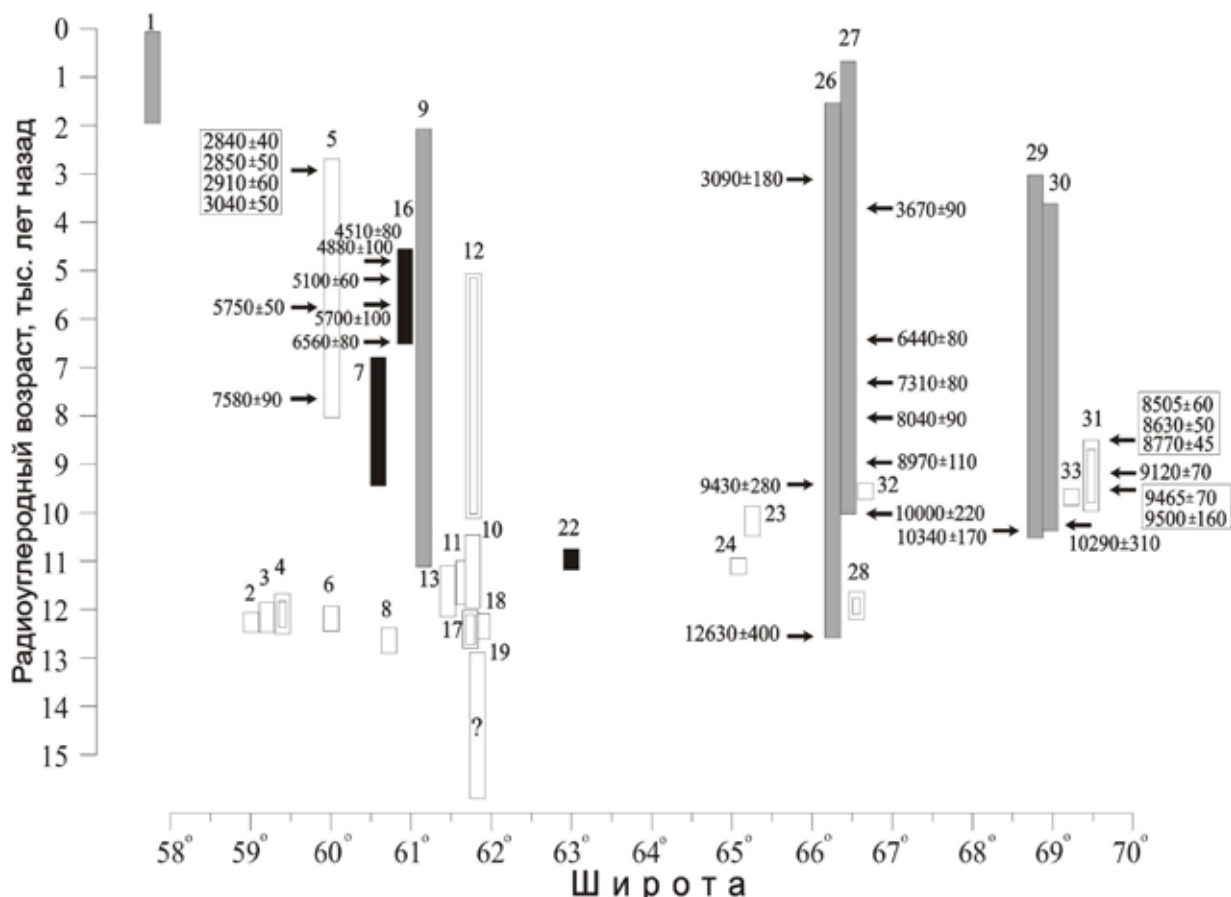


Рис. 1. Схема расположения разрезов, на которых проводились палеомагнитные исследования.

Стрелками указаны радиоуглеродные определения возраста. Черными прямоугольниками отмечены разрезы, по которым не удалось получить информацию о PSV. Серыми прямоугольниками отмечены колонки донных озерных отложений, светлыми прямоугольниками – естественные обнажения и карьеры. Двойными белыми прямоугольниками обозначены несколько разрезов, исследованных в пределах одного палеоводоёма.

Результатом исследований пяти объектов, представленных позднеледниковыми дистальными ленточными глинами в районе южной Карелии, было построение сводной хроно- и магнитостратиграфической схемы вариаций компонент геомагнитного поля (склонения и наклонения) с дискретностью в 30 лет. Было выделено 5 пиков склонения и 7 пиков наклонения, определен их возраст и оценена амплитуда. Для выделения PSV на границе позднеледниковья – голоцена были привлечены результаты по комплексу поздне- послеледниковых отложений Ладожского озера, вскрытых как в береговых обнажениях северного Приладожья, так и в кернах донных осадков в пределах акватории современной Ладоги. По результатам палеомагнитных исследований 6 разрезов, сложенных гомогенными глинами и илами, были построены сводные кривые. Возраст пиков вариаций был установлен после сопоставления результатов с данными по серии разрезов озерных, озерно-морских и морских отложений Кольского полуострова.

Палеомагнитные результаты по голоценовым озерным отложениям Кольского полуострова, обеспеченные серией радиоуглеродных датировок, показали хорошее согласование с западноевропейскими эталонными кривыми за последние 7500-7000 лет [2, 3]. Однако для раннего голоцена данные хорошо согласуются с результатами как по северному Приладожью, так и по центральной и восточной Финляндии [4], но отличаются от западноевропейских кривых. Для раннего голоцена было выделено 5 пиков склонения и 5 пиков наклонения, которые хронологически обоснованы в интервале от 10500 до 7500 кал. ^{14}C лет BP и приняты за основу региональной магнитохронологической схемы раннего голоцена. Для анализа PSV в среднем голоцене наиболее представительные результаты были получены по озерным глинам и алевритам, вскрытым в береговых разрезах р. Нева (Ленинградская область). Оценка продолжительности накопления этой толщи была выполнена как по данным споро-пыльцевого анализа, так и по радиоуглеродным определениям. Выявленные основные закономерности PSV хорошо согласуются с данными для среднего голоцена по северному Приладожью и Кольскому полуострову. Следует отметить, что запись PSV в среднем – позднем голоцене далее была сопоставлена с материалами археомагнитных определений в центральной Европе.

Исследование позднеголоценовых озерных илов в Эстонии и сопоставление кривых вариаций склонения и наклонения как с палеомагнитными результатами по соседней территории Финляндии [4, 5], так и с археомагнитными определениями на Украине, Болгарии и Англии, позволило однозначно выделить синхронные пики вариаций и привести их в соответствие с временной шкалой. Здесь согласование архео- и палеомагнитных данных наглядно демонстрирует высокую информативность палеомагнитного метода, по точности определения склонения и наклонения не уступающего археомагнитному методу. Совместный анализ результатов по Эстонии с материалами по озерным осадкам с сезонной слоистостью по Финляндии позволил выполнить геохронологическую оценку возраста 6 пиков склонения и 3-х пиков наклонения за последние 3200 лет и сопоставить их с археомагнитными данными.

Синтез палео- и археомагнитных данных для разных временных фрагментов и их представление относительно основных стратиграфических подразделений позднеледниковья – голоцена дают все основания для построения сводной региональной схемы PSV. При этом для позднеледниковья и раннего – среднего голоцена предлагаются результаты по северо-западу России, а для позднего голоцена – фрагменты данных по Эстонии и Финляндии. Экстремальные значения пиков вариаций систематизированы на сводных кривых вариаций склонения и наклонения (рис. 2). Очевидно, что экстремальные значения пиков с обоснованными возрастными привязками являются своего рода магнитными реперами низшего ранга, которые могут быть использованы при палеомагнитных исследованиях молодых осадочных комплексов в качестве опорных точек. Кривые вариаций, представленные на рис. 2, являются региональным макетом сводной магнитохронологической схемы позднеледниковья – голоцена, в частности для северо-западной части России, Фенноскандии и близлежащих регионов. Если рассматривать кривые PSV по отношению к основным стратиграфическим подразделениям позднеледниковья – голоцена, которые приведены в левой части рис. 2, то очевидно следует говорить о магнитостратиграфической схеме по аналогии с широко используемыми в магнитостратиграфии шкалами геомагнитной полярности. Но в данном случае единицей (элементом) схемы являются пики вариаций.

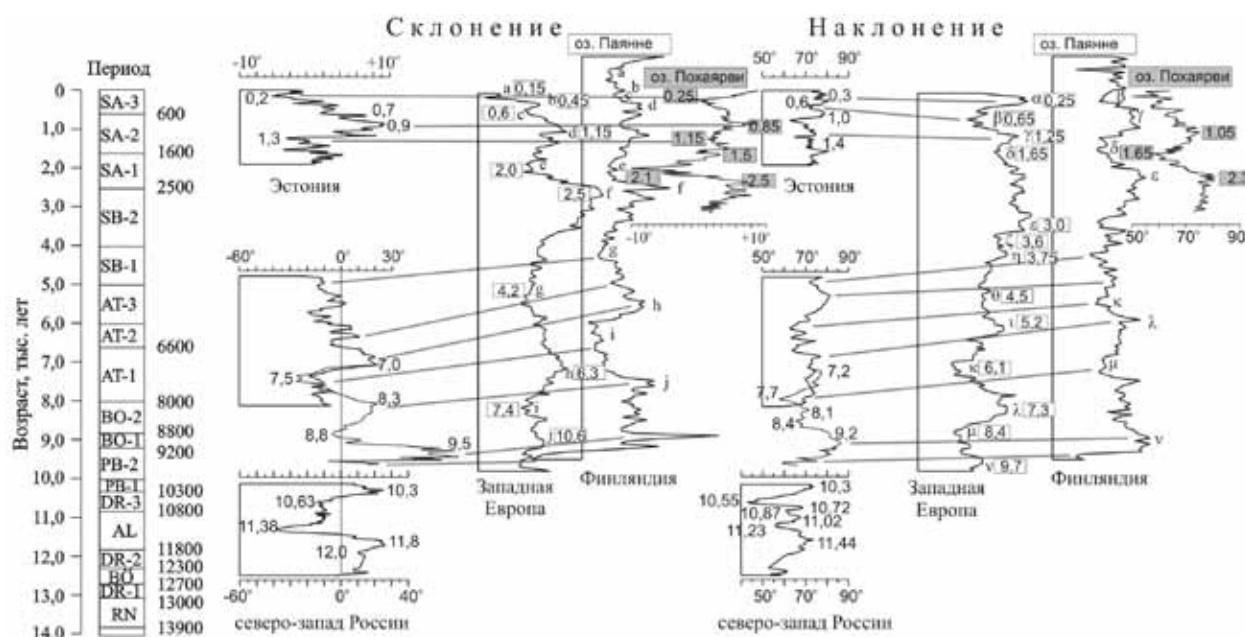


Рис. 2. Сводная магнитохронологическая (магнитостратиграфическая) схема палеоэволюции вариаций.

Цифры у кривых соответствуют радиоуглеродному возрасту пиков (тыс. лет). Буквенные обозначения и возраст пиков западноевропейских кривых (в белых прямоугольниках) приведены в соответствии с [3]. Возраст пиков оз. Похьярви приведен в серых прямоугольниках [5].

Интересный результат был получен при сопоставлении палеомагнитных данных с изменениями ландшафтно-климатических условий в позднеледниковье и в голоцене на территории северной и центральной – восточной Европы [6], а также сводных кривых вариаций среднегодовых температур по разным регионам (Беларусь, Карелия, Русская равнина, северо-восточная Европа). Исходя из гипотезы, что положение геомагнитного полюса (как центра аврорального овала) вместе с корпускулярным солнечным излучением (обуславливающим геомагнитную активность) может влиять на изменение атмосферной циркуляции в северной Европе, можно предположить, что изменение местоположения геомагнитного полюса в масштабе сотен – первых тысяч лет также должно быть отражено в изменениях климатической ситуации в таком же временном масштабе.

Новые палеомагнитные данные позволяют сделать расчет траектории дрейфа виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) и сопоставить его с основными климатическими событиями.

На основании вышеприведенного фактического материала, который: - получен для высокоширотной области, где наиболее контрастно выражены долговременные изменения природной среды и климата и минимально влияние недипольных источников геомагнитного поля; - достоверен, поскольку одно и то же явление - изменение геомагнитного поля во времени - изучено как по палеомагнитным данным, полученным по литогенетически разным типам отложений, так и по археомагнитным данным (для последних нескольких тысяч лет); - высокоинформативен, имеет хорошую возрастную привязку и шаг дискретизации первые десятки лет; - снимает проблему корреляции палеоклиматических и палеомагнитных данных, поскольку получен из одних и тех же объектов, был выполнен анализ траектории дрейфа ВГП относительно природных условий позднеледниковья – голоцена [7]. Установлено, что чередование стадийных (холодных) и интерстадийных (теплых) периодов коррелирует с местоположением ВГП; с приближением полюса к территории северной Европы происходит потепление в то время как при удалении – похолодание. То есть местоположение геомагнитного полюса как центра аврорального овала оказывает влияние на характер атмосферной циркуляции и, следовательно, на динамику климатических изменений. И если причиной долговременных климатических изменений в масштабе десятков - сотен тысяч лет принято считать астрономические факторы - изменение параметров орбиты Земли, то в колебаниях климата в масштабе нескольких сотен – первых тысяч лет прослеживается связь с PSV. Нет оснований утверждать, что колебания климата обусловлены вековыми геомагнитными вариациями. Вероятно, те и другие являются следствием какого-либо третьего (внеземного) фактора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахмутов В.Г. Палеомагнитные вариации. – Киев: Наук. Думка, 2006. – 296 с.
2. Geomagnetism of baked clays and recent sediments / Ed. by K.M. Creer, P. Tucholka and C.E. Barton. — Amsterdam: Elsevier, 1983. – 324 p.
3. Turner G.M., Thompson, R. Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1982. – V. 70. – № 3. – P. 789-792.
4. Saarinen T.J. Paleomagnetic study of the Holocene sediments of Lake Paijanne (Central Finland) and Lake Paanajarvi (North-West Russia) // Geological Survey of Finland. – 1994. – Bull. 376. – 87 p.
5. Saarinen T.J. High resolution palaeosecular variation in northern Europe during the last 3200 years // Phys. Earth and Planet. Inter. – 1998. – V. 106. – P. 299-309.
6. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет / Под редакцией А.А. Величко. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.
7. Bakhmutov V. The connection between geomagnetic secular variation and long-range development of climate changes for the last 13,000 years: the data from NNE Europe // Quaternary International. – 2006. – V. 149. – P. 4-11 (doi:10.1016/j.quaint.2005.11.013).

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. УССУРИ

Белянин П.С.

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

BIOSTRATIGRAPHY OF SEDIMENTS MIDDLE AND LATE HOLOCENE IN THE BASIN DOWNSTREAM USSURI

Belyanin P.S.

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok

Исследование голоценовых отложений юга Дальнего Востока имеют длительную историю, отраженную в многочисленных публикациях [1; 3; 4; 5; 6]. Однако до сих пор многие черты развития природной среды этого региона остаются неясными.

Районом исследования является нижнее течение р. Уссури (рис. 1). В его рельефе, в зависимости от морфометрических характеристик, степени и характера расчлененности выделяются три зоны рельефа: низменная аллювиальная равнина, зона уплощенных увалов (абс. выс. 65-120 м), мелкогорий (абс. выс. 200-500 м) и низкогорий (абс. выс. 500-1000 м).

Климат района муссонно-континентальный со среднегодовой температурой воздуха 2,9 °С. В зимний период преобладают северо-западные ветра, приносящие сухой, холодный воздух с континента. Средняя температура января -20,8 °С.



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов. Границы: 1 – Государственная, 2 – административная между Приморским и Хабаровским краями; 3 – изученный разрез.

Летом муссоны, проникая с акватории Тихого океана, несут большое количество влаги. С июня по сентябрь выпадает около 400 мм осадков. В июле и августе температура воздуха достигает 40°C , при средней температуре июля $21,4^{\circ}\text{C}$ [8].

В распределении современной растительности наблюдается отчетливая ее связь с рельефом. Участки обширных низменных равнин слабо затронутых антропогенным воздействием покрыты осоково-вейниковыми лугами с тростниково-сфагновыми участками болот переходящими в мари, отдельные релки поросли лиственной растительностью (дуб, береза, осина). Залесена и приустьевая часть поймы. В мелководьях и низководьях сохранились массивы тайги южно-уссурийского типа [2].

В работе на основе данных, полученных в результате биостратиграфического расчленения отложений, рассматривается развитие палеоландшафтов бассейна нижнего течения р. Уссури в среднем и позднем голоцене. Для реконструкции палеоландшафтов были использованы палинологические материалы и результаты морфологического исследования состава почвенной толщи, полученные при исследовании пойменных отложений в бассейне нижнего течения реки Уссури.

Разрез заложен на высокой пойменной террасе правого берега нижнего течения р. Бикин, в точке с координатами $46^{\circ}46'43,28''$ с. ш., $134^{\circ}16'34,10''$ в. д. (абс. выс. 53,0 м). Описание и отбор проб из почвенного разреза выполнено Н.А. Рыбачук, А.В. Назаркиной (БПИ ДВО РАН) и автором, спорово-пыльцевой проведен в ТИГ ДВО РАН.

В общей структуре разреза были выделены четыре локальные палинозоны, отражающие развитие палеоландшафтов в среднем и позднем голоцене: *Pinus koraiensis* – *Picea* (инт. гл. 0-32 см); *Pinus koraiensis* – *Quercus* – *Sphagnum* (инт. гл. 32-38 см); *Betula* – *Alnus* – *Alnaster* (инт. гл. 38-148 см) и *Quercus*–*Betula* sect. *Albae* (инт. гл. 148-170 см).

Рассмотрим более подробно палинологическую характеристику отложений среднего и позднего голоцена (Q^2_{IV} – Q^3_{IV}), отражающих начавшееся похолодание климата, наступившее после окончания климатического оптимума голоцена (Q^2_{IV}). В результате проведенного биостратиграфического расчленения отложений разреза, в инт. 38-148 см, из отложений представленных черновато-бурым, сизовато-бурым, сизым и сизовато-ярко-охристым суглинками была выделена локальная палинозона *Betula* – *Alnus* – *Alnaster*.

В верхней части горизонта (инт. гл. 38-60 см), на границе оптимальной фазы голоцена, отмечено начало похолодания. В составе палиноспектра доминирует пыльца холоднолюбивых растений. В конце интервала в группе древесных растений отмечается появление пыльцы *Ulmus*. Сильно увеличивается содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 31,3 %), появляются пыльцевые таксоны гибридных и кустарниковых берез (*Betula* sp., и *Betula* sect. *Nanae*) и ольховника (10,4 %). В группе травянистых и споровых растений велико содержание спор семейства Polypodiaceae (63,6%), *Selaginella* (33,8 %).

В средней части горизонта (инт. гл. 60-115 см) возрастает лишь содержание кустарниковых берез (до 62,5 %), из древесных – *Alnus* (до 25,0 %) и *Ulmus* (до 12,0 %), из травянистых и споровых – Polypodiaceae (92,4 %). Резко увеличивается количество пыльцевых таксонов гибридной формы ольхи. По морфологическим признакам ольховника отмечаются также пыльцевые таксоны гибридных берез. Появляются пыльцевые зерна *Picea* sp. (5,0 %), резко увеличивается содержание кустарниковых берез (до 31,6 %) и *Alnus* (до 52,6 %). Среди трав и споровых растений доминирует семейство Polypodiaceae (80,4 %).

В средней части горизонта (инт. гл. 115-148 см), основное ядро в палиноспектре составляет пыльца кустарниковой ольхи (56,3 %), с присутствием пыльцевых таксонов гибридных форм берез (22,9 %). Широколиственные растения представлены *Quercus*, *Ulmus* и *Tilia*. В группе травянистых растений отмечается пыльца Cyperaceae, Ranunculaceae, Polemoneaceae, Asteraceae. Среди споровых растений велико содержание мхов *Sphagnum* (50,0%), но доминируют споры Polypodiaceae (47,8 %).

На рубеже среднего и позднего голоцена ($Q^2_{IV} - Q^3_{IV}$) в условиях начавшегося похолодания климата после окончания оптимальной фазы голоцена (Q^2_{IV}), происходило формирование палеоландшафтов с более холоднолюбивой растительностью. В этот временной промежуток произошло замещение ландшафтов разнотравных лугов, широколиственных и смешанных лесов на ландшафты с преобладанием в днище долины сфагновых болот (ерников) со мхами *Sphagnum*, папоротниками, кустарниковой березой и ольховником. На склонах и водоразделах горного обрамления преобладали ландшафты с березово-темнохвойными лесами и участием лиственницы. На наиболее хорошо прогреваемых участках склонов южной экспозиции, очевидно, по-прежнему продолжали произрастать куртины кедрово-широколиственных лесов, более широко развитых в палеоландшафтах во время оптимума голоцена. Отмечено сильное ослабление роли неморальной растительности в общей структуре ландшафтов. В почвенных горизонтах выявлены следы пожаров, возникших вероятно под влиянием деятельности человека, активно использовавшего древесину для обогрева жилищ.

Во второй половине позднего голоцена (Q^3_{IV}) отмечается относительное потепление климата. В результате расширяются ареалы ландшафтов кедрово-широколиственных лесов, захватывающих все более северные склоны. Сокращаются площади занятые березово-темнохвойными лесами, а также лиственницей. В зоне низкогорий происходит широкое развитие темнохвойной тайги, распространяющейся на более высокие уровни ранее занятые кедровым стлаником. В днищах долин сокращаются площади сфагновых болот, на их месте образуются осоковые и вейниковые луга. На приречных релках формируются леса с преобладанием дуба монгольского, участием лип (амурской и Таке), березы, ильма долинного, ольхи и ив. Происходит становление структуры ландшафтов близкой к современной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И.Г. К вопросу о колебаниях климата и причинах оледенений плейстоцена // Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. – М., 1978. – С. 13.
2. Колесников Б.П. Растительность. Южная часть Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. – 289 с.
3. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. – 234 с.
4. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И. Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26. – № 4. – С. 53-56.
5. Короткий А.М., Скрыльник Г.П., Коробов В.В. Тенденции изменения природной среды и возможные сценарии ее развития // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 6. – С. 3-16.
6. Муратова М.В., Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Шумова Г.М. Изменение природы Приханкайской равнины в позднем плейстоцене // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. – Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978. – С. 81-89.
7. Никольская В.В. Некоторые данные по палеогеографии оз. Ханка // Материалы по геоморфологии и палеогеографии. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – С. 215-226.
8. Справочник по климату СССР. Вып. 26. Приморский край. – Ч. IV. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 238 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ УССУРИ-ХАНКАЙСКОЙ-РАЗДОЛЬНЕНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Белянина Н.И., Белянин П.С.

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

THE PALYNOLOGY CHARACTERISTIC OF LOESS LOAM SEDIMENTS OF USSURI-KHANKA- RAZDOLNAYA DEPRESSION IN THE MIDDLE AND LATE NEOPLEISTOCENE

Belyanin P.S., Belyanina N.I.

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok

Уссури-Ханкайско-Раздольненская депрессия расположена в южной части бассейнов рек Амур и Раздольная на территории Приморского края. В ее центральной части впадины лежит крупнейший пресноводный водоем Дальнего Востока – оз. Ханка. Рельеф района представлен сочетанием геоморфологических элементов днищ долин (низкой, высокой и луговой пойменных, а также надпойменных террас, с превышениями 1,5-2 м относительно друг друга), низких озерно-аккумулятивных (абс. выс. 68-73 м) и высоких аккумулятивно-денудационных равнин (абс. выс. 73-100 м), останцов денудационного рельефа, холмов и плоских увалов (абс. выс. 100-250 м). В горном обрамлении выделяется пояс мелкогогорий (абс. выс. 200-500 м) и низкогорий (абс. выс. 500-1000 м).

Несмотря на широкое разнообразие типов рельефа, в значительной степени определяющих характер субстрата и ландшафтную структуру депрессии, основные площади заняты лессовидными отложениями приурочены к зонам равнин, днищам долин (кроме пойменных террас), останцов денудационного рельефа, холмов и плоских увалов. За пределами этой зоны бурые суглинки встречаются фрагментарно, в основном по речным долинам и плоским водоразделам. Их кровля колеблется от 70 м абс. выс. в зоне останцового рельефа, до 250-300 м в зоне мелкогорий.

Среди лессовидных отложений Уссури-Ханкайской-Раздольненской депрессии, наибольшее распространение имеют «бурые» суглинки. К их комплексу отнесены окрашенные в бурый цвет покровные глинистые и суглинистые образования, переходящие ниже по разрезу в пестроцветные и красноцветные суглинки и глины [1], подстилаемые раннечетвертичными аллювиальными отложениями и докайнозойскими породами. Переходы между этими слоями довольно четкие, текстура пород беспорядочная.

Вопрос генезиса и возраста «бурых» суглинков долгое время остается дискуссионным. В.К. Сохин [2] считает их генезис озерным, А.И. Животовская [3], В.Ф. Болиховский [4] и А.М. Короткий – полигенетическим [1], Г.С. Ганешин [5] и Б.И. Павлюткин [6], Ряченко и др. [7] – эоловым. М.В. Муратова и др., [8] указывает на отсутствие диатомей в плейстоценовых отложениях «бурых» суглинков, что по ее мнению является результатом их субаэрального происхождения. В дальнейшем, в ходе геолого-съемочных работ проведенных «Приморгеологией», получены дополнительные данные о генезисе и возрасте суглинков. Г.С. Ганешин [5] первым высказал предположение о возможной связи «бурых» суглинков с процессами лессообразования и последующего разлессования. В последующие годы Б.И. Павлюткиным [6], была сформулирована концепция, в соответствии с которой бурые суглинки образовались в условиях перигляциальной обстановки, как своеобразные «влажные» лессы, сформировавшиеся в специфичных условиях холодных эпох плейстоцена. Было доказано, что структура «влажных» лессовых формаций гораздо сложнее, а входящие в нее компоненты обладают во многих случаях свойствами, отличающими эти формации от классических лессов [6; 9].

Детальные изучения кернов «бурых» суглинков из многочисленных скважин, показали бедность их растительными остатками. Однако, в прослоях «бурых» суглинков – серых глинах (погребенные почвы), выделены достаточно полные спорово-пыльцевые спектры.

Представительные палиноспектры из «бурых» суглинков были получены авторами на побережье Амурского залива (юг Приморского края) в т.н. 64.67 (рис. 1). Здесь они перекрывают палеогеновые угленосные отложения в Артемо-Тавричанкой впадине.

Были вскрыты следующие литологические слои (снизу):

1. Суглинок серый, гумусированный, однородный 5,0-5,5 м;
2. Переслаивание суглинка серого и бурого 4,5-5,0 м;
3. Суглинок слоистый по цвету (от бурого до серого) 3,5-4,5 м;
4. Суглинок серый гумусированный, тяжелый 3,0-3,5 м;
5. Суглинок бурый 2,2-3,0 м;
6. Суглинок слоистый по цвету (коричневый и серый), слои смятые, перекрученные (криогенная текстура) 0,5-2,2 м;
7. Суглинок коричневатый-серый, тяжелый 0,0-0,5 м.

Из верхней пачки отложений (интервал глубин 0,5-2,2 м.), выделен палинокомплекс, который состоит из пыльцы северобореальной таежной растительности Дальнего Востока. В палиноспектрах доминирует пыльца кустарниковых форм берез *Betula* sect. *Nanae* (10,0-30,0 %), *Betula* sp. (27,0-45,0 %), и древесных *Betula* sect. *Albae* (7,7-20,7 %).

В группе хвойных растений господствует пыльца темнохвойной тайги *Picea* sect. *Omorica* и *Eupicea* (12,0-40,0 %), присутствует кедровая сосна *Pinus* s/g *Harpoxylon* (2,7-3,5 %). Травянистые растения представлены пыльцой осоковых, злаковых и разнотравьем. В группе споровых растений значительное содержание спор мха *Sphagnum* (до 96 %). Аналогичные палиноспектры получены из верхней части разреза «бурых» суглинков перекрывающих нижнеплейстоценовый-эоплейстоценовый аллювий реки палео-Раздольной (рис. 2).



Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов «бурых» суглинков в Приморском крае.

1 – государственная граница, 2 – граница Приморского и Хабаровского краев, 3 – разрез, изученный авторами, 4 – разрез, изученный другими исследователями.

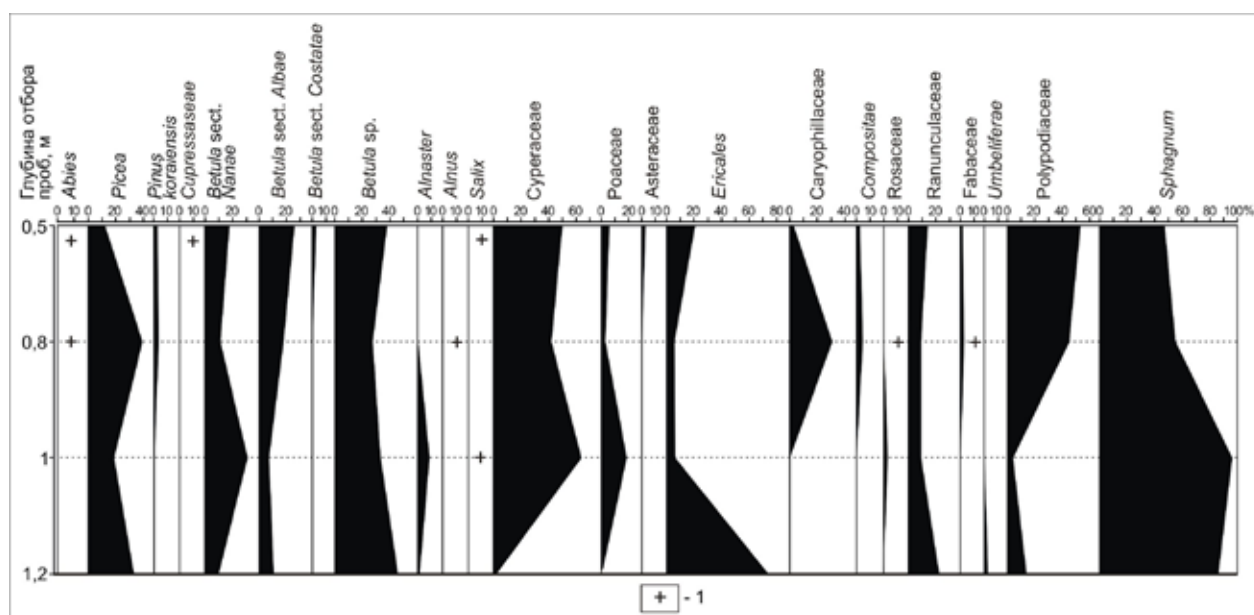


Рис. 2. Палинологическая диаграмма разреза «бурых» суглинков.
1 – содержание спор и пыльцы в палиносpectрах менее 2 %.

Из отложений «бурых» суглинков вскрытых карьером в окрестностях г. Спасск-Дальний, получен спектр с преобладанием пыльцы берез *Betula sect. Albae* (16,0 %), *Betula sect. Nanae* (37,0 %), *Betula sp.* (40,0 %). Встречены пыльцевые зерна осоковых. Среди споровых преобладают *Polypodiaceae*, *Sphagnum*.

Подобные данные получены из «бурых» суглинков вскрытых скважиной 324, пробуренной окрестностях с. Лазо. В полученном палиносpectре преобладает пыльца *Betula sect. Nanae* (67,0 %), *Betula sp.* (29,0 %), *Alnaster* (16,9 %).

На четвертой надпойменной террасе р. Раздольная, из «бурых» суглинков перекрывающих нижнечетвертичный аллювий, с глубины 6,0 м выделен палиносpectр, состоящий из *Picea* (6,7 %), *Abies* (1,1 %), *Betula sp.* (42,0 %), *Betula sect. Albae* (16,8 %), *Betula exilis* (23,6 %), *Betula middendorffii* (5,0 %), *Alnaster* (3,0 %). Единично присутствует пыльца *Pinus s/g Haploxydon*. Из травянистых преобладают осоковые.

В 30 км северо-восточнее, из разреза «бурых» суглинков, получена ^{14}C дата – 43 тыс. л. н. (Ки-3108), что соответствует каргинскому (черноруччинскому) времени позднего неоплейстоцена [6].

В зоне холмисто-увалистого рельефа вблизи восточного побережья оз. Ханка из «бурых» суглинков получен палиносpectр с преобладанием берез: *Betula manshurica* (16,0 %), *Betula exilis* (12,0 %), *Betula middendorffii* (25,0 %), *Betula sp.* (40,0 %). Единично встречаются пыльцевые зерна осоковых. Среди споровых преобладают *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Sphagnum*.

В районе с. Кронштадта из погребенной почвы в «бурых» суглинках получен палиносpectр состоящий из *Betula sp.*, (40,8 %), *Betula sect. Nanae* (53,1 %), *Betula sect. Albae* (4,1 %), *Picea* (1,9 %).

Данные палиносpectры отражают умеренно-влажные климатические условия, весьма типичные для средне-позднего неоплейстоценового времени (QII – QIII) в Приморском крае. Их возраст датируется средним-поздним неоплейстоценом [10].

Полученные результаты палинологических исследований «бурых» суглинков, скоррелированные с данными по другим разрезам, позволяют глубже понять их генезис и условия формирования. В позднем неоплейстоцене и голоцене «бурые» суглинки формировались в основном в более холодных климатических условиях, по сравнению с современными. Были развиты северобореальные, таежные и заболоченные ландшафты с «марями».

ЛИТЕРАТУРА

1. Короткий А.М., Никонова Р.И., Пода Е.П. Условия формирования «бурых» суглинков и глин Приморья. // Проблемы изучения четвертичного периода. – М., 1972. – С. 57-62.
2. Сохин В.К. Происхождение «бурых» глин Приморья и Приамурья // Проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1972. – С. 63 – 67.
3. Животовская А.И. О «бурых» глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. – 1956. – Вып. 1. – С. 74 – 88.
4. Болиховский В.Ф. Ископаемые почвы и генезис покровных «бурых» суглинков Южного Приморья // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. – Владивосток, 1978. – С. 76-80.
5. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. – Л.: Госгеолтехиздат, 1957. – 134 с. (Труды ВСЕГЕИ. Т. 4).

6. Pavlutkin B.I. Brown loams of Primorye – The Product of Atmogenic sedimentation // Program abstracts. Conference of Humen Dimensions and natural Processes in Environmental Change. Institute of Earth, CAS, Xian, China. – Xian, 2001. – P. 18.
7. Рященко Т.Г., Ухова Н.Н., Штельмах С.И., Беянина Н.И., Беянин П.С. Гипотезы формирования бурых суглинков Приморья: ретроспектива и новый взгляд (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30. – № 3. – С. 80-92.
8. Муратова, М.В. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии [текст] // Т.Н. Воскресенская, З.В. Алешинская, Н.С. Болиховская, Н.И. Глушанкова, А.В. Евсеев, О.Н. Лефлаг, Г.М. Шумова; МГУ им. М.В. Ломоносова. – М., 1981. – 160 с. – Деп. в ВИНТИ, 04.02.1981, № 864-81.
9. Рященко Т.Г., Акулова В.В., Соколов В.Н. и др. Анализ микроструктуры лессов из района Северного лессового плато Китая // Геоэкология. – 2000. – № 3. – С. 234 – 240.
10. Караулова Л.П., Назаренко Е.М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1972. – С. 57-62.

ЛЕДНИКОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В СЕВЕРНЫХ ГОРАХ ПРИНЦ ЧАРЛЬЗ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Бирюков А.С., Егоров М.С.

Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов, Санкт-Петербург, birjukov.57@mail.ru

GLACIO-MARINE DEPOSITS ON THE NORTHERN PRINZE CHARLS MOUNTAINS (EAST ANTARCTICA)

Birjukov A.S., Egorov M.S.

«Polar Marine Geosurvey Expedition» (PMGRE), Lomonosov, Saint-Petersburg, Russia

Значительное влияние на развитие региона северной части гор Принс-Чарльз (СПЧ) в кайнозой оказали, как минимум, три регрессивно-трансгрессивных цикла, непосредственно связанные с изостатическими и неотектоническими флуктуациями и периодами оледенений, что неоднократно отмечалось в многочисленных работах проведенных, как российскими, так и иностранными исследователями.

При проведении сезонных полевых работ в СПЧ нами исследованы кайнозойские ледниковые, озерные, и ледниково-морские отложения на массивах: Фишер, Уиллинг, Меридит, Ланьон, Мак-Лауд, Шо и в горах Космонавтов. Все означенные массивы расположены на западном берегу ледниковой системы выводного ледника Ламберта и шельфового ледника Эймери.

Самое раннее проявление кайнозойской трансгрессии с накоплением толщи осадков мощностью более 100 м отмечено вокруг вершины горы Надкаровой (1456 м) массива Фишер. Осадки залегают на вершинном плато, где заполняют денудационную депрессию вокруг сглаженного вершинного пика, сложенного породами кристаллического фундамента и обнажаются в бровке южной экспозиции кара Большого на высотах 1450-1350 м. Отложения носят название Mount Jonston Formation [8] и представлены толщей валунно-песчаного гравия с небольшой долей алевроитов охристо-рыжего цвета, лежащей непосредственно на кристаллических породах протерозоя. В метре от их базального основания, *in situ* были найдены обломки панцирей морских диатомовых водорослей *Puxilla reticulate* и *Stephanopyxis splendidus*, возраст которых предположительно определен как ранне – миоценовый и даже олигоценый [8], т. е. 25 млн. лет. З.В. Пушина по видовому составу диатомей предположила их возраст не старше ранне миоценового, т. е. не ранее 23,8 млн. лет. Генезис данных отложений можно определить как морской и ледниково-морской, возможно, переходящий в ледниковый. Уровень залегания пород на начальном этапе седиментации находился ниже уровня моря, который в то время превышал современный более, чем на 120 м [9]. Мощность отложений в современном разрезе в каждом частном пересечении не превышает 65 м.

В процессе полевых работ 53 РАЭ [1] на платообразной вершине массива Уиллинг (1360) м найдены диатомиты мощностью около 1 м, отнесенные к ледниково-морским отложениям раннемиоценового возраста и к завершающей ледниковой фазе их формирования, когда шло активное опреснение ранее морских, ставших приледниковыми водоемов. В изученных отложениях З.В. Пушиной установлен пресноводный комплекс диатомей, залегающих *in situ* с преобладанием бентосных форм *Navicula laevis* Kutz., *N. radiosa* Kutz., *N. cf. seminulum* Grunow, *N. sp.*, *Pinnularia cf. caudate* (Boyer) Patrick, *Fragilaria sp.*, *Synedra sp.*, *Achnanthes? sp.*, *Tabellaria sp.* (септа) и обломки морских переотложенных панцирей диатомей *Coscinodiscus sp.* и *Trachyneis*.

Эти диатомовые водоросли характеризуют пресноводные, возможно, слабо-солонатоводные условия осадконакопления прибрежной зоны мелководного бассейна.

Кроме того, внешне подобные отложения не установленного на данный момент генезиса были исследованы на горе Аплик, в районе гор Космонавтов, где они заполняют палеокотловину шириной 0,5 км и протяженностью около 1,0 км в седловине между двумя вершинами горы Аплик в интервале высот 1609-1647 м. Отложения представлены зеленовато-желтыми песками, преимущественно мелкозернистыми, иногда глинисто-алевритистыми, гравийными с примесью щебня и мелких окатанных валунов. Мощность составленного там разреза в сезон 2010-2011 г. по юго-западному склону составила 39,2 м, общая мощность отложений, с учетом понижения дна котловины в средней части, предположительно может составлять до 60 м.

Раннемиоценовая трансгрессия сменилась оледенением, которое перекрывало большинство известных вершин в Восточной Антарктиде. С началом очередной дегляциации возобновился подъем территории и к началу второй трансгрессии, отложения первой трансгрессии на вершине г. Надкаровой были подняты до абсолютной отметки около 1000 м над уровнем моря. Последующая деградация ледникового покрова с возобновлением подъема привела к частичной эрозии данных отложений. Кроме того, произошло образование поверхности выравнивания на высоте 800-1100 м.

Последующее оледенение выработало чаши присклоновых ниш северо-восточного простирания с относительно крутыми бортами (20° - 25°) и достаточно ровным дном, на котором остались следы ледниковой штриховки. Далее началась очередная вторая трансгрессия. Ниши заполнялись мощными толщами рыхлых осадков морского, ледниково-морского и ледникового генезиса. Данная толща носит название Fisher Bench Formation. Она залегает на обрывах скал Юго-Восточных массива Фишер и частично на северо-западном его склоне. Мощность толщи составляет около 340 м, а полная их мощность может превышать 450 м. Современный уровень залегания базального основания, сложенного кристаллическими породами протерозоя, проходит на высотных отметках 376-319 м с понижением на северо-восток под углом $5-7^{\circ}$. Кроме того, в районе ГПЧ подобные отложения известны на юго-восточных склонах массивов Мередит и Ланьон, а так же в кромке обрывов и террасах Скал Береговых на массиве Мак-Лауд и террасах юго-восточного склона массива Геологов. Терраса несколько более высокого гипсометрического уровня – 450-470 м отмечалась также на юго-восточном склоне массива Шо, но мощность рыхлых отложений здесь составила всего около 10 м. На всех вышеперечисленных массивах в морских толщах (за исключением массива Шо, где рыхлые отложения на наличие диатомовых водорослей, к сожалению, опробованы не были) З.В. Пушиной (ВНИИОкеангеология) определены комплексы диатомовых водорослей, относящихся к планктонным, бентосным и тихопелагическим видам.

На массиве Фишер в основании разреза по составу диатомовых водорослей выделены два комплекса мощностью около 35 м каждый с 40 метровым перерывом немой толщи между ними, которые по составу комплексов определенных в них диатомовых водорослей, отнесены З.В. Пушиной к среднему и средне-верхнему миоцену. В морской части разреза на массиве Фишер были найдены на расстоянии около 1,5 км от палео-берега ракушняковые банки, буквально «набитые» раковинами *Chlamys patagonica*(?) размером до 12 см в диаметре и трубочками полихет, а в палео-прибойной зоне обломки и раковины толстостенных *Hiatella arctica* также в симбиозе с полихетами. Обломки раковин *Hiatella arctica* также были найдены в основании разреза рыхлых толщ Скал Береговых на массиве Мак-Лауд. Одна проба из отложений ракушняковой банки была отдана Большиновым Д.Ю. на определение абсолютного возраста методом ЭПР (метод электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии с поправкой по содержанию урана в структуре вещества раковин). Результат составил 860 ± 93 тыс. лет. В то же время польскими исследователями в сезон 2007-2008 гг. из соседнего обнажения были отобраны пробы на определение абсолютного возраста по изотопному составу стронция. По ним были получены значения в интервале от 11,0 до 8,15 млн. лет, что соответствует верхне-миоценовому возрасту. На отметке 580 м *in situ* определены пресноводные диатомовые водоросли, что может говорить о переходе к одному из ледниковых этапов развития отложений и опреснению приледникового водоема.

Мощность морских отложений на массиве Фишер определяется по границе распространения морских диатомовых водорослей в толще валунно-галечных песчаных алевритов с прослоями ленточных песчаных и пелитовых алевритов. Она составляет в различных разрезах от 90 до 120 м, что соответствует высотным отметкам от 450-500 м. Разрезы между собой коррелируются плохо из-за фациальной изменчивости по простиранию и, зачастую, плохой обнаженности.

Выше залегает толща немых, фаунистически не охарактеризованных отложений, представленная пачками диамиктонов с включением, как остроугольных валунов местного происхождения, так и окатанных – принесенных. Диамиктиты переслаиваются с тиллами и, преимущественно маломощными, пачками ленточных алевритов, хотя, в отдельных обнажениях их мощность достигает 15-22 м. Ленточные алевриты этой толщи могли образовываться в приледниковых пресноводных, либо значительно опресненных водоемах, а ленты соответствуют сезонным слоям. Мощность толщи составляет от 70 до 90 м.

Венчает разрез толща достаточно однородных по гранулометрическому составу валунных диамиктов мощностью от 50 до 70 м, практически повсеместно скрытая продуктами активно идущих осыпных процессов.

Верхняя граница отложений в центральной и северной части массива Фишер проходит по юго-восточному склону на высотных отметках от +800 м в центре до +600 м на северо-востоке, образуя достаточно четкую границу примыкания. Поверхность отложений полого наклонена к юго-востоку и осложнена серией из пяти террас, причем две нижние террасы испытали значительные деформации в период плейстоценового ледникового гляциомаксима. Ленточные алевроиты здесь находятся в нарушенном вертикальном и круто падающем залегании, либо смяты в складки. Поверхность осложнена ледниковыми и озерными террасами второго и третьего порядка, образующими лестницы мелких (1-5 м по высоте) террас на фоне 70-100 м морских террас. Высота отметок бокового давления ледника Ламберта составляет около 120 м.

Подтверждением повышения уровня ледника в период плейстоценового гляциомаксима также является боковая отложенная морена сохранившаяся на восточной оконечности южного склона массива на уровне 60-80 м выше современной поверхности ледника. Подобные ледниково-морские террасы формируют поверхности восточных и юго-восточных склонов массивов Меридит, Ланьон, Геологов и Мак-Лауд.

Происхождение всех этих террас, безусловно, связано с колебаниями уровня моря, но образованы они, вероятно, были краевой частью шельфового ледника, находящегося на плаву. Очевидно, этим обстоятельством можно объяснить наклон в 5° , как поверхности, так и основания террасированной толщи.

Третья трансгрессия оставила следы своего присутствия под восточным склоном массивов Мак-Лауд и Геологов на поверхности террас Флэгстон-Бенч и Пагодрома Горж по уровню, примерно +160-180 м, а донная поверхность проходила под береговым склоном, проходившим по горизонтали +100-120 м над современным уровнем моря. Здесь на границе с ледником образовался водоем, который перекрыл все имеющиеся депрессии палеорельефа, где и происходило основное и наиболее мощное осадконакопление, сформировавшее двухчленную по строению толщу, названную формацией утесов Бардина (Bardin Bluff Formation). Предполагается ее верхнеплиоценовый – нижнеплейстоценовый возраст [10]. Нижняя толща серой морены имеет мощность 15-18 м и перекрывает пермские осадочные породы. Ее подошва лежит на высотах от 160 м над уровнем моря на западе до ниже уровня моря в устье протоки Межозерной на востоке [2,7], выше лежит 25-40 метровая бурая морена.

Формация Утесов Бардина содержит ископаемые диатомеи в маломощных раковино-содержащих осадках [2]. Набор диатомей таксономически и экологически отличается от такового с массива Фишер. Тиллы содержат *Pseudopodosira* sp., бентосные виды рода *Diploneis*, *Navicula* и *Amphora*, и планктонные виды: *Stephanopixis turris*, *Thalassiosira oestrupii*, *Coscinodiscus oculoides*, *Actinocyclus actinochilus* и др. *Actinocyclus actinochilus* – вид, живущий от среднего плиоцена доныне [5]. Диатомовый анализ из проб, отобранных в период работ 48 РАЭ (2003 г.), обнаружил в двух образцах из «серой» морены створки диатомей *Porosira pseudodenticulata* и *Thalassiosira latimarginata*, последняя не является характерной для современных антарктических морей. Эти створки, предположительно, являются переотложенными, как и обломки раковин фораменифер. В пробе, отобранной из «Бурой» морены, были определены виды *Eucampia Antarctica*, *Nitzschia obliquecostata* и *Porosira pseudodenticulata*, типичные в современном планктоне залива Прюдс.

Обилие, состав и сохранность диатомей указывают на то, что эта толща накапливалась *in situ* в береговой зоне, так как преобладают антарктические неритовые и гляциально-морские виды [6]. Диамикты и плохо сортированные псаммиты, слагающие толщу, были продуктом отложения недалеко от обрушивающегося ледника и от айсбергов. Скопления валунной глины под ледником образовывались, когда лед опирался на дно фьорда. Фации осадков также свидетельствуют о подводных оползнях и гравитационных потоках. Песок и гравий отлагались при подводном разряжении потоков [3]. Таким образом, большая часть осадков была отложена на мористой стороне отступающего ледяного фронта.

В итоге мы имеем три фаунистически охарактеризованных уровня ледниково-морских и морских отложений гипсометрически расположенных на высотных отметках.

I. Высота отложения 1260-1600 м, возраст ранне-средне миоценовый, возможно олигоценовый. Мощность отложений в сохранившихся от полного размыва привершинных чашах депрессий от 40 до 55-60 м.

II. Интервал залегания 350-800 м, возраст определенный по панцирям диатомовых водорослей дает более широкий возрастной диапазон – от верхнего миоцена до плейстоцена. Отложения широко распространены в горах Принца Чарльза на массивах Фишера, Меридит, Ланьон, Мак Лауд, Шо. Граница фундамента четкая, резкая. На поверхности пород базального основания следы ледниковой штриховки. Форма предгорной депрессии, заполненной морскими и ледниково-морскими осадками, представляет собой край полого вогнутой, вытянутой почти вдоль всего юго-восточного склона чаши с весьма ровным основанием. Мощность осадков в естественных обнажениях составляет до 270-350 м.

III. Интервал залегания 0-180 м, возраст плиоцен – ранний эоплейстоцен. Отложения заполняют депрессии, русла рек, ручьев. Мощность отложений 60-90 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лунев П.И., Егоров М.С. Кайнозойские отложения массива Уиллинг (Восточная Антарктида, горы Принс-Чарльз) в контексте региональных неотектонических процессов // Геология полярных областей земли, Материалы совещания Т. II. – М., 2009. – С. 13-17.

2. Bardin V.I., Belevich A.M. Early glacial deposits in the Prince Charles Mountains // The Antarctic, Soviet Committee of Antarctic Research Reports. – 1985. – V. 24. P. 76-81 (in Russian).
3. Hambrey M.J. McKelvey B.C. Neogene Glacigenic Facies and Environments in the Northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Abstract volume VII ISAES, Siena. – Siena, 1995. – P. 179.
4. Hambrey M.J. McKelvey B.C. Major Neogene fluctuations of the Neogene East Antarctic Ice Sheet: stratigraphic evidence from the Lambert Glacier region // Geology. – 2000. – V. 28. – P. 887-890.
5. Harwood D.M. Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Wise S.M., Jr., Schlich, R., et al. Proc. ODP, Sci. Results. – 1992. – V. 120. P. 683-733.
6. Laiba A.A., Pushina Z.V. Cenozoic Glacial-Marine Sediments from the Fisher Massif Prince Charles Mountains: The Antarctic Region // Geological Evolution and Processes. – 1997. – P. 977-984.
7. McKelvey B.C., Hamberley M.J., Mabin M.C.G., Harwood D.M. Webb P-N. The Neogene Pagodroma Group in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. Abstract volume VII ISAES, Siena. – Siena, 1995. – P. 262.
8. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., et al., Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO – Geoscience Australia Bulletin. – Canberra, 2001. – V. 247. P. 210 c.
9. Moriwaki K., Yoshida Y., Harwood D.M. Cenozoic glacial history of Antarctica – a correlative synthesis. Recent Progress in Antarctic Earth Science / Y. Yoshida *et al.* (ed). – Tokyo: Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), 1992. – P. 773-780.
10. Whitehead J. McKelvey B. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Bardin Bluff Formation, Amery Oasis, northern Prince Charles Mountains, Antarctica // VIII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington, 5-9 July, abstract volume. – Wellington, 1999. – P. 317.

ОСОБЕННОСТИ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И КЛИМАТООБУСЛОВЛЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Болиховская Н.С.

Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, nbolikh@geogr.msu.ru

FEATURES OF ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC CHANGES IN THE NORTHERN CASPIAN SEA REGION AND CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATIONS CONTROLLED BY CLIMATE DURING THE HOLOCENE

Bolikhovskaya N.S.

Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University

Смены ландшафтных обстановок на территории Северного Прикаспия в последние 10 тыс. лет были обусловлены изменениями климата и колебаниями уровня Каспийского бассейна. На основании геолого-геоморфологических, историко-археологических, малакофаунистических данных и результатов радиоуглеродного (^{14}C) датирования П.В. Федоровым, О.К. Леонтьевым, Г.И. Рычаговым, С.И. Варущенко с соавторами, А.А. Свиточем и др. установлены возраст, гипсометрия береговых линий и иерархия многократных трансгрессий и регрессий Каспия в голоцене. С.И. Варущенко и др. [4] установлено, что в интервале от 8000 л. н. до начала 19 века имели место не менее семи трансгрессий, превышающих современный уровень моря.

По материалам спорово-пыльцевого анализа донных осадков Каспийского моря, озерных, аллювиальных и субэдральных отложений северо-западного и северо-восточного секторов Прикаспия Т.А. Абрамовой, В.А. Вронским и др. реконструированы климатические условия и растительные сообщества прибрежных районов во время мангышлакской регрессии, в максимум новокаспийской трансгрессии и фазы позднеатлантического периода. Получению целостной картины эволюции растительности и климата в течение всей современной эпохи препятствовало отсутствие данных по прикаспийским разрезам, в которых отложения голоцена были бы представлены в полном объеме, имели репрезентативную палинологическую характеристику и серию ^{14}C -дат.

Объекты и методы. Впервые результаты подробного палинологического изучения датированных ^{14}C -методом осадков, позволившие реконструировать непрерывную последовательность изменений растительного покрова и климата Нижней Волги в голоцене, были получены нами в конце 1980-х годов [1]. По материалам дальнейших исследований был выполнен сравнительный анализ климато-фитоценологических сукцессий районов Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги и установлены закономерности ландшафтно-климатических изменений, происходивших на изучаемой территории в течение голоцена [3, 6].

Основными объектами исследований были разрезы наиболее индикационного в палинологическом отношении района Северного Прикаспия – Волго-Ахтубинской поймы, растительность которой, как показали

полученные результаты, активно реагировала на изменения климата и связанные с ними колебания уровня Каспия. Был выполнен спорово-пыльцевой анализ осадков двух разрезов, расположенных вблизи с. Солёное Займище (47°54' с.ш., 46°10' в.д.; абс. выс. около 19-20 м.), 5 км южнее г. Черный Яр Астраханской обл. Разрез 1 представлен 5-метровой толщей, вскрытой скважиной на осушке старичного озера, развитого на поверхности высокой поймы. По результатам палинологического анализа 50 образцов и ¹⁴C-датирования 5 проб [1, 2, 6] проведено детальное климатостратиграфическое расчленение разреза и установлено, что изученные озерно-старичные глины накапливались в течение всего голоцена. Разрезом 2 в обнажении вскрыты отложения высокой поймы, возвышающейся над урезом реки на 6-7 м. Репрезентативные данные получены для осадков суббореального и субатлантического периодов голоцена.

Палинологические данные были получены также для 10-метровой толщи, вскрытой скважиной № 22 в приморской зоне дельты Волги (45°43' с.ш., 47°55' в.д.; абс. выс. около 22 м) на Дамчикском участке Астраханского заповедника. Абсолютный возраст отложений этого разреза определяют шесть ¹⁴C-AMS-дат в интервале от 7287±44 до 3316±34 л. н. Результаты аналитических исследований свидетельствуют о неполноте геологической летописи голоцена в разрезах дельты Волги [3, 6], что подтвердили скрупулезные палинологические и палеоальгологические исследования 4-х разрезов дельты, проведенные К. Ричардсом [7].

Основные итоги палеогеографических реконструкций. По результатам палинологического анализа и ¹⁴C-датирования наиболее информативных разрезов голоценовых отложений детально реконструированы многократные смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций, происходившие в ландшафтах Нижней Волги на протяжении голоцена. Выполнена корреляция реконструированных палеоклиматических этапов с голоценовыми трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря (рис. 1).

Установлены следующие особенности изменений ландшафтно-климатических условий на территории Нижней Волги и климатообусловленных колебаний уровня Каспийского моря в голоцене:

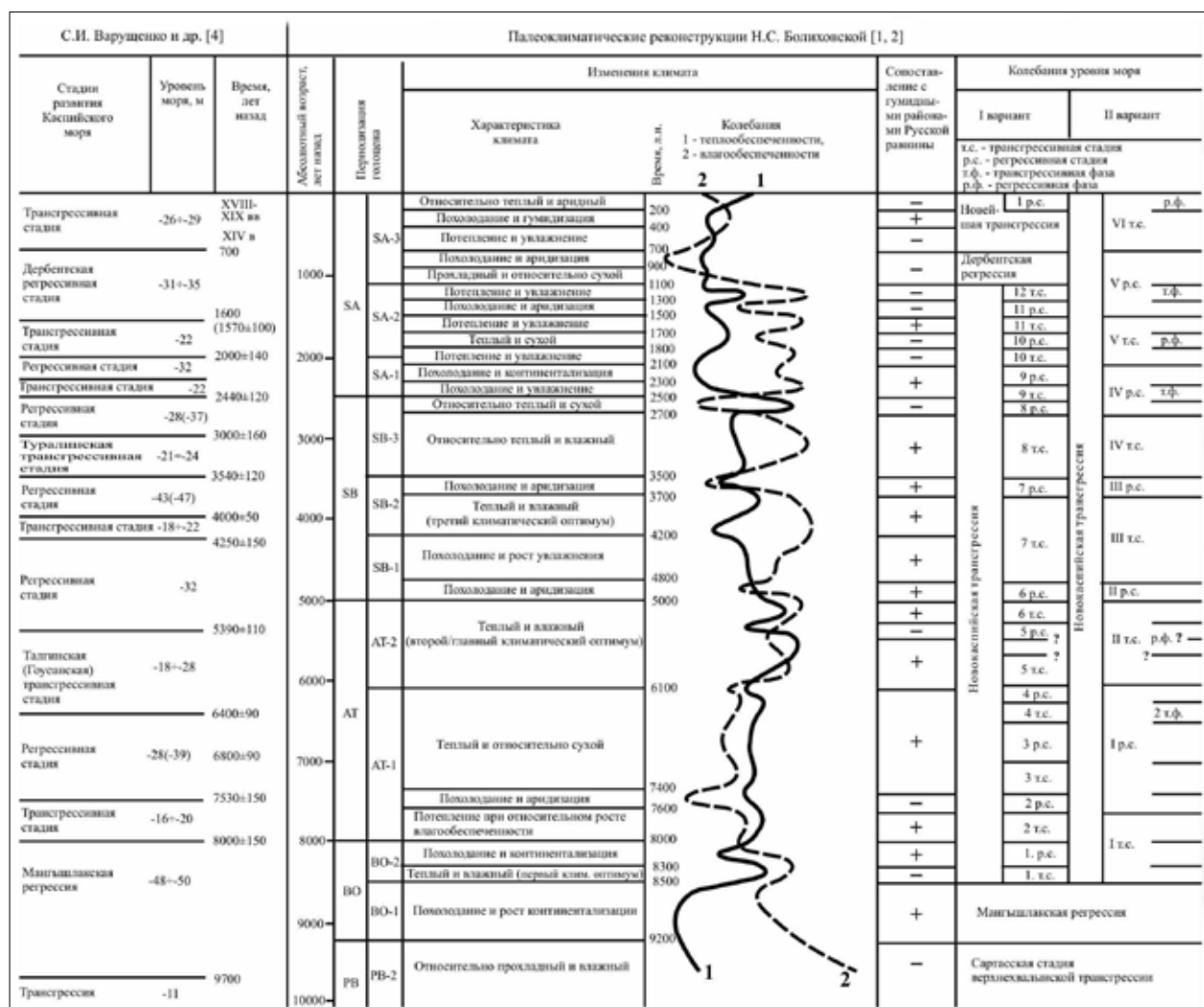


Рис. 1. Реконструкция и корреляция климатических событий на территории Северного Прикаспия в голоцене.

1. На протяжении последних примерно 10 тыс. л. на территории Нижнего Поволжья сменились не менее 26 фаз в эволюции ландшафтов и климата. Согласно имеющимся ^{14}C -датам и интерполяционным расчетам определены их хронологические границы;

2. В раннем и среднем голоцене, в интервале примерно 10000-2500 л. н. в климате более благоприятном и гумидном, чем современный климат исследуемого района, здесь доминировали лесостепные и степные ландшафты, которые в ходе своего развития прошли не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в позднем голоцене в период примерно 2500-900 л. н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. В последние 900 лет территория Нижнего Поволжья стала ареной развития пустынно-степных и пустынных ландшафтов, для которых, как и по историко-архивным данным, выявлены не менее 4-х климато-фитоценологических смен, отражающих колебания тепло- и влагообеспеченности (см. рис. 1);

3. Основная специфика протекания климатических процессов на этой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения. Главным из них был позднеатлантический оптимум (примерно 6100-5000 л. н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов. Сумма пыльцы термофильных древесных пород в характеризующих его палиноспектрах достигает 31%. Смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*, *C. caucasica*), бука восточного (*Fagus orientalis*), различных видов вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Близкие друг другу позднебореальный (примерно 8500-8300 л. н.) и среднесуббореальный (примерно 4200-3700 л. н.) оптимумы характеризовались меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и, в некоторые фазы, – степей. Однако они отличались от оптимума атлантического периода менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Сумма пыльцы широколиственных пород в характеризующих их палиноспектрах не превышает 21-23 %. Эти три этапа с наибольшим основанием могут соответствовать максимальным трансгрессивным состояниям Новокаспийского бассейна;

4. О трансгрессивных режимах Каспия свидетельствуют также фазы прохладного и относительно влажного климата. В первую очередь, – лесостепная фаза в интервале примерно 10000-9200 л. н., отвечающая сартаасской стадии, когда на не занятой морем части Северного Прикаспия были широко распространены сосновые редколесья и лесные участки с господством ели и пихты. Фазы похолодания и увлажнения климата зафиксированы также в интервалах примерно 4800-4200, 2500-2300 и 400-200 л. н. Кроме того, трансгрессивным режимам моря отвечали фазы потепления и увлажнения климата в интервалах около 8000-7600, 3500-2700, 2100-1800, 1700-1500, 1300-1100 и 700-400 л. н.;

5. Регрессиям разного ранга могут соответствовать как реконструированные минимумы тепла и влажности, т.е. периоды холодного и сухого климата, так и интервалы значительного потепления и аридизации (относительно теплого и сухого климата). Два самых значительных минимума теплообеспеченности и увлажнения приходятся на раннебореальный субпериод и на первую половину позднесубатлантического субпериода. Первый минимум отвечает времени мангышлакской регрессии Каспия около 9200-8500 л. н., а второй минимум соответствует дербентской регрессии около 1500-700 л. н. Внутри интервала 8500-1500 л. н. выделяются одна фаза резкого потепления и аридизации климата около 2700-2500 л. н. и пять фаз резкого похолодания и иссушения климата в интервалах около 8300-8000, 7600-7400, 5000-4800, 3700-3500 и 2300-2100 л. н., которые могут отвечать кратковременным, но глубоким снижениям уровня Каспия. Наиболее значительные из них относятся к интервалам примерно 7600-7400 и 3700-3500 л. н. Все фазы похолодания и аридизации климата отличало господство на рассматриваемой территории сухих степей и полупустынь, в которых ведущую роль играли ксерофитные марево-полынные сообщества;

6. Сопоставление выделенных ландшафтно-климатических этапов с этапами развития природы гумидных районов Русской равнины, питающих Каспийское море водными ресурсами, показывает, что разнонаправленно климат этих территорий изменялся в интервалах примерно 9700-9200, 8500-8300, 7600-7400, 5500-5400, 2700-2500, 2100-1700, 1500-400 л. н., а также в последнее столетие (см. рис. 1);

7. На основании реконструированных климато-фитоценологических сукцессий предложены две палеогеографические модели колебаний уровня Каспийского моря в послемангышлакское время (см. рис.1). Первая основывается на том, что позднесубатлантический интервал, характеризующийся господством полупустынных и пустынных ландшафтов, в фитоценологическом и климатическом отношении значительно отличается (за исключением последней фазы суббореального периода примерно 2700-2500 л. н.) от всей предшествующей части голоцена. При этом нужно заметить, что последняя (новейшая) 700-летняя стадия развития Каспийского бассейна в палеоклиматическом отношении близка к регрессивным стадиям, а не к трансгрессивным. Альтернативное решение ближе к схемам, разработанным О.К. Леонтьевым и Г.И. Рычаговым [5] и С.И. Варущенко и др. [4], за исключением регрессивной стадии в интервале около 5000-3500 л. н., которая, по палиноиндикационным критериям, развивалась как импульсная регрессивная стадия около 5000-4800 л. н., сменявшаяся

трансгрессивной стадией около 4800-3700 л. н., а затем новым глубоким импульсным снижением уровня Каспийского моря около 3700-3500 л. н.;

8. Схема периодизации палеоклиматических событий может служить климатостратиграфическим каркасом при палеогеографических исследованиях голоцена Северного Прикаспия. Установленные ландшафтно-климатические особенности и хронологические рамки реконструированных этапов изменения природной среды будут способствовать решению вопросов о возрасте климатообусловленных трансгрессивных и регрессивных стадий Каспийского бассейна и интенсивности преобразования голоценовых ландшафтов Северного Прикаспия в различные трансгрессивные и регрессивные эпохи.

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00093).

ЛИТЕРАТУРА

1. Болиховская Н.С. Палиноиндикация изменения ландшафтов Нижнего Поволжья в последние десять тысяч лет // Вопросы геологии и геоморфологии Каспийского моря. – М.: Наука, 1990. – С. 52-68.
2. Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник МГУ. Серия География. – 2011. – № 2. – С. 13-27.
3. Болиховская Н.С., Касимов Н.С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги в последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена (ред. Н.С. Болиховская и П.А. Каплина). – М.: Изд. географического ф-та МГУ, 2008. – Выпуск 2. – С. 99-117.
4. Варушенко С.И., Варушенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. – М.: Наука, 1987. – 239 с.
5. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – С. 134-146.
6. Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. The evolution of climate and landscapes of the Lower Volga Region during the Holocene // Geography, Environment, Sustainability. – 2010. – V. 3. – № 2. – P. 78-97.
7. Richards K., Bolikhovskaya N.S. Palynology of Pre-Holocene and Holocene shallow cores from the Damchik region of the Volga Delta: palynological assemblages, zonation, depositional environments and Caspian Sea level // The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change. Proceedings of the International Conference (October 14–16, 2010. Moscow, Russia). – Moscow: Faculty of Geography, MSU, 2010. – P. 126-129.

ЧТО ТАКОЕ «ТЕОРИЯ МИЛАНКОВИЧА»?

Большаков В.А.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
vabolshakov@mail.ru*

«MILANKOVITCH THEORY» – WHAT DOES IT MEAN?

Bolshakov V.A.

M.V. Lomonosov' Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

Теория Миланковича, или астрономическая теория палеоклимата [1], широко используется для объяснения глобальных климатических колебаний плейстоцена – оледенений и межледниковий. В то же время, в ряде публикаций [2-4] показано, что теория неверна. Такой вывод был сделан исходя из того, что теория Миланковича имеет ряд существенных (и общепризнанных!) противоречий с эмпирическими данными и уже только поэтому может считаться неверной. Более того, были выявлены недостатки, не позволяющие считать её выводы корректными. Эта странная ситуация распространяется и на определение самого понятия «теория Миланковича». Ещё в книге [3] было отмечено, что используемые обычно определения этой теории не отражают адекватно её суть, что позже было отмечено впервые и в зарубежной печати [5]. Автор статьи [5] пришёл к выводу, что термин «гипотеза Миланковича» используется очень расплывчато, неконкретно. Чтобы разобраться в этом вопросе более основательно, необходимо обратиться к истории развития астрономической, точнее орбитальной (как она впервые была названа в статье [6]) теории палеоклимата.

В самом общем смысле орбитальная теория (гипотеза) – это теория, объясняющая глобальные колебания климата в плейстоцене вариациями инсоляции, вызванными квазипериодическими изменениями орбитальных элементов, характеризующих форму орбиты Земли (эксцентриситет) и направление её оси вращения в пространстве (определяемое изменениями наклона земной оси и её прецессией). Изначально орбитальная

гипотеза была предложена Ж. Адемаром [7] для объяснения оледенений геологического прошлого. Он связывал изменения климата с прецессией равноденствий и полагал, что оледенение будет в том полушарии, день зимнего солнцестояния которого приходится на афелий. Это приводит к наличию увеличенных сезонных контрастов инсоляции, соответствующих в данном полушарии холодной длительной зиме и жаркому короткому лету. В противоположном полушарии контрасты инсоляции будут понижены и мягкая короткая зима будет сопровождаться прохладным длительным летом. По мнению Адемара, именно холодная длинная зима и является причиной оледенения в первом полушарии. Соответственно, в другом полушарии в это время будет межледниковье. Однако его теория была опровергнута немецким естествоиспытателем А. Гумбольдтом [8, 9]. Он указывал, что средняя температура полушария определяется *количеством калорий солнечной энергии*, которое оно получает за *весь год*, а не за *полугодие*. А так как прецессионное изменение *годового* количества солнечной энергии *равно нулю* для любого из полушарий (поскольку, например, понижение зимней инсоляции компенсируется увеличением летней инсоляции), то нет причин для противоположных изменений климата (температуры) в этих полушариях. Соответственно, нет причин и для наступления оледенений в одном полушарии и межледниковий – в другом.

Тем не менее, через два десятилетия орбитальная гипотеза Ж. Адемара была вновь востребована Дж. Кроллем в его «Теории вековых изменений земного климата» [8]. Несмотря на то, что Кролл также считал, что к оледенению в данном полушарии приводят климатические условия, характеризующиеся холодными длительными зимами, его теория была намного более обстоятельной. Он учитывал модулирующее влияние эксцентриситета e на вариации прецессионной инсоляции, впервые обосновал механизм климатического влияния вариаций наклона земной оси. Но самое главное, *выдающееся открытие Дж. Кролля – введение в рассмотрение влияния положительных обратных связей, усиливающих климатическое воздействие вариаций инсоляции. Именно благодаря обратным связям условия с длительной холодной зимой приводили к оледенению в рассматриваемом полушарии, несмотря на то, что понижения зимней инсоляции сопровождалось столь же интенсивным повышением летней.* Теория Кролля объясняла множественность оледенений (и межледниковий), но была отвергнута впоследствии из-за её противоречий с эмпирическими данными.

Полстолетия спустя, в двадцатые годы XX столетия, новая версия орбитальной теории была выдвинута М. Миланковичем [1]. К этому времени наука ещё больше продвинулась вперёд, специалистами по небесной механике были рассчитаны на длительные периоды времени вариации *всех трёх* орбитальных элементов. Используя их расчеты, Миланкович вычислил изменения приходящей на верхнюю границу атмосферы инсоляции за последние 600 тыс. лет. В своих вычислениях он учитывал прямой вклад в инсоляцию только от двух элементов: наклона земной оси и прецессии. Непосредственным эксцентриситетным вкладом Миланкович, как и задолго до него Кролл, пренебрёг. (Непосредственные, вызванные изменениями e , вариации годовой инсоляции всей Земли не превышали за последний млн. лет 0,2 %). Поэтому в изменениях суммарной инсоляции по Миланковичу отсутствуют гармоника эксцентриситетной периодичности, около 100 и 400 тыс. лет.

Миланкович вычислил изменения инсоляции для летнего и зимнего «калорических» полугодий и для различных широт обоих полушарий. По совету климатолога В.П. Кёппена он полагал, что оледенению в рассматриваемом полушарии благоприятствует не длительная холодная зима, а длинное прохладное лето. Кроме этого, инсоляция под 65° с.ш. была выбрана «определяющей» для развития оледенений Северного полушария. В результате, рассчитанная Миланковичем кривая (диаграмма) инсоляции для летнего калорического полугодия и 65° с.ш. была признана палеоклиматически значимой. Наиболее глубокие минимумы этой инсоляционной диаграммы трактовались как соответствующие во времени главным фазам оледенений, которых было выделено четыре, что хорошо соответствовало известной альпийской схеме Пенка и Брюкнера с оледенениями Вюрм, Рисс, Миндель и Гюнц. Это соответствие ещё больше усиливалось тем, что наибольший временной интервал между оледенениями на диаграмме Миланковича как раз соответствовал наиболее длительному, миндель-рисскому, межледниковью в альпийской схеме. После этого теория Миланковича, поддержанная В.П. Кёппеном и А. Вегенером, была принята и его современниками, правда, это мнение не оказалось окончательным...

Здесь вернёмся к теме данной статьи – что же такое «теория Миланковича»? Если обратиться к источникам информации, то по поводу теории Миланковича и её использования можно найти столько несуразиц, что их хватит на отдельную статью [3]. До сих пор, несмотря на мои многочисленные дискуссии по этому вопросу с оппонентами, я не нашёл у них корректного и в то же время вразумительного определения сути теории. Поэтому обратимся за примером к определению теории Миланковича, данному *авторитетными учёными* в области изучения палеоклимата: А. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman. В предисловии к сборнику трудов Международной конференции «Миланкович и климат» [10, p. ix] она определяется ими так: «Суть теории Миланковича заключается в том, что главные флуктуации глобального климата, связанные с ледниковым циклом, обусловлены вариациями приходящей солнечной радиации, которые, в свою очередь, вызваны медленными изменениями геометрии земной орбиты, происходящими в ответ на предсказуемые изменения гравитационного поля, воздействующего на Землю». Однако данное определение описывает не конкретную теорию Миланковича, а более общую орбитальную гипотезу, которая задолго до М. Миланковича использовалась в качестве основы для развития различных версий орбитальной теории палеоклимата

Ж. Адемаром, Дж. Кроллем и другими учеными. Заметим также, что *треть* этого определения зачем-то описывает не относящиеся напрямую к теме гравитационные взаимодействия, которые рассмотрены специалистами по небесной механике, но не Миланковичем. Тем не менее, именно такая неверная трактовка теории Миланковича является общепринятой.

Почему так важно дать правильное определение теории Миланковича? Здесь видится как минимум две причины: 1. Наука вообще требует конкретных и строгих понятий, в ином случае это беллетристика; 2. Правильное определение (понимание) позволяет: а) объективно рассматривать проблемы орбитальной теории палеоклимата; б) отрицает некорректную критику орбитальной теории, не позволяя путать её с теорией Миланковича. Поэтому дана [3, 4] следующая формулировка обсуждаемого понятия: *«Теория Миланковича - это одна из версий орбитальной теории палеоклимата. Согласно теории Миланковича, временная последовательность потеплений и похолоданий Северного полушария подобна вариациям инсоляции летнего калорического полугодия под 65°с.ш.; в частности, наиболее глубокие минимумы его инсоляционной диаграммы соответствуют оледенениям»*. Замечу, что на самом деле Миланкович пошёл ещё дальше: предполагая линейный механизм климатического усиления инсоляции, он напрямую, введя коэффициент пропорциональности, сопоставлял вычисленные его способом вариации инсоляции с изменениями температуры. Поскольку главный вклад в инсоляцию (особенно для средних и низких широт) даёт прецессия, изменения зимней и летней температуры, а также синхронные по времени изменения температуры соответствующих широт двух полушарий, по Миланковичу, происходили в противофазе [1]. Например, во время оледенений летняя температура на широте Москвы уменьшалась, зимняя – возрастала, в межледниковья – наоборот.

Теперь, имея конкретное определение теории Миланковича как палеоклиматической теории, мы можем анализировать её *осознанно*. Прежде всего отметим, что Миланкович не принял во внимание обоснованное заключение Гумбольдта: для объяснения *глобальных* колебаний климата он использовал вычисления *полугодовой* инсоляции, да ещё под *одной широтой!* Поскольку Миланкович, используя линейный механизм климатического усиления, придавал прямую палеоклиматическую значимость вычисленным вариациям инсоляции, для *разработки теории* ему *оказалось не нужным привлекать и развивать* дальнейшие предложенные Кроллем механизмы *обратных связей*. (Он использовал альбедную связь в основном только для установления механизма климатического воздействия вариаций наклона земной оси, что за 50 лет до него уже было сделано Кроллем). Резюмируя, можно сказать, что теория Миланковича оказала двоякое влияние на развитие орбитальной теории палеоклимата. С одной стороны, это был шаг вперёд, связанный с использованием математически точных расчётов инсоляции. С другой стороны, однако, развитие орбитальной теории было отброшено почти на столетие назад, во времена Адемара, и об определяющем влиянии обратных связей забыли ещё на несколько десятилетий.

Мои оппоненты [11], которые объясняли климатическое воздействие вариаций инсоляции, не зная, правда, что имеют дело с инсоляцией на верхней границе атмосферы, в оправдание Миланковича представили использование им дискретной (для одной широты и сезона) инсоляции как «первое приближение» теории палеоклимата. Однако и первое приближение, тем более, после разумной критики А. Гумбольдта, да ещё в строгой математической теории, каковой считал свою теорию Миланкович, должно быть обоснованным. Но математического обоснования пренебрежения половиной (причём противофазной!) вариаций прецессионной инсоляции, также как и отсутствия учёта большей части связанных с наклоном земной оси вариаций (тоже противофазных для высоких и низких широт) инсоляции, сделано не было. Казалось бы, что в таких случаях необходимо *очень осторожно подходить к интерпретации и к использованию* получаемых данных. Однако, как мы уже знаем, дискретные инсоляционные кривые использовались Миланковичем не только для определения качественных изменений глобального климата, но и для *количественных* оценок изменения температуры на разных широтах и для разных полугодий! И ещё одно замечание по поводу «первого приближения». Логично ожидать, что «второе приближение» должно быть более обоснованным и ближе к реальности, чем первое. Однако использованные авторами [11] в качестве второго приближения *среднемесячные* вариации инсоляции для 65° с.ш., приведённые в работе [12], являются худшим вариантом, чем полугодовые инсоляции [3].

В заключение коснусь кратко ещё двух распространённых заблуждений. Обычно полагают, что знаменитая публикация [13] подтверждает теорию Миланковича. Напомню, в [13] впервые показано, что не менее 80% спектра палеоклиматической изменчивости, выявленной в донных колонках Индийского океана, связаны с орбитальными частотами (периоды около 100, 41 и 23 и 19 тыс. лет). Однако эти результаты подтверждают орбитальную гипотезу палеоклимата и, *наоборот, выявляют противоречия с теорией Миланковича* [3]. В частности, одно из главных противоречий, получившее название «Проблема 100-тысячелетнего периода», состоит в том, что эта периодичность отсутствует в инсоляционной кривой Миланковича, однако она *преобладает* в палеоклиматических записях хрона Брюнес. Второе заблуждение, обычно так же неосмысленно повторяемое многими, заключается в утверждении, что «изотопно-кислородная (ИК) кривая похожа, или даже совпадает, с кривой Миланковича». (При этом авторы даже не всегда правильно представляют себе, что такое «кривая Миланковича», хотя пишут об этом и в учебниках для студентов). Однако, исходя уже из факта отсутствия в

кривой Миланковича 100-тысячелетней периодичности, очевидно, что она не может хорошо коррелировать с ИК кривой, *главный вклад в которую даёт именно 100-тысячелетняя* (с основными гармониками, соответствующими периодам около 95 и 124 тыс. лет) компонента. Поэтому в целом оценка времени оледенений последнего миллиона лет по диаграммам Миланковича и ИК кривым расходится, хотя и есть некоторые соответствия.

Таким образом, корректное определение понятия «Теория Миланковича» имеет важное значение для развития орбитальной теории палеоклимата и понимания механизма ледникового цикла плейстоцена. Надеюсь, оно поможет в дальнейшем избежать таких казусов, как сравнение изотопной записи по ледовому керну станции «Восток», находящейся на 80° южной широты, с инсоляционной кривой для 65° северной широты [14]. Напомню, что сам Миланкович, интерпретируя палеоклиматические изменения Южного полушария, исходил из кривых инсоляции, рассчитанных им именно для широт Южного полушария [1].

Работа выполняется при поддержке РФФИ, проект № 11-05-00147-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.-Л.: ГОНТИ, 1939. – 207 с.
2. Большаков В.А. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад // Физика Земли. – 2001. – № 11. – С.50-61.
3. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. – М.: МГУ, 2003. – 256 с.
4. Bol'shakov V. A. How long will the "precession epoch" last in terms of Pleistocene glacial cycles? // Russian Journal of Earth Sciences. – 2008. – V. 10. ES3004, doi: 10.2205/2008ES000299.
5. Roe G. In defence of Milankovitch // Geophys. Res. Letters. – 2006, –V. 33. L24703, doi: 10.1029/2006GL027817.
6. Imbrie J., Hays J., Martinson D. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and Climate. NATO ASI Ser. C. 126 / A.L. Berger et al (Eds.). – Reidel. Dordrecht, 1984. – P. 269-305.
7. Adhémar J. A., *Revolutions de la mer: Déluges Périodiques*, Carilian-Goeury et V. Dalmont. – Paris. – 1842.
8. Croll J. Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate, Edward Stanford. – London. – 1875. – 577 p.
9. Имбри Дж. Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
10. Milankovitch and Climate, NATO ASI Ser. C. 126/ A.L. Berger et al (Eds.). – Reidel. Dordrecht.
11. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Ответ авторов на отклик В.А. Большакова // Изв. РАН. – Сер. Географ. – 2009. – № 3. – С. 135-137
12. Berger A.L., M. F. Loutre. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. – 1991. – V. 10. – P. 297–317.
13. Hays J. D., J. Imbrie, and N. Shackleton Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. – 1976. – V. 194. – P. 1121–1132.
14. Petit, J., Jouzel J., Raynaud D., et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. – 1999. – V. 399. – P. 429-436.

ПРОБЛЕМА 11-Й ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ СТАДИИ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ 400-ТЫСЯЧЕЛЕТНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Большаков В.А. Каревская И.А.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва,
vabolshakov@mail.ru*

MIS 11 PROBLEM AND SUPPOSED 400-KYR PLEISTOCENE CLIMATE CYCLE

Bolshakov V.A. Karevskaya I.A.

M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

Как известно, знаменитая публикация Хейса, Имбри и Шеклтона [1] и последовавшие за ней работы [2, 3 и др.], использующие в первую очередь изотопно-кислородные (ИК) данные по глубоководным колонкам, позволили подтвердить орбитальную гипотезу палеоклимата об обусловленности глобальных колебаний климата последнего миллиона лет вариациями орбитальных параметров Земли. Однако, ИК записи выявили и существенные противоречия с принимаемой большинством современных исследователей версией орбитальной теории – теорией М. Миланковича и его последователей. Среди наиболее известных противоречий – проблема 100-тысячелетнего цикла последнего миллиона лет, проблема «среднеплейстоценового перехода». Сюда же часто относят и так называемую «проблему 11-й ИК стадии». Сутью проблемы является несоответствие между

пониженной амплитудой изменения инсоляции в интервале времени от примерно от 430 до 370 тыс. лет назад и наиболее значительной амплитудой изотопно-кислородного сигнала при переходе от ИКС 12 к ИКС 11 (рис 1. а). Обычно рассматривается среднемесячная, июньская или июльская, или даже суточная для дня летнего солнцестояния, инсоляция под 65° с.ш. На рисунке (а) видно, что за последний миллион лет отмечается 3 периода времени, около 800, 400 и 10 тыс. лет назад, когда амплитуда изменения июльской инсоляции была пониженной. Данный факт определяется тем, что в эти же периоды времени эксцентриситет e земной орбиты также имел минимальные значения (рис 1. б).

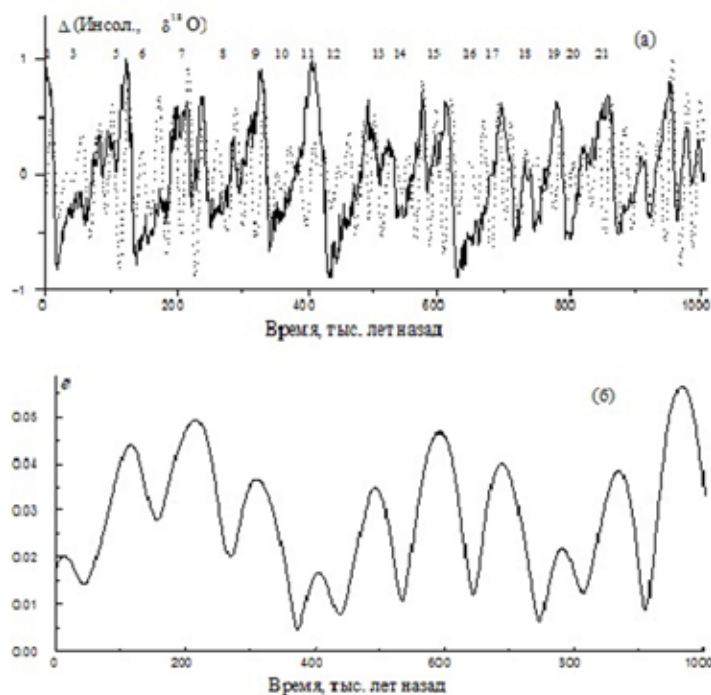


Рис. 1. (а) – Сравнение нормированных изменений ИК кривой LR-04, по [10] (сплошная линия) и июльской инсоляции под 65°с.ш., по [5] (точечная линия) для последнего миллиона лет.

Цифры над ИК кривой означают общепринятые номера ИК стадий. ИК кривая построена так, чтобы её максимумы соответствовали потеплениям (уменьшению глобального объёма льда), а минимумы – похолоданиям (увеличению глобального объёма льда). (б) – Изменения во времени эксцентриситета земной орбиты.

такой же продолжительности, по аналогии с 100-тысячелетними (эксцентриситетными) циклами оледенение-межледниковье.

Анализ данной проблемы, предпринятый в рамках новой концепции орбитальной теории палеоклимата [6], показал, что она не является проблемой теории Миланковича. Это скорее проблема теоретических версий его последователей, использующих в качестве управляющего инсоляционного сигнала даже худший, нежели у Миланковича, вариант дискретной инсоляции – среднемесячную (или даже суточную) инсоляцию под одной широтой. Более того, было сделано заключение, что «проблема ИКС 11» является частным случаем более общей проблемы несоответствия орбитально обусловленных вариаций инсоляции глобальным колебаниям климата (см. рис. 1). Ещё одной важной причиной такого несоответствия является до сих пор негласно принимаемый некоторыми исследователями однородный, линейный механизм усиления разных орбитальных инсоляционных сигналов. Также в публикации было отмечено, что ИК данные по глубоководным осадкам указывают на отсутствие 400-тысячелетней цикличности изменения глобального объёма льда (и температуры) в плейстоцене [3, 6, 7]. Заметим здесь, что выявление аналогий в климатических условиях ИК стадий 11 и 1 не является доказательством наличия 400-тысячелетней *периодичности* климатических изменений в плейстоцене. Таким доказательством может быть только выделение *многократной (не менее, чем двукратной)* цикличности природного процесса, с выделением повторяющихся в целом элементов (фаз) развития природной обстановки внутри каждого цикла. Например, для ИК кривой это должно быть, как минимум, доказательство подобия ИК стадий 19, 11 и 1, на которые приходятся 400-тысячелетние минимумы e , а также подобие соответствующих стадий *внутри* циклов ИКС 19-ИКС 11 и ИКС 11-ИКС 1: т.е. подобие ИК стадий 18 и 10, 17 и 9, 13 и 5 и т.д. Данные по другим палеоклиматическим показателям глубоководных разрезов плейстоцена в части подобия косвенных

Дело в том, что в изменения среднемесячной, а тем более суточной, инсоляции практически всех широт, за исключением инсоляции зимнего времени высоких широт, определяющий вклад дает прецессия земной оси [4, 5]. В свою очередь, изменения прецессионной инсоляции модулируются вариациями эксцентриситета, а вариации e характеризуются в основном двумя периодами (рис. а, б), один из которых около 400 тыс. лет, другой – около 100 тыс. лет. С главным, 400-тысячелетним периодом и связаны наиболее заметные и продолжительные минимумы амплитуды вариаций среднемесячной инсоляции. Наличие 400-тысячелетних минимумов e в преддверии ИКС 11 и ИКС 1 («сходство орбитальной конфигурации», как несколько неопределённо пишут некоторые зарубежные и следом за ними российские специалисты) позволило многим исследователям сделать предположение о сходстве климатических условий, соответствующих времени ИКС 11 и современному межледниковью. Такое предположение оказалось особенно привлекательным из-за декларируемой возможности столь актуального теперь прогнозирования будущих климатических изменений. «Сходство орбитальной конфигурации», связанное с 400-тысячелетними минимумами e , привело и к предположению о существовании в плейстоцене глобальных колебаний климата

палеоклиматических показателей, характеризующих природные условия периодов времени, соответствующих ИК стадиям 11 и 1, противоречивы. Например, в публикации [8] сообщается об отсутствии такого подобия, тогда как авторы [9] утверждают о возможности аналогий между ИКС 11 и 1.

В связи с этим интерес представляет анализ данных по континентальным разрезам на предмет выявления такой периодичности. Проведённые И.А. Каревской на Дальнем Востоке [11] палинологические исследования показали, что на границе эоплейстоцена и неоплейстоцена повсеместно наблюдается резкое изменение характера палеоландшафтов. Для начала раннего неоплейстоцена реконструируется заметное потепление и гумидизация климата. Южная тайга переходит на положение единой ландшафтной формации по всему исследуемому региону. Аналогичная ситуация складывалась и в середине первого среднееоплейстоценового потепления. Обе выявленные тёплые эпохи, имевшие место в начале раннего (ИКС 19) и в начале среднего неоплейстоцена (ИКС 11), близко сходны между собой как по зональному типу растительного покрова, так и по характеру богатой ископаемой палинофлоры. Таким образом, предпосылки для выделения 400 000-летнего цикла развития природы на Дальнем Востоке России в первой половине неоплейстоцена имеются. Однако делать определённое заключение рано. В основном это связано с тем, что палеогеографические условия и хронология раннего неоплейстоцена до настоящего времени остаются в целом слабо изученными и дискуссионными.

Известные нам данные изучения палеоклиматов плейстоцена по разрезам Лёссового плато Китая, донным отложениям Байкала, лёссово-почвенным разрезам Западной Сибири и Средней Азии не содержат сведений о наличии 400-тысячелетней цикличности в изменении климатических условий в этих регионах. Для европейской части России, однако, существуют различные точки зрения на существование 400-тысячелетнего цикла. С одной стороны, например, в работах А.А. Величко с коллегами, С.М. Шика с соавторами [12, 13] такая цикличность не отмечается. С другой стороны, вывод о наличии близкой к 400-тысячелетней цикличности климатических изменений сделан в публикациях В.А. Зубакова, Н.С. Болиховской [14, 15]. Обратим здесь внимание читателя и на сложность изучения рассматриваемого региона, связанную не в последнюю очередь с тем, что он вмещает в себя зону распространения покровных оледенений плейстоцена. Это обстоятельство естественно, на наш взгляд, уменьшает полноту геологической летописи седиментационных записей, что выражается в наличии известных разногласий в составлении стратиграфической схемы неоплейстоцена данного региона. В пример можно привести и то, что лихвинское межледниковье, которое Н.С. Болиховская относит к 11-й ИКС и сопоставляет с голоценом, А.А. Величко с коллегами относят к ИКС 9. Не имея возможности представления детального анализа указанных работ, отметим некоторые слабости, по нашему мнению, утверждений о наличии 400-тысячелетней периодичности климатических колебаний плейстоцена.

В позиции В.А. Зубакова такой слабостью мы считаем недостаточно корректную обоснованность выделения как самой цикличности, т.е. сопоставимости и последовательности отдельных ступеней развития внутри разных циклов, так и временную оценку цикла. Например, учитывая известные трудности хроностратиграфического разделения морен и определения границ их распространения, трудно согласиться с утверждением [14, с.214], что: «...максимальное в предшествующем звене донское оледенение на 400 тыс. лет древнее днепровского, морены оледенения лика (900 тыс. лет) лежат в тех же границах, что и морены окского оледенения (460-500 тыс. лет) ...». В публикации [15] выделен палеоклиматический цикл 450 тыс. лет, который значительно отличается по длительности от эксцентриситетного 400-тысячелетнего цикла. Поэтому отпадает одно из главных обоснований («сходство орбитальной конфигурации») для выделения климатической цикличности. Кроме этого, сопоставление внутренней структуры выделенных циклов также не представляется идеальным. Прежде всего, это относится к корреляции окского и валдайского оледенений, соотносимых в работе [15] с ИК стадиями 15-13 и 4-2 соответственно. Данные оледенения существенно различные, что подтверждается и фито-климатическими показателями по коррелятным им горизонтам Дальневосточного региона.

Нами представлены лишь предварительные соображения по проблеме выделения 400-тысячелетней цикличности климатических колебаний плейстоцена. Несомненно, эта проблема требует более глубокого исследования и анализа эмпирических данных как по глубоководным осадкам, так и по континентальным отложениям. Пока же утверждения о наличии 400-тысячелетней цикличности представляются дискуссионными.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, проект № 11-05-00147а

ЛИТЕРАТУРА

1. Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. – 1976. – V. 194. – P. 1121–1132.
2. Imbrie J., Hays J., Martinson D. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and Climate, NATO ASI Ser. C. 126. A.L. / A.L. Berger et al (Eds.). – Reidel. Dordrecht, 1984. – P. 269–305.
3. Imbrie J., Berger A., Boyle A., et al., On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle // Paleoclimatology. – 1993. – V. 8 – P. 699–735.
4. Crucifix M., Loutre M.F. and Berger A. The climate response to the astronomical forcing // Space Science Reviews. – 2006. – V. 125. – P. 213–226. DOI: 10.1007/s11214-006-9058-1.
5. Berger A.L., M. F. Loutre, Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. – 1991. – V. 10. – P. 297–317.

6. Большаков В.А. Проблема межледниковой 11-й морской изотопной стадии с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // *Океанология*. – 2010. – Т. 50. – № 2. – С. 236-247.
7. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. – М.: МГУ, 2003. – 256 с.
8. Кандиано Е.С. и др. Можно ли считать аналогами MIS 11 и голоцен? // *Геология морей и океанов: материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии*. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 341-343.
9. McManus J., Oppo D., Cullen J., Healey S. Marine isotope stage 11 (MIS 11): analog for Holocene and future climate? // *Geophys. Monograph*. – 2003. – V. 137. – P. 69-85.
10. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. – 2005. – V. 20. PA 1003. doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.
11. Каревская И.А. Климаты Дальнего Востока России в неоплейстоцене (по палинологическим данным) // М-лы VI Всерос. совещ. «Фундаментальные проблемы квартера». – Новосибирск: Сиб. отд. РАН, 2009. – С. 87-89.
12. Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // *Известия РАН. – Сер. Географическая*. – 2007. – № 2. – С. 44-54.
13. Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Центра и Северо-Запада Европейской России // *Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Памяти Е.Н. Анановой* (ред. Зубаков В.А.). – С-Пб.: Недра, 2006. – С. 85-121.
14. Зубаков В.А. Климатостратиграфия (последних 7,5 млн. лет) как наука о становлении современной географической среды (и тезисно о 400-тысячелетнем ритме как сути ледниковой теории) // *Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова*. – М.: Географ. ф-т МГУ, 2005. – С. 208-218.
15. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северо-Восточной Евразии в неоплейстоцене // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – 2007. – № 4 (32). – С. 2-28.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРЕ КАМЕННОМ (КАНИН ПОЛУОСТРОВ) И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА ПО ОЗЁРНЫМ ОСАДКАМ

Большиянов Д.Ю.¹, Вахрамеева П.С.¹, Фёдоров Г.Б.¹, Бакунов Н.А.¹, Сапелко Т.В.²,
Лудикова А.В.², Макаров А.С.¹, Павлов М.В.¹

¹ Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, bolshiyarov@aari.nw.ru

² Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург

SEDIMENTATION IN THE KAMENNOE LAKE (KANIN PENINSULA) AND CLIMATE CHANGES DURING THE HOLOCENE ACCORDING TO THE LAKE SEDIMENTS

Bolshiyarov D.Yu.¹, Vakhrameeva P.S.¹, Fedorov G.B.¹, Bakunov N.A.¹, Sapelko T.V.², Ludikova A.V.²,
Makarov A.S.¹, Pavlov M.V.¹

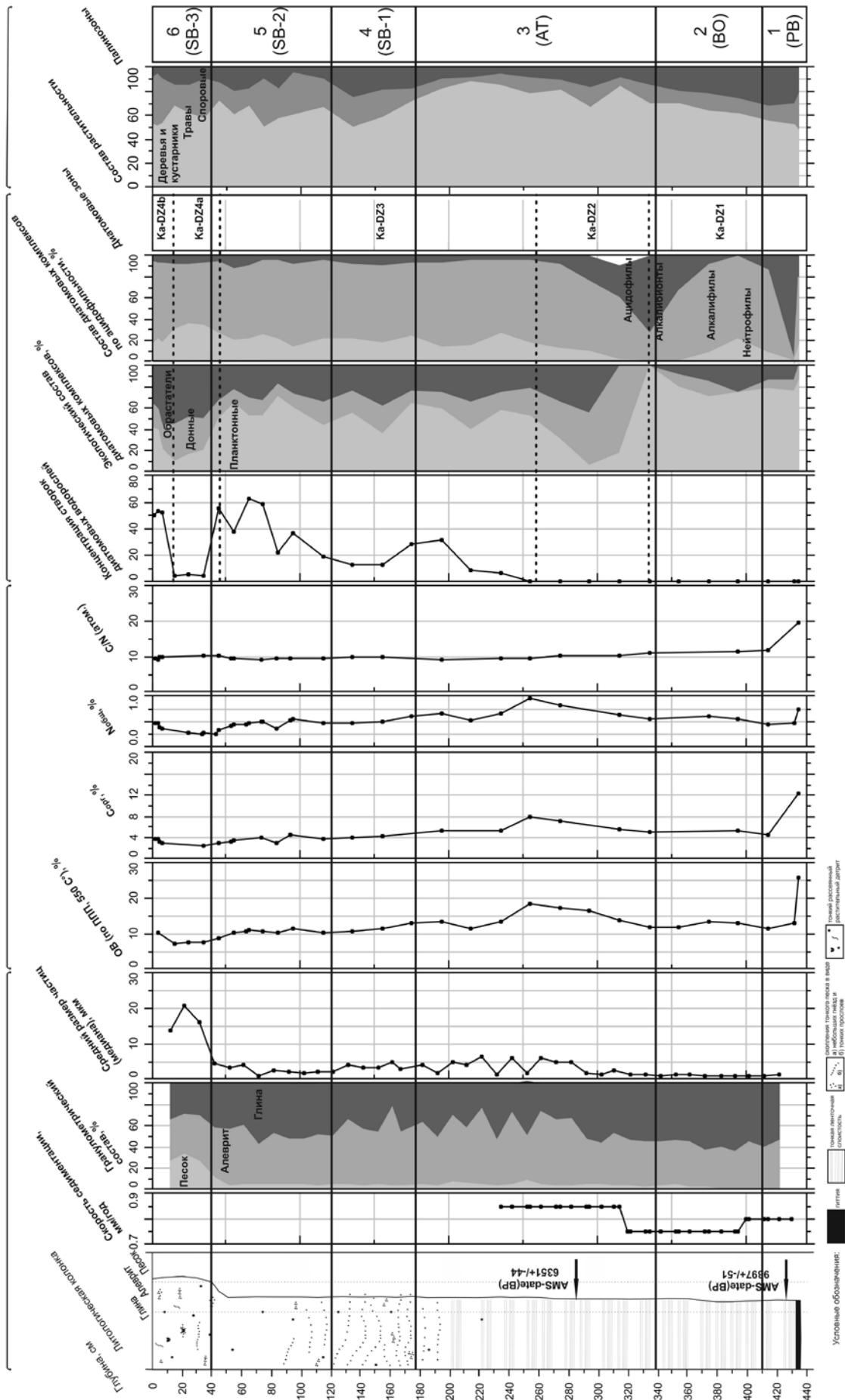
¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg

² Institute of Limnology of the RAS, Saint-Petersburg

Озеро Каменное (67° 12,063' с.ш., 44° 02,986' в.д.) расположено в 9,5 км к востоку от мыса Конушин западного побережья п-ова Канин. Оно является остаточным водоёмом некогда большего озера, развивавшегося к югу от Шемоховских сопок. На склонах котловины современного озера есть террасы высотой 1,5 и 4 м. Мелкосопочный рельеф и термокарстовые впадины озёр свидетельствуют о таянии мёртвых льдов как причине формирования местных озёр. Озеро находится на высоте 19 м над уровнем моря, его площадь составляет 5,8 км², площадь водосбора 38,6 км², максимальная обнаруженная глубина 7,7 м. Сток из озера осуществляется на юг по р. Каменной. Озеро располагается в подзоне типичной кустарничковой тундры, чуть севернее границы с лесотундрой.

В центральной части озера с глубины 4,3 м в 2006 г. торфяным буром была отобрана колонка донных отложений К-К-1 длиной 436 см. В ААНИИ и Институте озероведения РАН проведены: литологическое описание, определение потери при прокаливании (ППП), содержаний С_{орг}, N и концентраций тяжёлых металлов, гранулометрический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы. Радиоуглеродное датирование проведено в Christian-Albrechts-University, Kiel, Germany. Результаты в обобщённом виде представлены на рис. 1.

Палинозона 1 (436-410 см). Доминируют древесные породы (до 55 %), среди которых преобладает берёза (до 25 %) и хвойные. Споры составляют 21-32 %, пыльца трав – 12-30 % с преобладанием осок и злаков. Вероятно, берёзовые леса занимали значительные площади с небольшой ролью открытых травяных сообществ. Климат прохладный и в меру влажный. Зона отнесена к пребореальному периоду, что подтверждено



радиоуглеродной датировкой 9395 ± 50 (KIA38586) мелкой органики с глубины 431–423 см. Отложения представлены алевроитово-глиняными осадками, местами с тонкой неясной горизонтальной слойчатостью (вероятно годовых циклов ленточных глин). В подошве керна слой гиттии (436–433 см). Содержание органического вещества (ОВ) в нём составляет около 25 % (ППП ≈ 25 %, Сорг ≈ 12 %), выше резко падает – ППП ≈ 11 –13 %, Сорг ≈ 5 %. Отношение C/N соответственно уменьшается с 20 до 11, что указывает на изменение источника ОВ. Для гиттии им являлась водная и прибрежно-водная растительность, в вышележащих осадках органика имеет преимущественно аутигенную природу [1]. Пыльца прибрежно-водной растительности массово распространяется в начале зоны. Среди диатомовых водорослей преобладают планктонные виды, но концентрация створок в осадке низкая, что можно объяснить значительным терригенным разбавлением. Большинство видов диатомовых является алкалифилами, менее многочисленны алкалибионты и нейтрофилы, что указывает на слабощелочную реакцию среды. В основном это представители холодноводных олиготрофных озёр. Отмечены также фрагменты створок морских диатомей – *Paralia sulcata* (Ehr.) Sim., *Stephanopyxis* spp. и др., плохой сохранности.

Палинозона 2 (410–338 см) отличается увеличением пыльцы древесных пород (до 70%) с преобладанием хвойных: сосны и ели. Отмечается пыльца пихты, к концу зоны – ольхи. Доминанты среди трав и споровых растений в основном не меняются, но состав травянистого покрова становится богаче. Площадь лесов расширяется, при этом начинают доминировать хвойные породы за счёт сокращения роли берёзы. Выделенная зона соотносена с бореальным периодом голоцена. Другие показатели отложений существенно не меняются.

Палинозона 3 (338–177 см) охватывает интервал, в котором количество пыльцы древесных пород достигает максимальных значений (до 88%). В составе спектров доминирует пыльца сосны, появляются широколиственные породы: вяз, дуб, липа. Видовой состав трав обогащается, ксерофиты почти исчезают. Климат интерпретируется как тёплый и влажный. Возможно, в район озера продвинулась среднетаёжная подзона с преобладанием хвойных пород деревьев. Выделенный интервал сопоставлен с атлантическим периодом, что согласуется с радиоуглеродной датировкой – 6350 ± 45 (KIA38585) с глубины 287–283 см. В первую половину этого периода (333–254 см) преобладают донные и эпифитные, северо-альпийские и бореальные виды диатомей, но общая концентрация створок продолжает оставаться низкой. Литологически отложения почти не изменились. Во второй половине зоны (254–195 см) возросла концентрация створок диатомей, что является отражением повышения продуктивности экосистемы водоёма. Преобладание планктонных видов, вероятно, свидетельствует о постепенном увеличении глубины водоёма, что подтверждается и высокой численностью представителей рода *Aulacoseira*. Трофность озера также повышается, поскольку растёт значение видов, требовательных к содержанию биогенных элементов (*Aulacoseira ambigua*, *A. islandica* и *A. Subarctica*, *Cyclotella stephanos dubius*). Изменения, связанные с глубиной и трофностью, обусловлены потеплением, увлажнением и увеличением стока в озеро, о чём говорят и литологические данные – в гранулометрическом составе отмечается небольшое увеличение доли песка (до 6–8 %). Повышенные значения ППП ≈ 16 –18 %, Сорг ≈ 6 –8 % в первой половине выделенной зоны достигают пика в момент скачка в концентрации створок диатомей. Затем эти показатели возвращаются на прежний уровень (ППП ≈ 11 –13 %, Сорг ≈ 5 %), хотя концентрация створок не падает. При этом значение C/N порядка 9–10 подчёркивает аутигенное происхождение органики. Ясной связи между содержанием в осадках створок диатомей, отражающей в некоторой степени продуктивность водоёма, и содержанием в них ОВ не установлено. В данном случае это не может быть объяснено поступлением органики извне. На аккумуляцию ОВ в осадках помимо первичной продукции планктона влияет множество других факторов и, поэтому, не всегда между ними есть линейная зависимость [2].

Палинозона 4 (177–120 см) фиксируется уменьшением значимости древесных пород (50–73 %). Доминируют сосна и ель, а пыльца пихты и широколиственных пород почти исчезает; растёт содержание спор и пыльцы трав. Развита темнохвойные сомкнутые леса, но площадь открытых пространств немного увеличивается из-за изменения климата в сторону более холодного и сухого. Зону можно отнести к началу суббореального периода (SB-1). Состав диатомовой флоры не изменяется, но концентрация створок водорослей заметно понижается. Постепенно меняется характер отложений – за счёт появления примеси рассеянного тонкого растительного детрита и волнистых текстур, слойчатость приобретает неясный характер и постепенно пропадает, т.е. гидродинамический режим становился более активным. Доля ОВ в осадках уменьшается (ППП ≈ 11 %, Сорг ≈ 4 %), отношение C/N по-прежнему равно 9–10, так что поступающий терригенный материал, должно быть, в большей степени играет роль «разбавителя», нежели источника органического вещества.

Палинозона 5 (120–40 см). Количество пыльцы древесных пород остаётся на прежнем уровне, но меняется её состав за счёт присутствия пыльцы пихты, лиственницы, вяза, дуба. Содержание и разнообразие пыльцы трав возрастает и достигает максимума по разрезу (до 41 %). Климат становился суше и теплее. Наряду с лесами и лугами существовали открытые сообщества с ксерофитами. Данное потепление можно соотносить с климатическим оптимумом середины суббореального периода (SB-2), выделенным Н.А. Хотинским [3] и отмечаемым во многих разрезах северных территорий. В составе диатомей серьёзных изменений не происходит, но численность створок в осадках максимальна. Литологический тип отложений сохраняется, а содержание ОВ продолжает снижаться (ППП ≈ 10 –11 %, Сорг ≈ 3 –4 %) на фоне прежнего отношения C/N.

Палинозона 6 (40-0 см). Среди древесных пород продолжают доминировать хвойные и берёза. Единична пыльца лиственницы и широколиственных пород. Среди кустарников есть пыльца можжевельника, ольхи, ивы. Это были леса северотаежного типа во влажных и прохладных условиях. С глубины 45 см резко увеличивается доля песчаной фракции в осадках. Одновременно с песком возрастает примесь растительного детрита. Усилившимся привносом грубого терригенного материала можно объяснить резкое снижения концентраций створок диатомей и пыльцы, а также величин ППП и Сорг (до 7-8 и 2-3 %). Обилие пыльцы водной и прибрежно-водной растительности, изменения гранулометрического состава свидетельствует об обмелении и зарастании водоёма. Данный интервал, по спорово-пыльцевому составу, возможно, относится к завершающему этапу суббореального периода (SB-3), но т.к. верх колонки сохранился хорошо, он накапливался всё же в субатлантическое и современное время.

Расчёты, произведённые по данным радиоуглеродного датирования, дали величину скорости осадконакопления 0,45 мм/год. Варвометрический анализ по отдельным отрезкам керна дал другие результаты. В целом среднее значение скорости осадконакопления составило 0,8 мм/год.

Для оценки степени загрязнения донных отложений озера тяжёлыми металлами проведено сравнение поверхностного слоя (0-1) см и слоя (23-24) см, образовавшегося в доиндустриальный период освоения Севера. Экологическую обстановку на Каменном озере по общепринятой шкале [4] можно считать относительно удовлетворительной.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00727.

ЛИТЕРАТУРА

1. Meyers, P. A., Teranes J. L. Sediment organic matter // W. M. Last, J. P. Smol (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. – 2001. – V. 2: Physical and Geochemical Methods. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. – P. 239-269.
2. Мартынова М. В. Донные отложения как составляющая лимнических экосистем. – М.: Наука, 2010. – 243 с.
3. Хотинский Н.А. Голоцен современной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
4. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия (Утв. Минприроды РФ 30 ноября 1992 г.).

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР

Большаинов Д.Ю.^{1,3}, Фёдоров Г.Б.¹, Крылов А.В.², Арсланов Х.А.³, Тиде Й.³

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, bolshaiyanov@aari.ru

² ЗАО Полярго, Санкт-Петербург

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

RELIEF AND QUATERNARY DEPOSITS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF TAIMYR PENINSULA

Bolshaiyanov D.Yu.^{1,3}, Fedorov G.B.¹, Krylov A.V.², Arslanov Kh.A.³, Tide J.³

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg

² ZAO Polargeo, St.Petersburg

³ St.Petersburg State University, St.Petersburg

Во время проведения российско-шведской экспедиции «Таймыр 2010» в лодочном маршруте исследования долины р. Большой Балахни, а также совершён вертолётный облёт и посадки в 11 точках Северококорской и Байкуранерской гряд между озёрами Таймыр и Лабаз (рис. 1). Исследовались рельеф и четвертичные отложения данной территории. Часть разрезов по долине изучались ранее [1, 2].

Долина реки на изученном протяжении (100°25' – 101° в.д., 220 км по долине, 450 км по реке, 180 км по прямой линии) имеет несколько отрезков, характеризующихся различным геоморфологическим и геологическим строением (рис. 2).

На первом участке (100°25' – 101° в.д.) река ограниченно меандрирует. Берега сложены голоценовыми и позднелепестовыми отложениями. Отрезок характерен наличием ледового комплекса пород (ЛК), состоящего из переслаивающихся алевроитов и песков, иногда с растительными остатками и, конечно, с ледяными жилами. У подножия обнажений встречаются кости животных мамонтового комплекса. Характерная особенность пород ЛК на этом отрезке долины – ингрессионный тип залегания (рис. 3). ЛК подстилается бассейновыми, чаще морскими отложениями, точно такого же характера переслаивания песков и алевроитов, как и в ЛК. Абсолютная высота залегания ЛК, около 60 м. Отложения ЛК выклиниваются вверх по долине р. Большой Балахни, что характерно для залива, занимавшего во время формирования этих отложений долину реки.

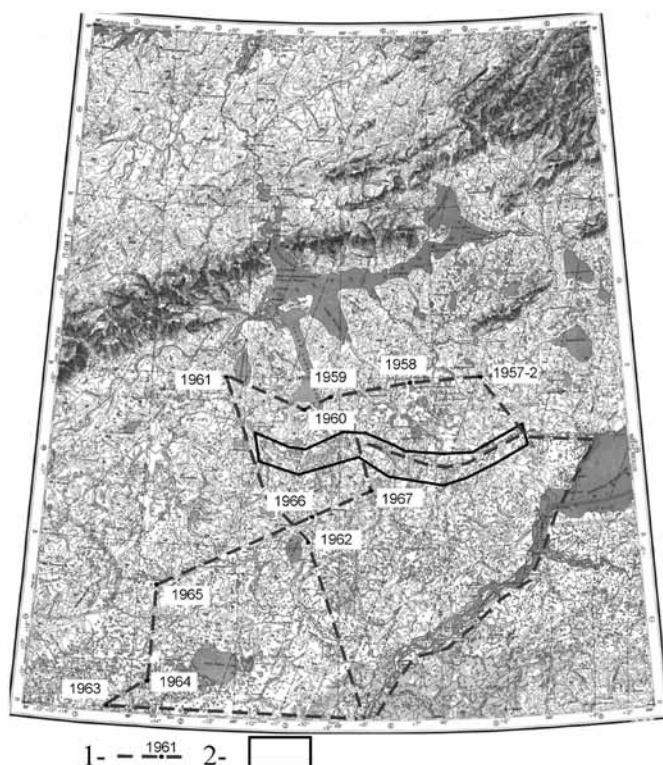


Рис. 1. Карта фактического материала экспедиции «Таймыр-2010». 1 — маршруты вертолетных полетов и точки наблюдения по маршрутам. 2 — район работ в долине реки Большая Балахна.

на отложениях бассейна и сами являются таковыми же (т. н. 1951, 1955). В т.н. 1954 и 1955 отложения бассейна морские. ЛК вырастает из отложений морского или пресноводного бассейна. Ниже впадения р. Бедерботарида ($102^{\circ}07'$) 3 аккумулятивные голоценовые террасы, сложенные аллювиально-эстуарными отложениями. Первая высотой 3,5-4 м, вторая: 6-7 м, третья: 8,5-9 м. Возраст растительной слоёнки из бровки третьей террасы 4790 ± 60 л. н. (ЛУ-6520), возраст растительных остатков из второй террасы 3110 ± 80 л. н. (ЛУ-6521). В русле реки под второй террасой погребены остатки бывшего леса — стволы древесины с радиоуглеродным возрастом 6590 ± 70 л. н. (ЛУ-6523). В настоящее время северная граница лесотундры находится на 100-120 км южнее. Четвёртая терраса высотой бровки 30-31 м сложена морскими-эстуарными отложениями внизу и породами ЛК сверху.

Часто отложения ЛК замещаются морскими осадками. Склоны долины террасированы. Выделяются: пойма высотой до 2,5 м, первая терраса высотой 5-6 м, вторая терраса высотой 10-14 м и третья терраса высотой до 16-17 м. Террасы, в основном, эрозионные и сложены как голоценовыми отложениями бассейна и реки, так и позднеплейстоценовыми морскими осадками и отложениями ЛК.

Склоны выше долины р. Большой Балахны сложены в основании тёмно-серыми глинистыми алевритами (т. н. 1937), засоленными (солонцы, истоптанные оленями) и слоистыми. Шведские коллеги называют эти отложения тиллом. В расчистках грубые обломки не обнаружены, но они многочисленны в склоновых солифлюкционных отложениях. Глинистые алевриты перекрываются песками и галечниками пляжевой фации морских отложений с фауной морских двустворчатых моллюсков (т. н. 1938, 1940). И алевриты, и пески с галечниками вскрываются на высотах близких 100 м над современным уровнем моря.

Второй отрезок долины р. Большой Балахны ($101^{\circ}-102^{\circ}07'$ в.д.) длиной 25 км по долине, 70 км по реке — это пояс свободного меандрирования с незначительными уклонами дна. Первая терраса высотой 3 м, вторая — 6-7 м. Третья терраса высотой бровки от 11 до 17 м. В уступах третьей террасы обнажаются отложения ЛК, которые залегают

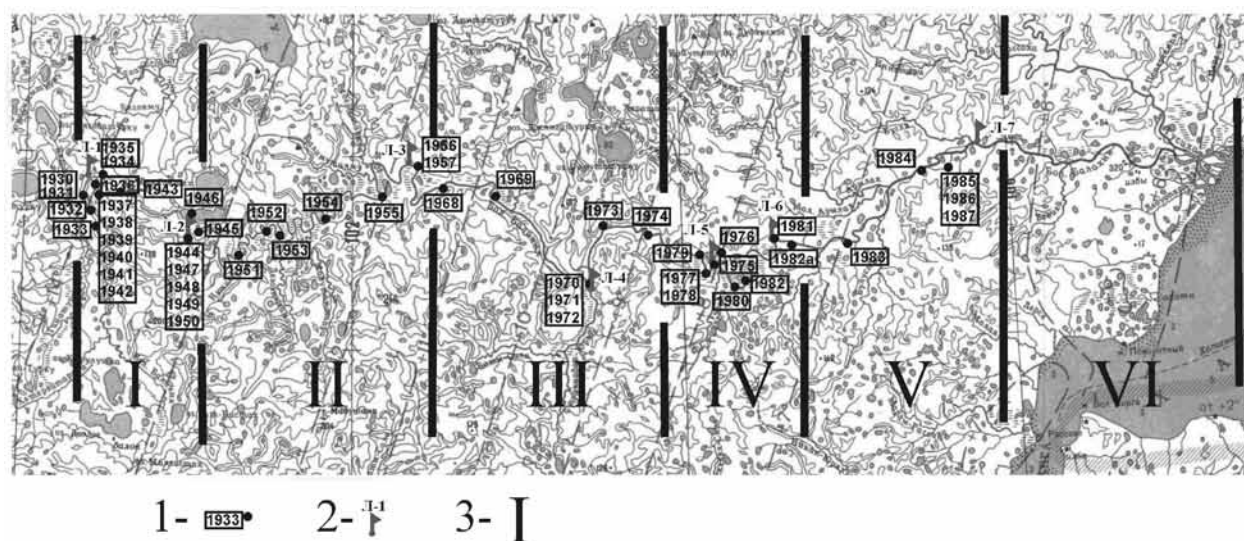


Рис. 2. Карта фактического материала района реки Большая Балахна.

1 — местоположение и номер точки наблюдения, 2 — местоположение и номер полевого лагеря, 3 — номера участков долины, описание в тексте.

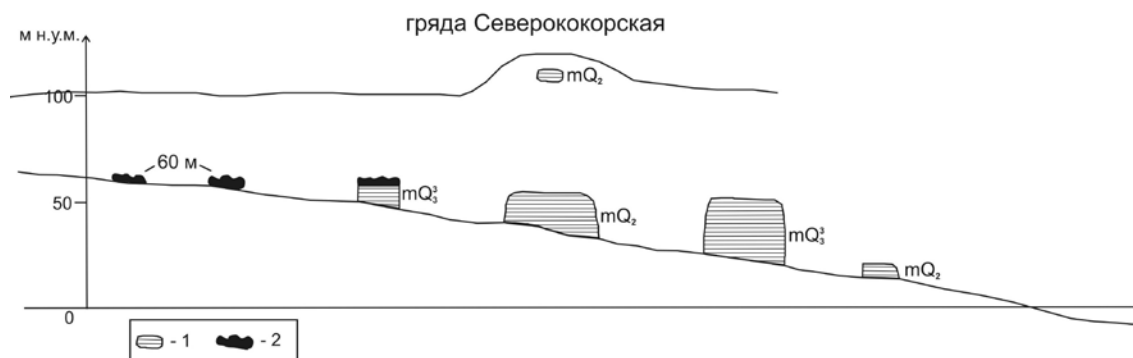


Рис. 3. Схема соотношения ЛК и морских отложений в долине р. Большой Балахни.
1 – морские отложения, 2 – отложения.

Третий участок долины пересекает Северококорскую гряду ($102^{\circ}07'$ - $103^{\circ}50'$ в.д.) и отличается появлением значительного количества галечного и валунного материала в русле из-за стеснения склонов долины и спуском к реке с высот от 100 м галечно-песчаных отложений гряды. Крупнообломочный материал в русле залегает в виде конусов выноса, перегораживающих реку, но это откопанные рекой отложения, т. к. на склонах не наблюдается долинной сети, откуда ранее поступал крупнообломочный материал. В начале гряды ещё встречаются маломощные отложения ЛК в обнажениях с бровкой террасы высотой 14-15 м и здесь ($103^{\circ}26'$ в.д.) растительные остатки датируются возрастом ≥ 46450 л. н. (ЛУ-6525). Ниже по течению отложения ЛК полностью замещаются морскими и эстуарными песчано-галечными отложениями. Они слагают даже низкие террасы реки: первую 3-5 м, вторую 6-7 м. На склонах стеснённой долины прослеживается терраса высотой около 40 м, сложенная песками и галечниками.

Четвёртый участок долины ($103^{\circ}50'$ - $104^{\circ}31'$ в.д.) снова характеризуется неограниченным меандрированием русла по долине с меньшими после выхода из гряды уклонами. Здесь также все террасы сложены бассейновыми отложениями. И только в вершинах излучин песок, слагающий веера блуждания имеет речное происхождение. На нижней границе участка расположено последнее перед устьевым участком реки крупное обнажение высотой 45 м – гора Чёрная (Хара-Хая), в которой рекой вскрыты бассейновые, в основном морские отложения. Они представлены снизу-вверх тремя пачками осадков: 1 - серыми волнисто и горизонтально слоистыми песками и алевритами мощностью 15-20 м, перекрываемыми или чёрными (тёмно-серыми) глинистыми и песчаными алевритами мощностью до 10 м – пачка 2, или верхними жёлтыми песками мощностью от метра до 10-15 м – пачка 3. Заметная особенность обнажения - смятие в складки нижней пачки алевритов и песков. Вторая пачка алевритов описана шведскими исследователями как тилл, в котором падение вытянутых по длинной оси галек ориентировано на ю-в и ю-з. В «тилле» и алевритах обнаружены створки раковин морских моллюсков и обильное засоление отложений.

Пятый участок долины ($104^{\circ}31'$ - $105^{\circ}50'$ в.д.) характеризуется ограниченным меандрированием реки, развитием поймы высотой 2,5 м, первой террасы высотой 5-7 м, сложенных голоценовыми песками и слоёнками. Терраса высотой 13-15 м сложена песками, откладывавшимися в проточном бассейне с возрастом растительных остатков 41870 ± 1440 л. н. (ЛУ-6523). Под песками обнажаются алевритовые глины с уникальным комплексом морских моллюсков, обнаруженных в основании толщи в правом притоке р. Большой Балахни: *Astarte montagui* Dillwyn, *A. broweri* Meek, *A. soror* Dall, *Hiatella rugosa* Linnaeus, *Macoma baltica* Linnaeus, *Portlandia arctica* Gray, *Mytilus edule* Linnaeus, *Hiatella rugosa* Linnaeus, *Propebella reticulata* (Brown), *Buccinum glaciale* Linne, *Neptunea heros* Gray, *N. vinosa* (Dall), *N. soluta* (Heermann), *N. sp.*, *Euspira pallida* Broderip & Sowerby, *Cryptonatica clausa* Broderip & Sowerby, *Amauropsis islandicus* (Gmelin), *Buccinum undatum* Linne, *Sipho latericeus* (Muller) (определение А.В. Крылова). Большинство из описанных видов тихоокеанского и атлантического происхождения обитали в прибрежной части шельфа и впервые обнаружены в этих разрезах: *A. broweri* Meek, *A. soror* Dall, *Hiatella rugosa* Linnaeus, *Neptunea vinosa* (Dall), *N. soluta* (Heermann), *Sipho latericeus* (Muller), *Propebella reticulata* (Brown). Вероятный возраст комплекса – эоплейстоцен - ранний неоплейстоцен. Многочисленные раковины: *Portlandia arctica* Gray и *Macoma baltica* Linnaeus свидетельствует об умеренно-холодных водах межледниковья, в которых формировались осадки содержащие описанные раковины.

Шестой участок – собственно устьевой. Повсюду в долинах реки и её притоков сверху залегают серые наплывы песков, иногда вскрытые рекой в уступах размыва высотой до 10-12 м. Глин нигде не видно, т.к. отсутствуют солифлюкционные сплывы по ним. И в нижнем течении реки, вплоть до дельты, заполняющей эстуарий, вскрываются доголоценовые бассейновые отложения. Таким образом, на большем протяжении долины р. Большой Балахни господствуют эрозионные террасы, выработанные в морских и эстуарных отложениях позднего неоплейстоцена и голоцена.

Полёты и посадки на грядках от озера Таймыр до озера Лабаз показали, что господствующие высоты гряд от 100 до 192 м. сложены гравийно-песчаными и галечниковыми отложениями с единичными валунами. Все 14 валунов и глыб, опробованных для определения возраста бериллиевым методом, состоят из мелкокристаллической серой породы с массивной текстурой. Это долериты или кварциты. Шурфы и закопуши показали, что грубообломочный материал сконцентрирован в верхних горизонтах, вниз его концентрация значительно уменьшается. В некоторых закопушах видны криотурбации, которые и выводят крупные обломки на поверхность. Иногда выпучивание глыб на поверхность в процессе их движения вниз по склонам подтверждается отсутствием лишайников на нижних частях обломков. Песчаные тела и галечники на вершинах гряд отлично распознаются с высоты полёта, имея белесоватый налёт, покрывающих отдельные гальки солей, и формы (конусообразные холмы и гряды). Пески горизонтально-слоистые, мелко-зернистые, кварцевые с линзами и прослоями гравия. В отдельных точках в песках обнаружены раковины двусторчатых моллюсков и их фрагменты. Часто на поверхности галечный материал представлен гальками халцедона, кварца, сердолика.

В южной части маршрута на широте озера Лабаз песчаные отложения на поверхности гряд залегают в виде плоских террас, в северной части маршрута (на широте южного побережья залива Байкуранеру озера Таймыр) гряды отчётливо выражены в виде спускающихся по склонам удлинённых форм, наплёпок и отдельных конусообразных холмов. Пески и галечники залегают на глинистых алевролитах, слагающих основание и геологические тела гряд. С поверхности активно развиты процессы медленной солифлюкции в виде грунтовых полос, на которых выталкиваются обломки галечной и валунной размерности. В глинистом алевролите обнаружены парные створки морских моллюсков рода *Masoma*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антропоген Таймыра. – М.: Наука, 1982. – 184 с.
2. Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. – Новосибирск: Наука, 1979. – 291 с.

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Борисов Б.А., Минина Е.А.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Boris_Borisov@vsegei.ru*

LAST GLACIATION OF THE RUSSIAN ARCTIC

Borisov B.A., Minina E.A.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg

В течение четвертичного периода на территории Арктики, согласно гипотезе М.Г. Гросвальда и Т. Хьюза [1], неоднократно возникал за счет слияния разнородных ледников Великий арктический ледниковый покров. Это происходило в каждый из ледниковых максимумов плейстоцена, включая и поздневалдайский. Строение последнего можно увидеть в Атласе Арктики (1985 г., стр. 112) в разделе палеогляциологические карты, где на схеме (рис. 1) изображены образующие последний арктический покров шесть основных щитов (Британский, Скандинавский, Баренцев, Карский, Гренландский, и Иннуитский), два шельфовых ледника (Арктический и Северо-Европейский) и два горных – в ранге комплексов (Кордильерский и Путоранский), а также безледная Беренгийская суша.

Главной особенностью поздневалдайского Великого арктического ледникового покрова, как и всех предыдущих, являлось то, что он представлял собой единую сложно построенную динамическую гляциосуперструктуру, отдельные части которой не были постоянными, а меняли свои очертания в пределах Арктики и прилегающих территорий по мере своего развития (экспансии и деградации). Так, например, результаты изучения моренных отложений в районе полуострова Канин [2] свидетельствуют о том, что в начале поздневалдайского оледенения полуостров был занят льдами Скандинавского щита, которые позднее были отеснены льдами Баренцева щита. Такой же более поздний приход на материк льдов Баренцева и Карского щитов имел место в районе Приполярного Урала, местные морены которого, образованные в начале оледенения, были затем переориентированы транзитными выводными ледниковыми потоками, с заносом в толщи морен эрратических валунов.

Одними из первых вторжение льдов Баренцева щита в пределы Кольского полуострова, на основании изучения эрратических валунов, обосновали С.А. Яковлев (1956 г.) и А.А. Никонов (1960 г.). Позднее, на краевые образования, связанные со льдами этого щита на Терском берегу Белого моря, обратил внимание М.Г. Гросвальд [1]. Аналогичные следы вторжения льдов Баренцева щита обнаружены в районе Хибин и

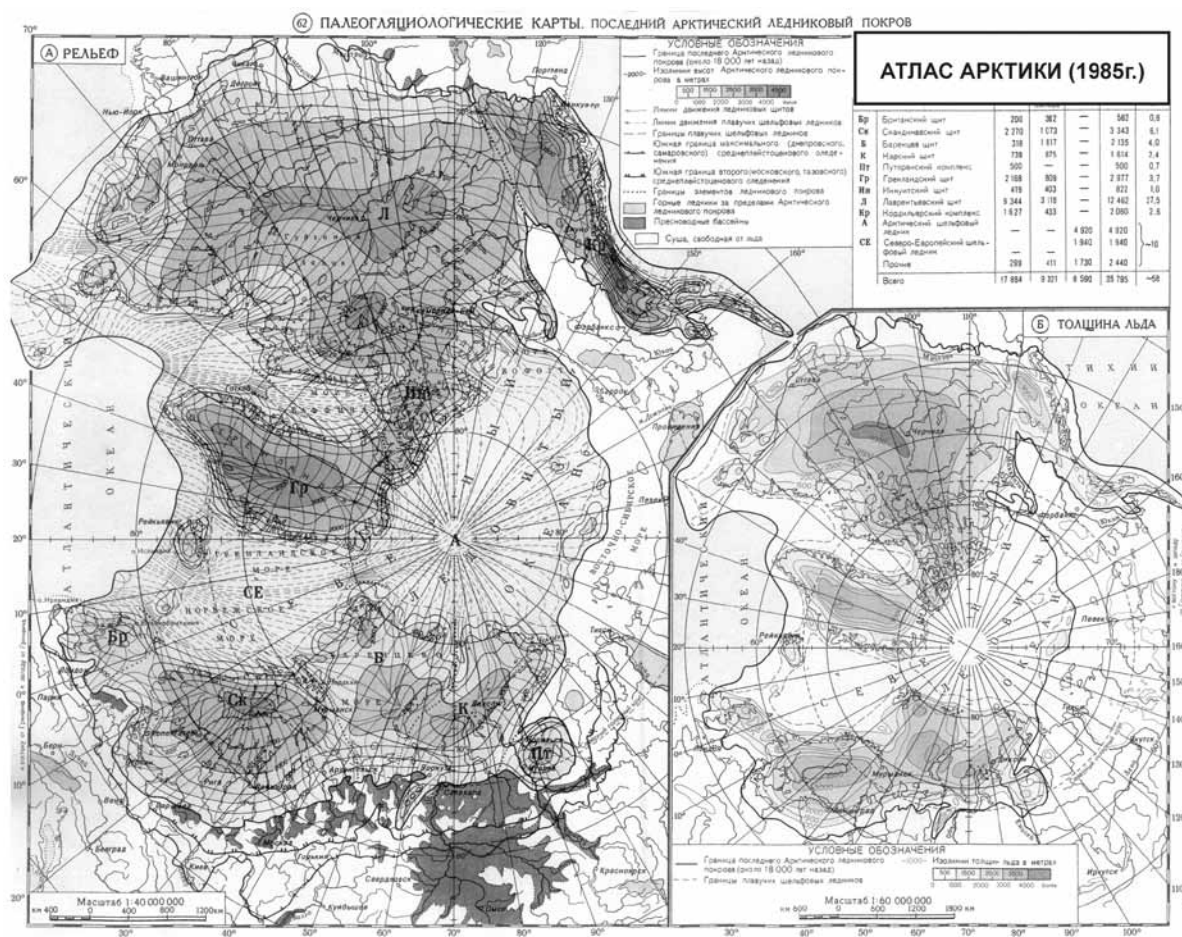


Рис. 1. Палеоглациологические карты последнего Арктического ледникового покрова (Атлас Арктики, 1985, стр. 112).

Волчьих тундр. Вышеперечисленные следы экспансии баренцевоморских льдов в районе Кольского полуострова, по-видимому, связаны с выводными языками – южными ответвлениями ледниковых потоков, которые следовали в западном направлении в поздневалдайское (поздневалдайское) время вдоль российского и норвежского побережий Баренцева моря.

Между Баренцевым морем и Северными Увалами в пределах северо-востока Русской равнины наблюдаются, сменяя друг друга, если следовать с севера на юг, три пояса моренного рельефа, сопоставляемых с осташковским, калининским и московским оледенениями. Территория, к северу от полярного круга, подвергавшаяся поздневалдайскому (осташковскому) оледенению, отличается от районов с моренами раннего валдая (эпохи калининского оледенения) лучшей сохранностью озв, камов, моренного рельефа и повышенной заозеренностью краевых образований. Покровные льды раннего валдая восточнее 48 меридиана, по сравнению с поздневалдайскими, занимали большую площадь на северо-востоке Русской равнины. В Предуралье и Зауралье (вдоль Уральского хребта) в это время располагались линейно вытянутые длиной 400-500 км ледниковые потоки Карского щита, которые оставили, особенно четко выраженные вдоль предгорий Урала, краевые образования. Эти ледниковые потоки существовали и во время позднего валдая, но их длина не превышала 60-80 км. К югу от пояса конечных морен позднего валдая на территории северо-востока Европейской России во всех долинах рек, принадлежащих бассейнам Сев. Двины, Мезени и Печоры, вдоль 100 – метровой горизонтали, наблюдается региональный, почти непрерывно прослеживающийся, абразионный уровень (рис. 2.). Он свидетельствует о существовании в поздневалдайское ледниковое единого Северодвинско-Печорского подпружного ледникового озера, сток которого осуществлялся по р. Сухоне в район Вологды и далее в бассейн р. Волги.

В пределах северной части Полярного Урала в позднем валдае льды Карского щита глубоко вторгались почти во все горные долины. Они здесь надвинуты на озерно-ледниковые осадки раннего валдая (верховья р. Кары) и на другие более древние отложения. Вследствие возникшего подпора местное оледенение имело в это время долинно-сетчатый характер. Карские напорные конечные и береговые морены ледниковых потоков наблюдаются на склонах и в долинах Полярного Урала на абсолютных отметках до 550 м и выше. На остальной территории Полярного и Приполярного Урала, примерно южнее 67°30' с.ш., распространены местные поздневалдайские морены, связанные с горнодолинным и каровым оледенениями.

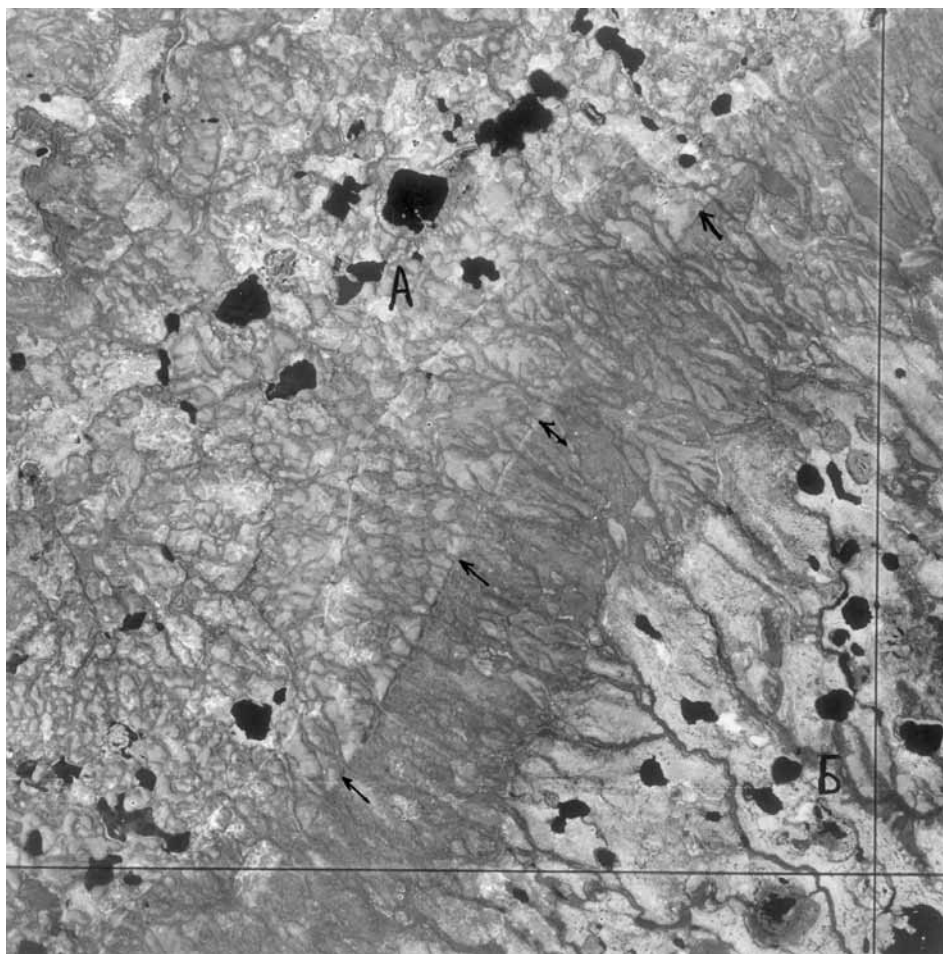


Рис. 2. Аэрофотоснимок береговой линии поздневалдайского Печорского подпрудного озера в бассейне р. Колвы ($67^{\circ}25'$ с. ш.). Абразионный уступ приуроченный к 100 – метровой горизонтали и имеющий протяженность на снимке 7 км., врезан в хребет Харьга – Мюсур, являющийся ранневалдайской береговой мореной Лае – Адъзвинской конечноморенной гряды. В левой (западной) части снимка (на водоразделе хребта) расположены ледниковые озера (А) с абс. отм. 125 – 130 м, в правой (в пределах цунгового бассейна) – термокарстовые озера (Б) с абс. отм. 85 – 90 м.

В северной части Западно-Сибирской низменности поздневалдайские ледниковые потоки Карского щита, по-видимому, не достигали Северного полярного круга. Следы их вторжения наблюдаются в пределах Байдарацкой губы, в низовьях рек Оби и Енисея и в прилегающих к ним районах, а также в пределах Таймыра (в долинах р. Пясины и других рек). В это время сток из Западно-Сибирского подпрудного озерно-ледникового бассейна происходил через свободную от ледников осевую часть Северо-Сибирской низменности в Хатангский залив.

В пределах севера Сибирской платформы значительное оледенение в поздневалдайское время существовало в районе гор Путорана, которое оставило здесь прекрасно сохранившиеся краевые образования, причем на западе один из выводных ледников Путоранского центра (в районе широты 68°) пересекал долину р. Енисей с образованием подпрудного ледникового озера.

Восточная часть Арктического бассейна представляла собой в позднем валдае Беренгийскую сушу. На территории Восточной Сибири имело место локально развитое, ограниченное по площади горнодолинное (местами сетчатое и каровое) оледенение, не распространявшееся за пределы высокогорных и наиболее поднятых массивов среднегорья, существенно уступающее по размерам ранневалдайскому. Обширные низменные равнины северной окраины Восточной Сибири были свободны от льда и заняты перигляциальными ландшафтами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего похолодания // Материалы гляциологических исследований. – 2006. – Вып. 106. – С. 3-149.
2. Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов) // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 2001. – № 64. – С. 35-60.

КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ: ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Борисова О.К.

Институт географии РАН, Москва, olgakborisova@gmail.com

SHORT-TERM LANDSCAPE AND CLIMATIC OSCILLATIONS IN THE LATE GLACIAL: THE MAIN STEPS, RESULTS AND FUTURE PROSPECTS OF RESEARCH

Borisova O.K.

Institute of Geography RAS, Moscow

Первая хорошо разработанная климатостратиграфическая шкала для голоцена и позднеледниковья явилась результатом комплексного изучения торфяных болот севера Европы. В 1876 г. норвежский ученый А. Блитт объяснил возникновение окисленных горизонтов торфа с пнями сосны этапами пересыхания болот, связанными с изменениями климата, и назвал период голоцена с более сухими (континентальными) условиями бореальным, а период с более влажными (океаническими) условиями – атлантическим. В 1901 г. Н. Харц и В. Мильтерс обнаружили в слоях озерных суглинков, вскрытых в карьере около местечка Аллерёд в Дании, многочисленные макроостатки дриады восьмилепестной (*Dryas octopetala* L.), или куропаточьей травы, и других арктоальпийских растений (*Salix herbacea* L., *Betula nana* L.). Из-за этих находок слои и временные интервалы, соответствующие холодным стадиям позднеледниковья, были названы дриадовыми, т.е. ранним и поздним дриасом (Older and Younger Dryas). В слое гиттии, разделяющем собою слои суглинков с дриадовой флорой в разрезе Аллерёд, были обнаружены макроостатки древовидной березы и осины, что указывало на наличие этапа смягчения климата в позднеледниковье и на развитие древесной растительности (по меньшей мере, березовых редколесий) на современной территории о-ва Зеландия во время этого потепления. На этом основании был выделен интерстадиал аллерёд (Allerød). В 1908 г. Р. Сернандер (Швеция) добавил к схеме А. Блитта упомянутый выше позднеледниковый этап и, в дополнение к изменениям увлажнения, включил в рассмотрение колебания теплообеспеченности. Хронологическая шкала для этой климатостратиграфической схемы была впервые разработана Г. Де Геером по данным варвометрических исследований озерных отложений в Швеции. В 1940-50 гг., в основном благодаря палеогеографическим реконструкциям по палинологическим данным, проведенным Л. Фон Постом, Дж. Йессеном и Дж. Иверсеном, схема Блитта-Сернандера приобрела почти современный вид и включала в себя ранний дриас (12,0-11,7 тыс. ¹⁴С л. н.), аллерёд (11,7-11,0 тыс. ¹⁴С л. н.) и поздний дриас (11,0-10,0 тыс. ¹⁴С л. н.).

Интерстадиал, предшествующий аллерёду и отделенный от него холодной стадией раннего дриаса, был назван бёллингом (Bølling) по названию озера в центральной части п-ова Ютландия (Дания), где слои гиттии соответствующего возраста были впервые исследованы Дж. Иверсеном в 1936 г. Состав пыльцы и макроостатков растений, найденных в отложениях интерстадиала бёллинг, свидетельствует о развитии кустарников и березовых редколесий на месте дриадовой тундры, распространенной в окрестностях озера во время предыдущей холодной стадии, названной древним дриасом (Oldest Dryas). В бёллинге белая береза (*Betula pubescens* Ehrh.) широко распространялась в центральных и северных районах Западной Европы, а сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.) достигала современной территории Польши и Белоруссии.

На основе палинологических данных по торфяникам лесной зоны М.И. Нейштадт [6] провел сравнительные исследования истории лесов и изменений палеогеографических условий в голоцене на территории СССР и включил позднеледниковый этап схемы Блитта-Сернандера с возрастом 12-9,8 тыс. ¹⁴С лет в состав голоцена, назвав его древним голоценом, или палеоголоценом. Основанием для такого объединения послужили спектры лесного типа с преобладанием пыльцы ели, характерные для этого временного интервала на территории современной лесной зоны Восточно-Европейской равнины – так называемый «нижний максимум ели». М.И. Нейштадт писал: «Для этих слоев характерно ... господство пыльцы ели, содержание которой достигает в среднем 40 %, а в отдельных случаях доходит до 50 % и более (от суммы пыльцы деревьев – О.Б.).

... Для этого периода характерен ландшафт, несколько напоминающий ландшафт зеленомошных темнохвойных еловых лесов, однако с более разреженным древостоем. ... По сравнению с другими слоями голоценовых отложений, в этих слоях отмечается наибольшее количество пыльцы травянистых растений (до 30 %), среди которой главную роль играет пыльца полыней» ([6], с. 16). Развитие радиоуглеродного метода датирования органических остатков позволило определить возраст границ стадий и интерстадиалов позднеледниковья. Было установлено, что «нижний максимум ели» по терминологии М.И. Нейштадта соответствует интерстадиалу аллерёд, а последующий максимум пыльцы полыней принадлежит к заключительной холодной стадии позднеледниковья – позднему дриасу. Эти характерные черты позднеледниковых пыльцевых спектров чрезвычайно устойчивы: несмотря на некоторые региональные особенности, они прослеживаются по всей лесной зоне северной Евразии, от Британских островов до Сибири.

Схема Блитта-Сернандера по сей день не утратила своего значения и широко используется в качестве единой хроностратиграфической основы при отдаленных межрегиональных корреляциях на территории Евразии. В настоящее время в исследованиях короткопериодных ландшафтно-климатических изменений позднеледниковья можно выделить несколько главных направлений. Одним из важнейших направлений являются количественные палеоклиматические реконструкции, которые включают в себя реконструкции изменений климата во времени по конкретным разрезам и для регионов в целом, а также карты-реконструкции для наиболее интересных «временных срезов» позднеледниковья на более или менее обширные территории. Для количественных реконструкций палеоклимата применяется широкий спектр методов, основанных на изменениях видового состава и количественных соотношений внутри разнообразных групп живых организмов, на химическом и изотопном составе самих вмещающих отложений и др.

Одна из первых методик количественных палеоклиматических реконструкций по палеоботаническим данным была разработана В.П. Гричуком [4]. В ее основе лежит допущение о неизменности экологических (и в том числе климатических) потребностей видов растений, по меньшей мере, на протяжении позднечетвертичного времени. Границы ареала растения в значительной степени определяются требованиями данного вида к теплообеспеченности и влажности. Поэтому климатические условия в центре современной концентрации видов ископаемой флоры (то есть на той территории, где в настоящее время совместно обитают все или почти все входящие в эту флору виды), очевидно, должны соответствовать климатическим условиям места и времени формирования данной ископаемой флоры. В отличие от методов реконструкций, основанных на изменениях процентных соотношений основных компонентов пыльцевых спектров, ареалогический метод позволяет учесть не только древесные, но и травянистые растения (как цветковые, так и споровые). Для травянистых растений характерны более высокие скорости реакции на изменения климатических условий, что связано как с быстрым оборотом поколений, так и с возможностями быстрого расселения некоторых видов растений на большие расстояния (например, водных и прибрежно-водных растений – за счет переноса семян водоплавающими птицами). Благодаря этим особенностям включение травянистых растений в рассмотрение в принципе позволяет проводить реконструкции более короткопериодных климатических колебаний, что особенно важно при оценке изменений климата в позднеледниковье. Кроме того, применение метода ареалограмм не требует поиска аналогов растительных сообществ прошлого в современной растительности, что чрезвычайно важно для реконструкций климата ледниковых эпох, включая позднеледниковье.

При помощи палеофлористического метода автором были выполнены реконструкции колебаний температур и атмосферных осадков в позднеледниковье в ряде регионов Восточно-Европейской равнины (см., например, [11, 12]) и созданы карты-реконструкции основных климатических показателей для стадии позднего дриаса во внетропической области Северного полушария ([1] и др.). Этими и многими другими исследованиями было установлено, что похолодание позднего дриаса наиболее отчетливо проявлялось в Западной Европе и на северо-западе Северной Америки. Оно также хорошо прослеживается по ледниковым кернам Гренландии и по колонкам донных осадков из Северной Атлантики. Таким образом, это похолодание имеет ярко выраженное амфиатлантическое географическое распространение. Следы более слабого похолодания, происходившего приблизительно в то же время, выявлены во многих регионах мира [2].

Проблема регионального (европейского, приатлантического) или глобального (субглобального?) проявления климатических колебаний позднеледниковья напрямую связана с другим важнейшим направлением в современных исследованиях позднеледниковья – с выяснением причин развития резких короткопериодных изменений климата при переходе от ледниковой эпохи к современному межледниковью (голоцену). Основной гипотезой, объясняющей возникновение резких и глубоких похолоданий в позднеледниковье, является гипотеза У. Брекера с соавторами [7], связывающая похолодание позднего дриаса с перестройкой системы океанической термогалинной циркуляции, вызванной массовым сбросом талых ледниковых вод и айсбергов в Северную Атлантику и подавлением процесса формирования глубинных вод в этом регионе. Переход системы термогалинной циркуляции из одного устойчивого состояния в другое происходит «скачкообразно», что и определяет высокие скорости климатических изменений на рубежах теплых и холодных фаз позднеледниковья. В настоящее время исследования короткопериодных колебаний климата в позднеледниковье продолжают на основе быстро возрастающего объема разнообразных палеогеографических данных по всё новым разрезам, в том числе с высоким временным разрешением. Одновременно расширяется и географический охват исследований позднеледниковья: новые данные по позднеледниковью получены по тропическим и экваториальным регионам и по умеренным широтам Южного полушария (см. обзор и анализ в [3]). Характерной чертой современных исследований позднеледниковья является их комплексный характер. Реконструкции климатических показателей нередко проводятся по одним и тем же разрезам при помощи разных количественных методов реконструкции климатических колебаний на основе независимых индикаторов (различных групп живых организмов, изотопных данных и т. д.). Это позволяет не только проверить один метод другим, но и выявить возможное запаздывание в реакции компонентов экосистем на потепление или похолодание в прошлом. В результате развития старых и появления новых методик, реконструкции для позднеледниковья становятся более точными и обоснованными (см., например [8, 10, 12]).

На современном этапе исследований большое внимание уделяется уточнению хронологии событий позднеледниковья и дальнейшему повышению детальности реконструкций. Специальные работы посвящаются как созданию более подробной шкалы времени для позднеледниковья в целом, так и выявлению еще более короткопериодных колебаний, осложняющих собой основные стадии и интерстадиалы. Новые возможности для исследований в этом направлении появились в связи с внедрением радиоуглеродного AMS-датирования. Важнейшую роль в обеспечении корреляции временных шкал, построенных разными методами, играет изучение изменений содержания ^{14}C в атмосфере и создание шкал для так называемой «калибровки» радиоуглеродных датировок с учетом этих изменений. Выявление наиболее короткопериодных и резких климатических осцилляций, имевших в то же время значительную амплитуду, существенно изменяет наши представления о возможных (и реализовавшихся в относительно недавнем геологическом прошлом) скоростях естественных изменений климата. Типичным примером весьма краткого и резкого похолодания, прерывавшего собой интерстадиал аллерёд, служит так называемая осцилляция килларни/герцензее ([8] и др.), продлившаяся всего около 250 лет, однако сравнимая по глубине похолодания с поздним дриасом.

Особый интерес в настоящее время вызывает также изучение наиболее ранних этапов позднеледниковья, то есть исследования ландшафтно-климатических изменений в период, предшествующий бёллингу. Отметим, что уже в 1960-е гг. на территории Латвии по данным изучения межморенных озерно-болотных слоев с остатками карликовой березки, арктических видов ив, дриады и др. растений был выделен так называемый раунисский интерстадиал. Датировка, полученная по растительным макроостаткам для этого интервала, составила 13390 ± 500 ^{14}C л. н. [5]. Отложения этого же интервала были обнаружены вдоль южного побережья Финского залива и на Карельском перешейке. Позднее для Северо-Германской низменности также были получены данные комплексных исследований озерных отложений, характеризующие потепление интерстадиального ранга, предшествующее бёллингу [9]. Временные рамки данного потепления (т. наз. интерстадиал майендорф) были определены по варвометрическим данным в 14,5-13,8 тыс. л. н. Во время этого интерстадиала в растительности данного региона впервые после эпохи оледенения появилась древовидная береза.

Чтобы правильно оценить характерные скорости реакции экосистем (и прежде всего – миграций растений и перестроек растительных сообществ) при потеплении в прошлом необходимо правильно оценивать скорость и время начала самого потепления. Косвенным аргументом в пользу существования интерстадиального потепления, более раннего, чем бёллинг, являются находки пыльцы широколиственных пород (дуба, липы, вяза) в слоях, относящихся к бёллингу, на широте около 52° с.ш., за сотни километров от их возможных ледниковых рефугиумов [11]. Столь дальнее расселение относительно теплолюбивых пород деревьев легче объяснить, если предположить, что оно началось уже под воздействием интерстадиального потепления около 13,5 тыс. ^{14}C лет назад, приостанавливалось при похолодании в древнем дриасе, а затем возобновлялось и быстро прогрессировало при сильном потеплении в начале бёллинга. Таким образом, наличие или отсутствие интерстадиального потепления, предшествовавшего бёллингу, принципиально важно для корректной оценки характерных скоростей реакции экосистем на потепление.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисова О.К. Климат позднего дриаса внетропической области Северного полушария // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1990. – № 3. – С. 66-74.
2. Борисова О.К. Особенности проявления заключительного похолодания позднеледниковья в умеренных широтах // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. Москва, 7-9 ноября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 51-54.
3. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. – М.: ГЕОС, 2008. – 264 с.
4. Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 41-57.
5. Гричук В.П., Чеботарева Н.С., Вигдорчик М.Е., Фаустова М.А. Стратиграфия валдайских отложений // Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. – М.: Наука, 1969. – С. 106-111.
6. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 404 с.
7. Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? // Nature. – 1985. – V. 315. – P. 21-25.
8. Cwynar L.C., Levesque A.J. Chironomid evidence for Late-Glacial climatic reversals in Maine // Quaternary Research. – 1995. – V. 43. – P. 405-413.
9. Litt T., Brauer A., Goslar T. et al. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments // Quaternary Science Reviews. – 2001. – V. 20. – P. 1233-1249.

10. Scharf B. W., Bittmann F., Boettger T. Freshwater ostracods (Crustacea) from the Lateglacial site at Miesenheim, Germany, and temperature reconstruction during the Meiendorf Interstadial // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – V. 225. – P. 203-215.

11. 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.

12. Sidorchuk A. Yu., Panin A. V., Borisova O. K. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glaciation Maximum–Late Glacial time // *The Geological Society of America Special Paper*. – 2011. – V. 473. – P. 1-25.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ РАЙОНА ХРЕБТА КНИПОВИЧА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

Былинская М.Е., Головина Л.А., Радионова Э.П.

Геологический институт РАН, Москва, *mbylinskaya@gmail.com*

LATE QUATERNARY PLANKTON BIOSTRATIGRAPHY IN THE KNIPOVICH RIDGE AREA (NORTH ATLANTIC)

Bylinskaya M.E., Golovina L.A., Radionova E.P.

Geological Institute RAS, Moscow

In the context of the International Polar Year program several sediment gravity cores were derived in the Fram Strait during the 24th cruise of R/V Academician Strakhov. The stratigraphic interpretation of the sections is based on the studies of foraminifers, nannofossils, and diatoms and on the accelerator mass spectrometry (AMS) ages obtained for the upper part of the recovered sediments. The dynamics of paleoceanographic conditions is additionally represented by high-amplitude variations in the ice-rafted detritus (IRD) distribution.

The Fram Strait is a connecting link between the Atlantic Ocean and the Arctic and the main way for heat and water exchange between the Arctic basin and the World Ocean. The surface waters of the strait are dominated by the cold East Greenland current transporting Arctic water to the Atlantic in the west and the warm West Spitsbergen current in the east that is the source of Atlantic water for the Arctic basin. Distribution of sea ice in the Fram Strait is controlled by the interaction of polar and Atlantic water masses and strongly varied during the Pleistocene [1, 2, 3].

Core AS2417 (78°14,79' N, 05°45,75' E, water depth 1568 m) was taken at an elevation on the western flank of the Knipovich Ridge that extends for a distance of 550-600 km southwest of Spitsbergen. One of the branches of the warm West Spitsbergen current runs directly above the studied area [4]. The 350-cm-long core is composed of alternated brown and grey clays bearing ice-rafted detritus. The samples were taken at 2-3 cm intervals as 1 cm thick slices. The number of foraminifers (>100 µm) per 1 g of dry deposit and mineral grains in the > 250 µm fraction were counted in each sample. In addition, nannofossils and diatoms were studied in the highly bioproductive intervals. AMS datings were carried out at Keck Carbon Cycle AMS Facility, University of California, using tests of *Neoglobobulimina paucicostata* sin. The microfauna and flora content varies greatly in the sediments studied. Six high productive (HP) intervals separated by zones extremely impoverished in organic remains are recognized. The most part of Holocene (MIS 1) is missing in the section, probably, owing to washing out of the upper semiliquid layer from the core.

Stage 2 (MIS 2) in core AS2417 is marked by one of the largest peaks of IRD (Figure) and by the first maximum of plankton high productivity. According to AMS dates, this interval ranges in age from 17.9 to 23.6 ka, i.e. approximately corresponds to the last glacial maximum. The occurrence of seasonally ice-free waters in the Fram Strait at that time was previously reported [1, 2], however, unusually warm elements were found in the interval. Along with the polar *N. paucicostata* sin, the foraminiferal assemblage includes single specimens of *Globobulimina scitula*, *G. crassaformis*, and *Globigerina falconensis*. One specimen of *Globigerinoides ruber* was encountered at the base of the HP bed. Among nannofossils *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, and *Gephyrocapsa* spp. are identified. Diatoms are represented among others by relatively thermophilic *Thalassiosira oestrupii*, *Rhyzosolenia calcaravis*, *Coscinodiscus lineatus*, *Asteromphalus robustus*, and *Hyalodiscus scoticus*. The interval of stage 2 contains diverse benthic foraminifers as well.

Stage 3 (MIS 3). The sediments of the upper part of the interval are impoverished or almost barren of calcareous plankton, which confirms the model [5] showing good carbonate preservation in glacial time and intense dissolution during interglacials in the polar North Atlantic. The only possible evidence of a climatic warming (interstadial?) at about 30 ka is the presence of a narrow bed bearing diatoms *Actinocyclus ehrenbergii* that form monodominant associations at the boundary between fresh and salt waters and can be an indicator of ice melting on Spitsbergen. In the lower half of the interval a moderate peak of carbonate plankton productivity dated at 45.2 ka and a bigger one (47 ka), are recorded. Judging from the obtained dates, these beds correspond to MIS 3. However, the lower peak is associated

with the single horizon bearing benthic *Pullenia bulloides* (see Figure) which is considered as a marker of stage 5a (and/or 5e) in the North Atlantic. Since the ages are close to finite for the radiocarbon method, there is some probability that the lower HP peak is actually older and corresponds to the boundary of stages 4-5. Planktonic foraminifers apart from abundant *N. pachyderma* sin, include *N. pachyderma* dex, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina falconensis*, and at the base of the productive layer a single *Globigerinoides ruber*. Assuming that the dates of 45-47 ka are correct, all this interval is correlated with MIS 3.

Stages 4-5 (MIS 4-5). The beds underlying the second large HP horizon and conventionally referred to MIS 4-5, are characterized by extremely low content of carbonate plankton and a great IRD peak in the middle part of the interval. This agrees to some extent with the data on other cores from the western Fram Strait; at least there was evidence that stage 5e is poorly pronounced in some sections [2, 3]. In the upper third of the interval the IRD material contains abundant dark siltstone particles, which is indicative for a Spitsbergen and/or Barents Sea source of the IRD [2].

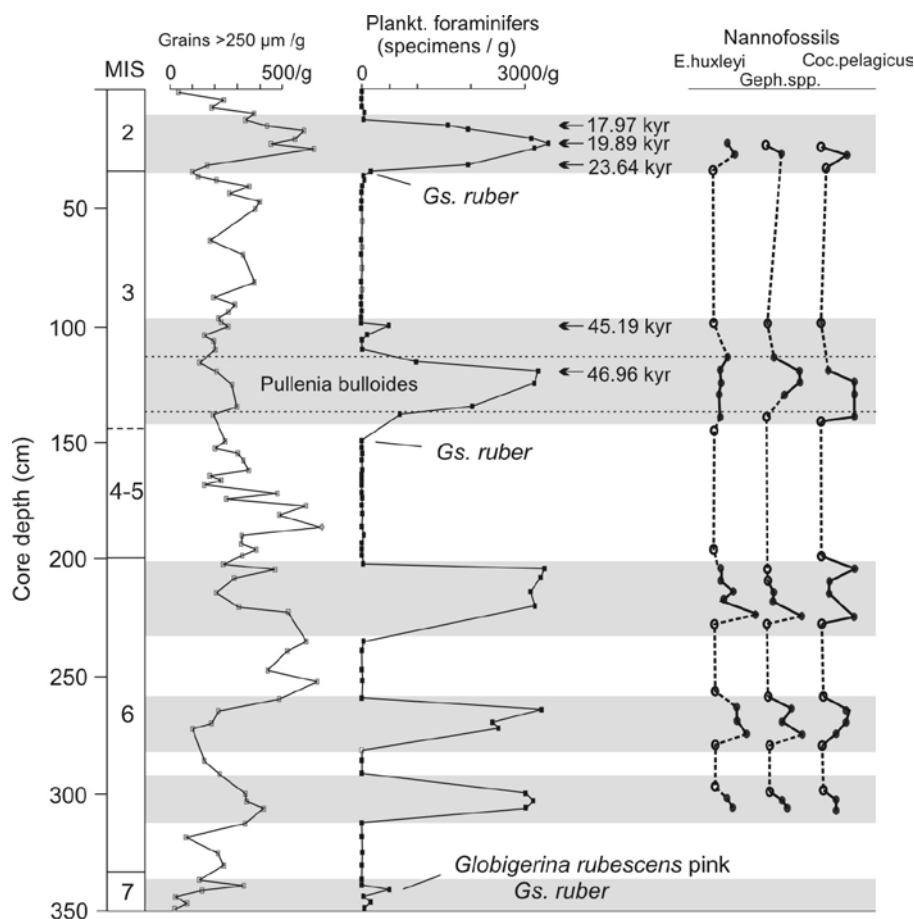


Figure. Carbonate plankton and IRD amount in core AS2417 from the Knipovich Ridge. Grey shading indicates HP intervals.

Stage 6 (MIS 6). The underlying deposits include three large and one minor HP beds. The interval is characterized by a high proportion of IRD and the presence of coal particles that are common for the stage 6 sediments in the Fram Strait [2, 3]. The upper HP bed among the relatively warm-water plankton yields single tests of *Globigerinita glutinata*, *Globigerina falconensis*, *G. bulloides*, and *G. calida* juv. Nannofossils include *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa* spp., and *Ceratolithus cristatus* (!). The following HP bed contains foraminifers *G. falconensis*, *G. bulloides*, and *G. quinqueloba* and among diatoms, a thermophilic variety *Melosira moniliformis* var. *hispida*. Finally, the third HP layer in the discussed interval is marked by the occurrence of scarce *G. falconensis* and *G. bulloides*. The relationship between the carbonate plankton and IRD distribution of this stage seen in the Figure strongly resembles the analogous curves for core PS1535 located slightly westward at the same latitude [3]. Though the age estimation of this part of core AS2417 is difficult owing to the lack of radiometric ages, we believe that this interval is referred to stage 6, among other things, due to the greater number of IRD compared to the upper horizons, absence of *Pullenia bulloides*, and similarity with the corresponding interval of core PS1535.

Stage 7 (?) (MIS 7). The lowest in the core bed with high productive plankton is characterized by considerably lesser amount of tests but is marked by the occurrence of the most warm-water species. Single specimens of *Globigeri-*

noides ruber and pink-colored *Globigerina rubescens* were identified there. The northernmost point of occurrence of the latter known by now is the DSDP Site 410 (45°31' N) in the Atlantic Ocean [6].

Consequently, according to the available data, the sediments recovered by core AS2417 approximately correspond to the last 190 ka. The occurrence of beds with abundant carbonate plankton during glaciations and interstadials indicate seasonally ice-free waters in the western Fram Strait even in the coldest Late Quaternary intervals, and the findings of single tests of subtropical species, a continuous inflow of Atlantic water to the polar latitudes.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Hebbeln D. and Wefer G. Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait // *Paleoceanography*. – 1997. – 12 (1). – P. 65-78.
3. 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.
4. Saloranta T.M. and Haugan P.M. Northward cooling and freshening of the warm core of the West Spitsbergen Current // *Polar Res.* – 2004 – 23(1) – P. 79-88.
5. Helmke J. and Bauch H. Glacial-interglacial carbonate preservation records in the Nordic Seas // *Global and Plan. Change*. – 2002. – 33. – P. 15-28.
6. Bylinskaya M.E., Golovina L.A., Krashennnikov V.A. Pliocene–Quaternary zonal stratigraphy of the northern half of the Atlantic by means of calcareous plankton. – Moscow: Scientific World, 2002.

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РЕГИОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Вахрамеева П.С.¹, Субетто Д.А.², Дикман Б.³, Бискаборн Б.³, Хайнеке Л.³, Мюллер Г.³

¹ Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, polina-malin@mail.ru

² Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, subetto@mail.ru

³ Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия

PALAEOLIMNOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE LAPTEV SEA REGION

Vakhrameeva P.S.¹, Subetto D.A.², Diekmann B.³, Biskaborn B.³, Heinecke L.³, Müller G.³

¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg

² Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg

³ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

Палеолимнология является крайне ценным научным направлением в палеогеографии четвертичного периода. В первую очередь, это касается позднейшего этапа геологического прошлого – голоцена, поскольку именно в послеледниковое время возникло большинство современных озёр, в донных отложениях которых на протяжении всего времени их существования непрерывно накапливается информация о развитии природной среды и климата. Получая и анализируя эту информацию, мы начинаем лучше понимать закономерности в изменениях природы и климата, что необходимо для выработки надёжных прогнозов таких изменений в будущем.

Особенно актуальны палеолимнологические исследования в полярных областях Земли, потому как природа там особенно чувствительна, и даже слабые колебания климата могут вызвать существенные изменения в озёрных системах.

В Российской Арктике и Субарктике изучение озёр с целью восстановления природно-климатических обстановок прошлого проводится достаточно регулярно и повсеместно. Например, в регионе моря Лаптевых в течение ряда последних лет проводились комплексные российско-германские экспедиции, одним из направлений работы которых были палеолимнологические изыскания. Не стала исключением в этом списке экспедиция «Лена-2010». Палеолимнологические исследования проходили на этот раз в рамках сразу двух российско-германских проектов – «Laptev Sea System» и «SibLake». Итогом сотрудничества стало успешное выполнение поставленных на полевой сезон задач. Ниже приводим краткие сведения об объектах изучения и описание произведённых работ.

Озеро Кютюнда (69°37'50'' с.ш., 123°38'40'' в.д.) расположено в 300 км к юго-западу от пос.Тикси на высоте 66 м над уровнем моря в зоне северной тайги. Площадь водоёма составляет около 4,9 км², максимальная глубина достигает 3,2 м. Озеро является проточным. В геоморфологическом отношении оно находится на второй надпойменной террасе долины р. Молодо, левого притока р. Лены. Коренные породы водосбора, представленные юрскими песчаниками, перекрыты маломощным чехлом четвертичных отложений. Что каса-

ется происхождения водоёма, то изначально оно, вероятно, связано с тектоническим развитием территории. В дальнейшем, при переходе к современным послеледниковым условиям, существенную роль в формировании котловины сыграли термокарстовые процессы.

Озеро Эльгене-Кюеле ($71^{\circ}17'20''$ с.ш., $125^{\circ}33'40''$ в.д.) расположено в 125 км к юго-западу от пос.Тикси на высоте 157 м над у.м. в зоне южной тундры. Оно имеет вытянутую в северо-западном направлении форму и площадь порядка 1,4 км². Наиболее глубокой является северная часть озёрной котловины (до 10,5 м). Сток из водоёма осуществляется с южной стороны, несколько мелких притоков-ручьёв носит сезонный характер. Озеро находится между плато Кыстык и кряжем Чекановского на месте древней эрозионной долины до четвертичного заложения, которая, по одной из гипотез, сформирована Палеологом. Озёрная котловина приурочена к бывшему участку речной долины. Очевидно, она начала образовываться в позднем плейстоцене в связи с активизацией термокарстовых процессов. Коренные породы – юрские песчаники – перекрыты четвертичными лессовидными отложениями. На северном и западном берегах водоёма сохранились отложения ледового комплекса, которые в настоящее время интенсивно деградируют, образуя глубокие термоабразионные ниши.

Исследования на озёрах проводились в августе 2010 г. и заключались в решении нескольких задач. Главная из них состояла в отборе колонок донных отложений. Для этого монтировалась специальная плавучая платформа с буровой установкой ударно-канатного типа (UWITEC piston-coring technique), которая позволяет получать длинные колонки; короткие колонки отбирались гравитационной трубкой (UWITEC gravity corer). В работе использовался также торфяной бур.

В результате из озера Кютюнда отобрано 5 коротких и 3 длинных колонки. Максимальная длина разреза озёрных отложений составила 8 м, ниже начинаются коренные породы. Удалось подсесть границу между голоценовыми и плейстоценовыми накоплениями на глубине около 5 м, которая фиксируется переходом от коричневой гиттии к серому песчаному алевроиту. Из озера Эльгене-Кюеле отобрано 6 коротких и 5 длинных колонок. Мощность разреза четвертичных озёрных отложений, представленных слоистой алевроитовой глиной, составила 4,25 м.

Следующая задача сводилась к геолого-геоморфологическому обследованию водосборной территории и изучению береговых обнажений озёр с отбором образцов из них.

Для проведения в дальнейшем полноценного палинологического анализа было важно охарактеризовать современную растительность и спорово-пыльцевые спектры водосборной территории. Для этого на ней закладывались и описывались поверхностные площадки, отбирались образцы растений и поверхностные пробы.

Часть гидрохимических показателей озёр определялась в поле, а для лабораторных анализов брались пробы воды.

Таким образом, в течение трех недель были проведены комплексные исследования озёр Кютюнда и Эльгене-Кюеле и собран богатый материал для последующих исследований в лабораториях России и Германии, которые, надеемся, позволят нам получить много новых и интересных палеогеографических данных.

СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

Вашков А.А.

Белорусский государственный университет, Минск, avashkov@mail.ru

STRUCTURE AND GENESIS OF GORODOK ELEVATION IN NORTH-EAST BELARUS

Vashkov A.

Belarussian State University, Minsk

Характерной особенностью северо-запада Русской равнины является наличие изолированных, отчетливо выраженных в рельефе возвышенностей названных островными [1]. К такому типу возвышенностей относится Городокская возвышенность, расположенная на северо-востоке Беларуси. Она представляет собой крупную ледниковую макроформу рельефа. Городокская возвышенность отличается своеобразным геологическим строением и рельефом и входит в состав субмеридиональной Ижорско-Городокской системы островных возвышенностей. Возвышенность имеет овальную, несколько вытянутую по направлению движения ледника форму в плане и куполовидную форму в разрезе, с абсолютными высотами до 250-260 м (максимальные – 264 м). До настоящего времени Городокская возвышенность остаётся одной из наименее изученных макроформ рельефа Беларуси.

Положение Городокской возвышенности в субмеридиональной системе островных возвышенностей обуславливается повышенным залеганием здесь прочных дочетвертичных пород. Территория приурочена к

полосе возвышенного рельефа, названной В.А. Исаченковым Латвийско-Белорусским поднятием [2]. В структуре дочетвертичного субстрата выделяется ряд крупных и мелких поднятий с отметками высот 120-130 м и отдельными выступами-останцами с высотами 141-154 м. К наиболее обширному Центральнородокскому поднятию дочетвертичных пород приурочены максимальные мощности четвертичных отложений и максимальные отметки современного рельефа. Неоднородный рельеф дочетвертичной поверхности обусловлен сложным блоковым строением кристаллического фундамента северо-восточного склона Оршанской впадины, литологическими особенностями дочетвертичного субстрата, палеогеографическими особенностями. Указанная территория в течение длительного времени была водораздельной равниной, а в плейстоцене важную роль в обособлении поднятий играла избирательная ледниковая экзарация. Таким образом, Городокская возвышенность относится к типу цокольно-аккумулятивных макроформ [3].

Мощность четвертичных отложений в пределах возвышенности колеблется от 80 до 110 м, наибольших отметок достигает у д. Стодолище Городокского района – 140 м. Четвертичная толща построена сложно, в её структуре выделяются отложения трех ледниковых комплексов – березинского, припятского и поозерского. Припятский горизонт представлен двумя ледниковыми подгоризонтами – днепровским и сожским. Поозерский горизонт включает моренные слои оршанской и браславской стадий. Стоит отметить, что ведущую роль в структуре возвышенности играют моренные отложения, доля которых в объеме толщи четвертичных пород достигает 70-85 %. (рис. 1).

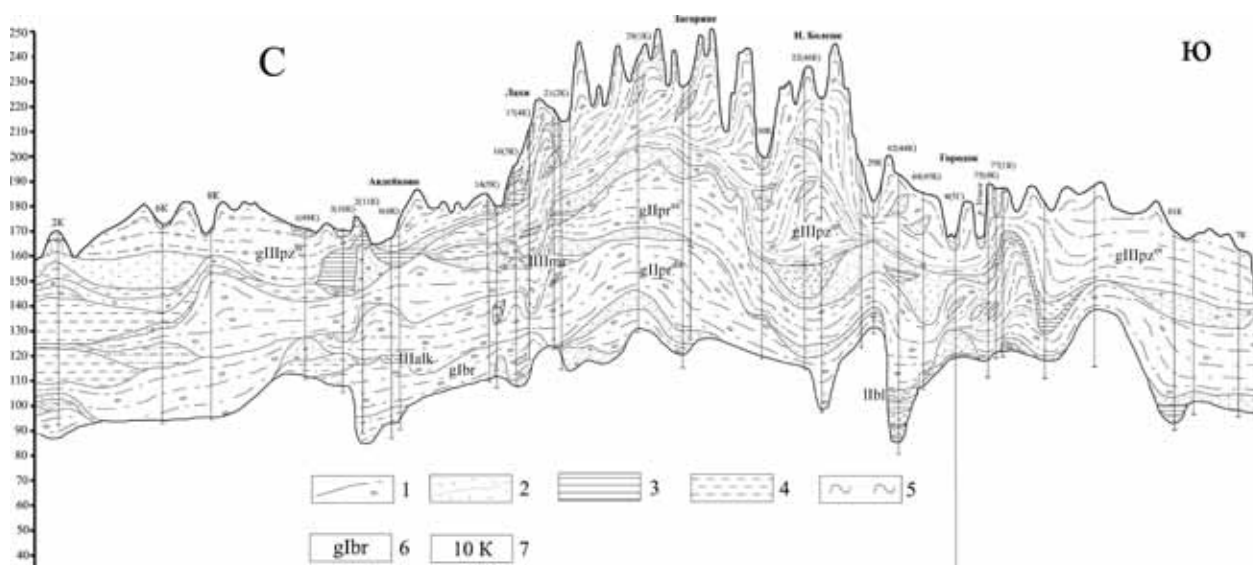


Рис. 1. Геологический разрез Городокской возвышенности.

1 – суглинки моренные, 2 – пески и песчано-гравийные отложения, 3 – глины, 4 – суглинки, супеси озерно-ледниковые, 5 – органогенные отложения, 6 – обозначения стратиграфических подразделений, 7 – номера скважин.

Отложения березинского возраста представлены в пределах возвышенности моренными и водно-ледниковыми отложениями. Залегают непосредственно на дочетвертичной поверхности и редко – на межледниковых беловежских отложениях, выполняющих карстовые впадины (д. Заозерье Городокского района). Горизонт не выдержан по площади, имеет прерывистое распространение и часто присутствует в понижениях субчетвертичной поверхности. Мощность его не превышает 20-28 м. Распространен преимущественно в северной и северо-восточной частях возвышенности, полностью отсутствуя на юге и западе возвышенности. Моренные отложения представлены суглинками грубыми, плотными, зеленовато-серых, бурых оттенков. Представлены фациями донной морены. Часто моренные отложения перекрываются водно-ледниковыми песками серыми, с гравием, галькой, валунами. Абсолютные отметки поверхности горизонта в пределах 115-138 м не превышают наивысших отметок доледникового рельефа.

Отложения березинского и припятского комплексов разделяют александрийские межледниковые отложения. В пределах возвышенности они вскрыты несколькими скважинами. Наиболее представительным является разрез озерных супесей и суглинков, вскрытых скважиной у д. Авдейково Городокского района на северном склоне возвышенности на глубине 47 м. Отложения залегают в виде линзы мощностью 2,8 м на бурых моренных суглинках березинского возраста. Споро-пыльцевой анализ указывает на резкое преобладание в спектре древесных пород над травянистыми. Среди древесных пород в верхней части опробуемого интервала выделяется максимум ели и березы, а в нижней части отмечается максимум пихты. В нижней части возрастает количество широколиственных пород – вяза, дуба, липы.

Припятский горизонт представлен в пределах возвышенности практически повсеместно. Он состоит из днепровского и сожского ледниковых подгоризонтов и разделяющих их водно-ледниковых и лимно-гляциальных отложений. Днепровский подгоризонт представлен в основном суглинками красно-бурыми и бурыми, плотными. Он распространен в центральной, северной и северо-восточной частях возвышенности. Мощность его достигает 42-51 м, абсолютные отметки кровли подгоризонта – 140-167 м. Моренные отложения представлены донной и напорной фацией морены, что имеет чешуйчатую текстуру. Реже встречается отторженцевая фация отложений с включением в толщу отложений крупных, до 10 м. в диаметре, глыб доломитов девонского возраста. Кроме коренных пород дочетвертичного субстрата в толще днепровской морены встречаются и плейстоценовые озерные и озерно-ледниковые отложения александрийского возраста. Сожский моренный одгоризонт отделяется от днепровского толщей водно-ледниковых отложений мощностью 10-25 м, выдержанных по мощности. Реже – лимногляциальными отложениями мощностью 10-20 м (встречаются преимущественно на склонах возвышенности). Моренные отложения сожского возраста представлены суглинками и супесями красно-бурого цвета, часто с серыми оттенками. Представлены отложения в основном напорной мореной чешуйчатого строения. На склонах возвышенности и прилегающих территориях шире распространена донная морена. На северном склоне возвышенности встречается отторженцевая фация сожской морены. Она представлена крупными (до 15 м в диаметре) блоками дочетвертичных доломитов и глин. Распространен сожский подгоризонт практически повсеместно, отсутствуя лишь на северо-западных склонах возвышенности. Мощность его в основном колеблется от 5-15 м до 40-57 м. Наибольшие отметки высот кровли сожского подгоризонта отмечаются в центре и на северо-востоке Городокской возвышенности, до 165-195 м. Таким образом, Городокская возвышенность к концу среднего плейстоцена была хорошо выражена и обособлена в рельефе. Наиболее отчетливо выделяется её центральная и северо-восточная часть, что имела превышение над окружающими низинами в 70-90 м. С поверхности эта возвышенность была сложена преимущественно моренными суглинками и водно-ледниковыми отложениями зандровых потоков.

Припятский и поозерский ледниковые горизонты разделены отложениями муравинского межледникового. В пределах возвышенности они представлены озерными и озерно-аллювиальными супесями и реже суглинками и глинами, иногда – болотными отложениями. Муравинские отложения залегают в виде линз мощностью 5-10 м. Богатые органикой толщи вскрыты в более чем 15 скважинах. Часто отложения встречаются на высоких абсолютных отметках – до 180-192 м., что говорит о наличии обширного поозерья в пределах возвышенности, образованной в среднем плейстоцене. Скважиной у д. Лахи Городокского района вскрываются легкие темно-серые тонкослоистые суглинки и супеси, что залегают в виде линзы мощностью до 5 м. Споропыльцевая диаграмма указывает на преобладание по разрезу древесных пород, в основном сосны и березы. В нижней части линзы отмечается интервал с резким преобладанием лиственных пород – ольхи (до 75 %), дуба (до 10%), вяза (до 5%), граба (до 5 %), а также лещины и ивы. Отложения муравинского горизонта широко встречаются в обнажениях и изучены в пределах прилегающей к Городокской возвышенности с юго-востока Суражской низменности в долине рек Западная Двина, Усвяча, Каспля [4].

Наибольшую мощность и морфологическую выраженность имеет поозерский ледниковый горизонт. Он представлен двумя моренными комплексами – оршанским и браславским, которые соответствуют двум стадиям развития поозерского ледника, проникавшим на эту территорию. Также большую роль в строении этого горизонта играют водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Оршанская морена наиболее мощная в пределах возвышенности. Она представлена супесями и суглинками красно-бурыми. Преобладают напорные морены с чешуйчатой текстурой и частыми включениями песчаного и гравийно-галечного материала мощностью 0,5-3 м. В пределах возвышенности морены напорных фаций имеют мощности 40-75 м., с максимальными отметками в 95 м у д. Стодолище Городокского района. На прилегающих к возвышенности равнинах преобладают морены донной и малой фации, мощностью от 3 до 15 м. Наибольшие мощности для оршанского комплекса отмечаются в западной и южной частях возвышенности. Они выражены в современном рельефе в виде осцилляторных конечно-моренных гряд и массивов, обрамляющих западный склон возвышенности, а также в виде межлопастных массивов в центральной части возвышенности. Выше по разрезу оршанский комплекс надстраивается водно-ледниковыми отложениями, местами значительной мощности, что в среднем возрастает к югу. Распространены и озерно-ледниковые отложения, что фиксируют как время наступления поозерского ледника (южная часть возвышенности), так и деградацию ледника максимального времени распространения (северная часть возвышенности). Браславский ледниковый комплекс распространен только на севере, северо-западе и северо-востоке возвышенности. Он состоит из красно-бурых суглинков плотных, преимущественно напорных, донных и малых фаций морен. В пределах конечно-моренных гряд его мощность достигает 40-50 м. На прилегающих равнинах мощность морены не превышает 2-10 м. Моренные отложения браславского времени часто перекрываются лимно-гляциальными отложениями и водно-ледниковыми отложениями конусов выноса, зандров, камовых полей, ложбин стока талых ледниковых вод.

Таким образом, Городокская возвышенность представляет собой цокольно-аккумулятивную макроформу рельефа и имеет четкую связь с поднятием дочетвертичной поверхности. Выражение возвышенности в

рельефе обусловлено мощной толщей четвертичных отложений. Она представлена тремя разновозрастными моренными горизонтами. Главную роль в её структуре играют конечные напорные морены поозерского возраста. Сделан вывод о том, что современная возвышенность унаследует среднеплейстоценовую возвышенную макроформу рельефа. Территория Городокской возвышенности приурочена к ледораздельной зоне, что существовала здесь во время всех плейстоценовых оледенений. Установление закономерностей строения Городокской возвышенности представляет большое научное и практическое значения для понимания закономерностей распределения полезных ископаемых, водоносных горизонтов, рациональном недропользовании территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аболтиных О.П., Асеев А.А., Вонсавичюс В.П., Исаченков В.А., Можаяев Б.Н., Раукас А.В. Островные возвышенности как особым способом организованные объекты. – Таллин: АН ЭССР, 1988. – 56 с.
2. Исаченков В.А. Проблемы морфо-структуры и древнеледниковой морфоскульптуры. Л: Наука, 1988. – 176 с.
3. Вашков А.А. Характер дочетвертичного субстрата Городокской возвышенности на северо-востоке Беларуси // Тезисы докладов II-ой Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти академика А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. – С. 1-5.
4. Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. – Мн.: Наука и техника, 1987. – 187 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (ПОСЛЕАПШЕРОНСКИХ) ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Велиев С.С., Тагиева Е.Н.

Институт географии Национальной АН Азербайджана, Баку, Seyran_sibirli@mail.ru

PRESENT PROBLEMS IN THE QUATERNARY (POSTAPSHERONSKII) STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE CASPIAN SEA SEDIMENTS

Veliev S.S., Tagieva E.N.

Institution of Geography, Azerbaijan National Academy of Sciences, Baku

Теперь стратиграфическая схема четвертичных (послеапшеронских) каспийских осадков четвертичного периода одна из наиболее детально разработанных. В ней, в целом, к раннему плейстоцену относят бакинский, к среднему плейстоцену – хазарский, к позднему плейстоцену – хвалынский горизонты. С голоценом сопоставляют новокаспийские слои. Эти подразделения характеризуются особым составом морских, точнее солоноватоводных, моллюсков. При этом полагают, что указанные горизонты и слои накапливались при трансгрессиях.

Но размеры и массивность раковин моллюсков в каждом горизонте увеличиваются снизу вверх, указывая на процесс повышения солености вод Каспия во время их формирования. А на протяжении всего плейстоцена и плейстоцена (с эпохи продуктивной толщи) Каспийское море было замкнутым морем-озером, и в него более соленые воды соседнего (Азово-Черноморского) бассейна уже не вторгались. Маныч, который соединял Каспийское море с Азово-Черноморским бассейном, представлял собой реку, по которой Каспий сливал избыток своих вод в Азово-Черноморский бассейн. Его аналогом является река Нева, по которой избыток Ладожское озеро избыток вод сливает в Балтийское море.

Поэтому водный баланс Каспия на протяжении четвертичного периода всегда определялся лишь соотношением между притоком речных вод и испарением вод с его поверхности. Соленость вод, размеры и массивность раковин при превышении испарения над притоком речных вод увеличивались, а при превышении притока речных вод над испарением – уменьшались. Соответственно, в первом случае происходила регрессия, а во втором случае – трансгрессия. При сильном уменьшении солености воды прибрежной полосы до глубин 50 м, где обитают почти все моллюски, опреснялись полностью, и солоноватоводные моллюски заменялись пресноводными моллюсками.

В результате площадь распространения осадков с солоноватоводными моллюсками сокращалась, а осадков с пресноводными моллюсками увеличивалась. Но первое интерпретируется, как сокращение площади Каспийского моря и его регрессия, а второе воспринимаются, как континентальные осадки, накапливавшиеся в озерах, простиравшиеся вблизи берегов Каспия. Но ныне осадки с пресноводной фауной откладываются на дне Северного Каспия, так как его воды почти или полностью пресные. Тем не менее, Северный Каспий является не пресноводным озером вблизи Каспия, а частью самого Каспийского моря. Точно также в Каспийском море, а не в озерах около него, образовывались и более древние осадки с пресноводными моллюсками, которые протягиваются вблизи Каспийского моря. И они отражают максимальные размеры Каспия во время трансгрессий.

Исходя из приведенных положений, мы предприняли попытку пересмотреть традиционные представления и предлагаем приводимые ниже стратиграфию четвертичных осадков Каспийского моря и их корреляцию с его трансгрессиями и регрессиями и климатическими событиями – ледниковыми периодами и межледниковыми эпохами.

1 Тюркянские слои (до 630 тыс. л. н.). Полное отсутствие предыдущей апшеронской солоноватоводной фауны указывает на наличие пресноводной фауны *Lymnaeidae*, *Melanopsidae*, *Dreissena ex gr. Rostriformis Desh.*, *Lithoglyphus sp.* и *Planorbis sp.* [1] указывает на полное вымирание солоноватоводной фауны и накопление этих слоев во время опреснения вод и трансгрессию. К трансгрессивным тюркянские осадки относили В.Е. Хаин и А.Н. Шарданов [2] и Б.Г. Векилов [3]. Вначале тюркянские слои стали известны на Апшеронском полуострове и в Прикуринской низменности. Отсюда делался вывод, что тюркянская трансгрессия была небольшой. Но впоследствии было выяснено, что тюркянские слои и их аналоги «известны в пределах почти всей Каспийской области» [4]. Слои сопоставляются с поздней стадией ильинской (гюнц-миндель) межледниковой эпохи, которая датируется 750-640 тыс. л. н. [5].

2 Нижнебакинский подгоризонт (630-580 тыс. л. н.). В нем впервые появляются дидакны, вначале *Didacna parvula Nal.* с небольшими раковинами, затем *D. catillus Eichw.* с раковинами средних размеров, а после – *D. rudis Nal.* с крупными раковинами [6]. Они фиксируют повышение солёности вод и регрессию. Подгоризонт сопоставляется с донским (миндель I) ледниковым периодом, который датируется 640-580 тыс. л. н. [5].

3 Среднебакинский подгоризонт (580-500 тыс. л. н.). Господствуют дрейссены, в небольшом количестве встречается *Didacna rudis Nal.* [6]. Они свидетельствуют об опреснении вод и о трансгрессии. Подгоризонт сопоставляется с рославльской (мучапской, миндель I - миндель II) межледниковой эпохой, которая датируется 580-500 тыс. л. н. [5].

4 Верхнебакинский подгоризонт (500-460 тыс. л. н.). Господствуют *Didacna eulachia Bog.* и *D. colosseae Dasch.* с максимально крупными для бакинского горизонта раковинами [2]. Они указывают на увеличение солёности вод и регрессию. Подгоризонт сопоставляется с окским (миндель II) ледниковым периодом, который датируется 500-460 тыс. л. н. [5].

5 Пойлинские (ушальские) слои (460-340 тыс. л. н.). Их относят к отложениям континентального (озерного) генезиса, но они на 90 % состоят из песков, суглинков и алевролитов [7]. Озерные осадки представляют глинистые фации. Еще Е.К. Вахания [8] и Д.В. Церетели [9] отнесли их к каспийским осадкам. Их пресноводная фауна указывает на сильное опреснение вод, приведшие к полному вымиранию бакинских солоноватоводной фауны и трансгрессию. Слои сопоставляются с ранней и средней стадиями лихвинской (миндельрисской) межледниковой эпохи и датируется 460-340 тыс. л. н. [5].

6 Палеосингильские (нижние нижнехазарские) слои (340-300 тыс. л. н.). В них вновь появляются дидакны – *Didacna trigonula Dasch.*, *D. gurganica Vekil.* и другие с небольшими раковинами [2]. Они указывают на повышение солёности вод и регрессию. Слои сопоставляются с калужским похолоданием внутри лихвинской межледниковой эпохи, которое датируется 340-300 тыс. л. н. [5].

7 Сингильские слои (средние нижнехазарские) слои (300-250 тыс. л. н.). В них появляются *Didacna paleotrigonoides Fed.*, *D. delenda Bog.*, *D. naliykini Wass.* и другие дидакны с крупными раковинами [2]. Они указывают на увеличение солёности вод и регрессию. Слои сопоставляются с ранним (днепровским) стадиялом днепроовского (рисского) ледникового периода, который датируется 300-250 тыс. л. н. [5].

8 Косоожские (верхние нижнехазарские) слои (250-190 тыс. л. н.). В них сохраняется прежний состав дидакн [2]. Он указывает на стабилизацию солёности вод и трансгрессию. Слои сопоставляются с курский интерстадиалом внутри днепроовского ледникового периода, который датируется 250-190 тыс. л. н. [5].

9. Верхнехазарский подгоризонт (190-135 тыс. л. н.). В них сохраняются *Didacna delenda Bog.* и *D. naliykini Wass.* с крупными раковинами и появляется *D. surachanica Andrus.* с максимально крупными за весь плейстоцен раковинами [3]. Они указывают на увеличении солёности вод и регрессию. Подгоризонт сопоставляется с поздним (московским, варта) стадиялом днепроовского ледникового периода, который датируется 190-135 тыс. л. н. [5].

10 Гирканский (древнехвалынский) подгоризонт (130-75 тыс. л. н.). В нем появляются *Didacna subcattilus Andrus.*, *D. cristata Bfg.*, *D. parallella Bog.* и другие дидакны с небольшими раковинами и отмечается «преобладание в сборах *Cobacula fluminalis* и *Dreissena polymorpha*» [10]. Они указывают на сильное опреснение вод и трансгрессию. Но воды опреснились не полностью, и дидакны не вымерли, как после бакинского времени, а дали начало хвалынским дидакнам [3]. Подгоризонт сопоставляется с микулинской (рисс-вюрмской) межледниковой эпохой, которая датируется 130-75 тыс. л. н. [11].

11 Ательские слои (75-32 тыс. л. н.). Континентальные отложения. Они указывают на глубокую регрессию, когда уровень Каспия опускался до -50 м [4]. Слои сопоставляется с ранним стадиялом валдайского (вюрмского) ледникового периода, который датируется 75-30 тыс. л. н. [11].

12 Нижнехвалынский подгоризонт (32-24 тыс. л. н.). В нем отмечаются гирканские дидакны, но с более крупными размерами. Они указывают на увеличение солёности по сравнению со временем гирканского подгоризонта и трансгрессию по сравнению со временем ательских слоев. Подгоризонт сопоставляется с брянским (денекамп) интерстадиалом валдайского ледникового периода, который датируется 30-23 тыс. л. н. [11].

13 Енотаевские (мангышлакские) слои (24-16 тыс. л. н.). Континентальные и соловатоводные (на отметке - 48- -50 м) отложения. В последних отмечаются ниже-и верхнехвалынские дидакны. Они указывают на глубокую регрессию – до -50 м [12]. Слои сопоставляются с поздним стадиалом валдайского ледникового периода, который датируется 23-17 тыс. л. н. [13].

14. Верхнехвалынский подгоризонт (16-8 тыс. л. н.). В нем появляются *Didacna trigonoides* Pall, *D. pyramidata* Gr., *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Gr. и другие современные дидакны с раковинами более мелкими, чем у нижнехвалынских дидакн [2]. Они указывают на опреснение вод и трансгрессию. Отложения прибрежных баров и пересыпей в стабильных районах Поволжья показывают, что уровень Каспия поднимался до 0-3 м [14]. Подгоризонт сопоставляется с поздне-или послеледниковьем (16-8 тыс. л. н.).

15 Новокаспийские слои (последние 8 тыс. л. н.). Рубеж между верхнехвалынским подгоризонтом и новокаспийскими слоями точно не определен. Эти подразделения характеризуются одной и той же современной фауной, и отличаются *Cerastroderma glaucum* Poir. (ранее его относили к *Cardium edule* L.), который присутствует только в новокаспийских слоях. По поводу его проникновения в Каспий имеется ряд предположений. Но в целом, эта проблема игнорируется, молчаливо признавая случайный характер появления *Cerastroderma glaucum* Poir. в Каспии.

С таким подходом можно было бы согласиться, если бы не тот факт, что *Cerastroderma glaucum* Poir. в Каспий явился в одиночестве, а вместе с несколькими видами средиземноморской фауны, в том числе с 3 видами рыб – атериной, черноморской иглой и бычком Книповича. Они являются обитателями морей, но при этом заходят в пресные воды рек на большие расстояния. И они могли пройти путь из Азово-Черноморского бассейна в Каспий только по Манычскому водному соединению, который после 8 тыс. л. н. не функционировал. С ними вместе не позже 8 тыс. л. н. в Каспии обосновался и *Cerastroderma glaucum* Poir. Следует отметить, что в начале XX в. угри во время их акклиматизации в озере Карун в Египте на своей коже принесли сюда кладку *Cerastroderma glaucum* Poir., и он в этом озере сразу же получил широкое распространение [15]. В Каспий *Cerastroderma glaucum* Poir. проник, вероятнее всего, на рыбе атерина. С нею этот моллюск затем преодолел и воды Узоя и обосновался в Аральском море и Сарыкамышском озере. Поэтому временной рубеж 8 тыс. л. н. мы принимаем за границу между хвалынским и новокаспийским горизонтами. По данным абсолютных датировок нами также было выявлено, что после 8 тыс. л. н., когда полностью стоял Скандинавский материковый ледник, уровень Каспия стал понижаться. Эти данные говорят о том, что в новокаспийское время происходит регрессия.

Закключение. Четвертичные (послеапшеронские) осадки – ниже- и верхнебакинские, ниже- и верхнехазарские (кроме козожских слоев) подгоризонты, а также новокаспийские слои, формировались не в трансгрессивные, а в регрессивные эпохи. В трансгрессивные эпохи, в действительности, накапливались подразделения, разделяющие каспийские подъярусы и подгоризонты – тюркянские, среднебакинские, пойлинские и козожские слои. Только хвалынские (гирканский, ниже- и верхнехвалынские подгоризонты) отложения соответствуют трансгрессивным эпохам, а слои промежуточные между ними (ательские, енотаевско-мангышлакские) – регрессивным эпохам.

Развитие фауны Каспийского моря в четвертичном периоде полностью прерывалось дважды – в тюркянскую и пойлинскую трансгрессии, когда полностью вымирали солоноватоводные виды апшеронской и бакинской фауны. В Каспийском море солоноватоводные моллюски вновь приходили из Черного моря, где они беспрерывно обитали на протяжении всего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Среди них были и дидакны. Они исчезли из каспийской фауны в понтическом веке и вновь появились здесь в бакинское время.

Нынешняя же солоноватоводная фауна Каспийского моря восходит к черноморским дидакнам, мигрировавшая сюда на рубеже среднего и позднего плейстоцена, а также в начале голоцена (*Cerastroderma glaucum* Poir.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Халилов А.Г. Стратиграфия Азербайджана (Справочник). – Баку: Элм, 1978. – 162 с.
2. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. – Баку: Изд. АН Аз.ССР, 1952. – 237 с.
3. Векилов Б.Г. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. – Баку: Элм, 1969. – 218 с.
4. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 166 с.
5. Судакова Н.Г. Корреляция ледниковых событий плейстоцена на Русской равнине // Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий. – М, 1999. – С. 302-313.
6. Пашалы Н.В., Векилов Б.Г. Экскурсия по маршруту Мингечаур-Геокчай-Карамарьям-Кюрдамир-Казамагомед. Четвертичные отложения горы «Бакинский ярус» // Путеводитель геологической экскурсии по антропогену Азербайджана. – Баку, 1973. – С. 41-47.
7. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д., Р.М. Атакишиев. Вещественный состав и условия накопления среднечетвертичных озерных отложений Западного Азербайджана // Изв. АН Азерб. ССР. – Серия наук о Земле. – 1983. – № 3. – С. 35-43.
8. Вахания Е.К. Пойлинская геолого-разведочная партия (юго-западная половина планшета XXIX-37) // Тр. Грузфилиала ГПК Азерб. нефтеразведки. – 1936. – № 1.
9. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. - Тбилиси: Мецниереба, 1966. – 583 с.

10. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история). – М.: Наука, 1983. – 215 с.
11. Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Иванова И.К., Кинд Н.В. Климатостратиграфия и геохронология четвертичного периода // Четвертичный период. Стратиграфия. – М., 1989. – С. 14-21.
12. Артамонов В.И., Маев Е.Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. – 1979. – Вып. 6. – С. 12-22.
13. Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 14-28.
14. Броцкий Ю.З., Карандеева М.В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время // Вестн. МГУ. – Сер. физ.-мат. и естеств. наук. – 1953. – № 2. – Вып. 1. – С. 139-146.
15. Levy A. Sur une nouvelle possibilité d'introduction d'espèces a caractere marin en milieu continental Saharien // C. r. Acad. Sci. 2-310. – 1990. – № 5. – С. 645-650.

К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА И РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

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

Институт географии РАН, Москва, paleo_igras@mail.ru

PROBLEM OF PALEO GEOGRAPHY OF EAST EUROPE IN LATE PLIOCENE AND EARLY PLEISTOCENE

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

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Отсутствие четкой границы между поздним плиоценом и ранним плейстоценом давно отмечается многими исследователями. На протяжении этих временных интервалов выявляется отчетливый тренд в сторону похолодания климата и возрастания его континентальности. При переходе от киммерия к акчагылу произошло резкое обеднение флоры, проявившееся главным образом в среднем акчагыле и продолжавшееся в конце позднего плиоцена и плейстоцена [4, 5].

Материалы, полученные в последние годы по Камско–Ветлужскому междуречью, Саратовскому Заволжью, Приазовью, Восточному Прикаспию, бассейну Среднего Дона и другим районам подтверждают представления о выраженности в ландшафтно–климатической обстановке акчагыла двух крупных похолоданий – около 3,4 и 2,6 млн. л. н. [5, 7, 12]. В лесной зоне, на территории Камско–Ветлужского междуречья, с первым похолоданием связано расселение темнохвойных лесов, близких к северо–таежным, но по составу более богатых чем современные [15]. Позднее они сменились хвойно–широколиственными лесами с примесью реликтовых древесных пород и травянистых растений, сохранившихся со времени миоцена, что подчеркивает преемственность флоры раннего акчагыла от более древних неогеновых флор (рис. 1). В лесостепных районах бассейна Средней Волги, в частности Саратовского Заволжья, в это время также произрастали хвойные леса с заметным участием широколиственных пород и присутствием американско–евроазиатских, а также американско–средиземноморских элементов.

Во время второго похолодания, наступившего около 2,6 млн. л. н., которое, скорее всего, совпадало с претегеленом Западной Европы, произошли существенные изменения в ландшафтах. В бассейнах Камы и Верхней Волги распространялись ельники сфагновые и зеленомошные, а на болотах – кустарниковые виды березы и ольховник. Значительную роль стали играть травянистые и кустарничковые сообщества. В Среднем Поволжье расселились обедненные сосново–березовые и еловые леса с верещатниками, можжевельником и *Selaginella selaginoides* в наземном покрове. В бассейн Среднего Дона (по данным изучения стратотипического разреза у с. Урыв) во время среднего акчагыла продвигались сосново–березовые леса с кустарниковой березой [8].

На юге Восточно–Европейской равнины ландшафтно–климатические изменения, свойственные второй половине акчагыльского этапа, проявились 2,5–2,6 млн. л. н. Тогда здесь, в условиях начавшейся волны глобального похолодания и аридизации, происходит перестройка в состоянии экосистем. Об этом свидетельствуют данные изучения ханжовской серии в Приазовье, отвечающие второй половине среднего акчагыла (среднего вилафранка, зона MN 17). Нижняя граница этой серии, обоснованная фаунистическим комплексом, коррелируется с нижней границей гелазия [11]. Результаты палинологических анализов М.П. Гричук и Е.Н. Анановой [2] показали, что именно с этой серией связан переход от лесостепных ландшафтов к степным. В частности, спорово–пыльцевые спектры из основания этой серии свидетельствуют о широком распространении на плакорах степных ассоциаций, представленных злаково–разнотравными и лебедово–полынными группировками

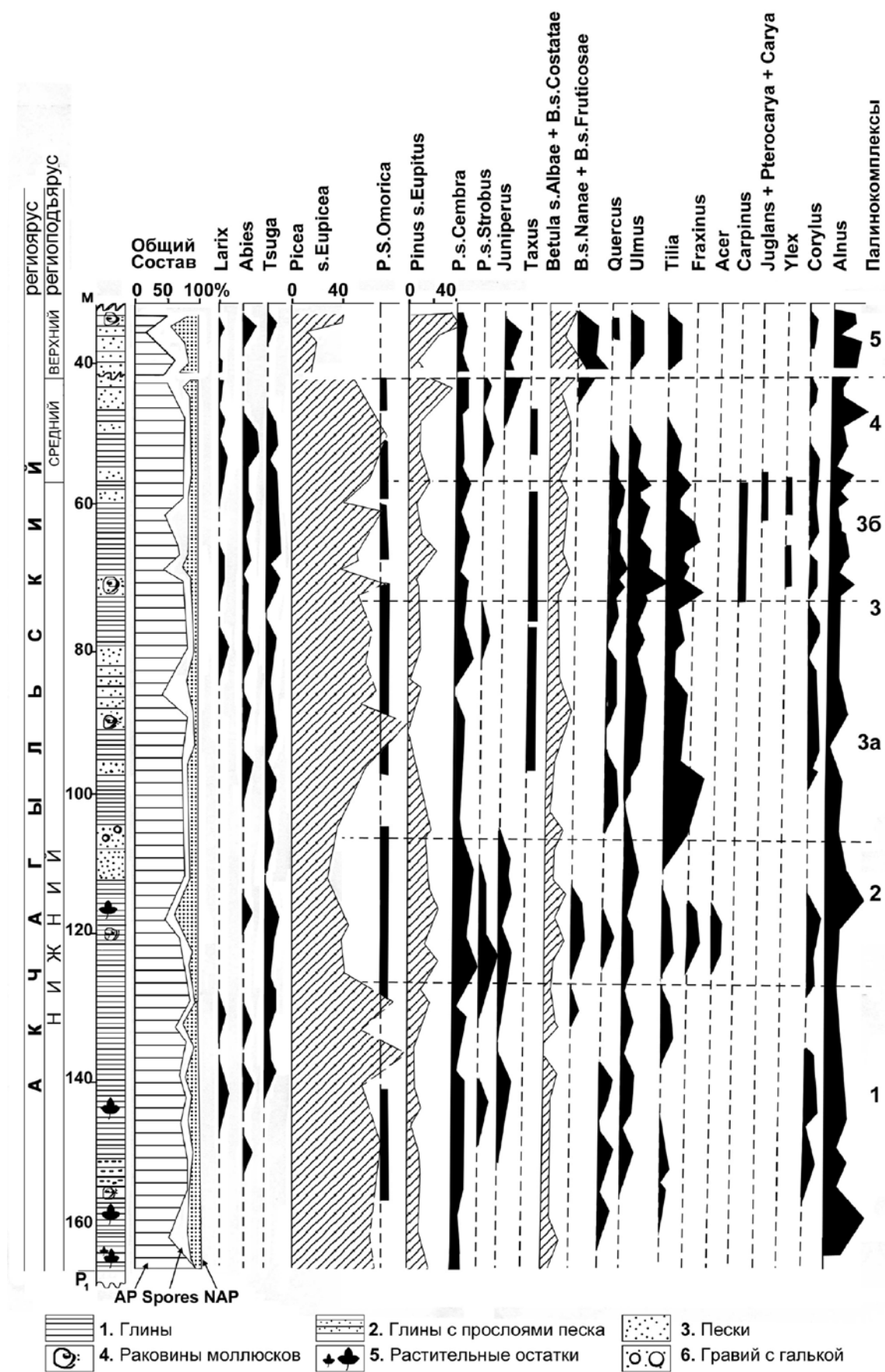


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма плиоценовых отложений Камско-Ветлужского междуречья у д. Чильча (Удмуртия).

с участием эфедры при существовании байрачных смешанных лесов в долинах рек и балок. В интервале хапровской серии фиксируется возрастание в составе фауны роли обитателей открытых пространств – мелких верблюдов, лошадей, страусов. Наконец, важно отметить существование линий связи фауны хапровского комплекса (начала гелазия) с пскупским и даже с таманским комплексами [11].

На полуострове Мангышлак среднеакчагыльские отложения с характерной фауной фораминифер (определения Л.С. Пишвановой), вскрытые в ядре синклинали складки, впервые изучены палинологически. Согласно палинологическим данным, в первой половине среднего акчагыла распространялись здесь ксерофитные формации, состоящие из типичных степных и полупустынных растений. Позднее они сменились разреженными сосновыми лесами с *Pinus sect. Cembra* и *Pinus sect. Strobus*. Но преобладающими оставались травянистые и кустарничковые растения. Заключительный интервал позднего плиоцена, когда произошло новое потепление, коррелируется с тегеленом Западной Европы.

В эоплейстоцене (1.8-0.8 млн. л. н.) усиливается тенденция к похолоданию и развитию оледенений. В Западной Европе оледенение охватило Скандинавию и Северную Англию, где ледник заходил в верховья р. Темзы, судя по находкам в аллювии обломков пород скандинавского происхождения [14]. На Восточно-Европейской равнине в северо-западных районах в разрезах найдены морены, которые также могут быть отнесены к первой половине эоплейстоцена. Они разделены осадками двух прохладных межледниковий (пайские и свирские слои), вскрытыми скважинами в древних речных долинах и содержащими переотложенную неогеновую флору [9]. Эти осадки, скорее всего, можно коррелировать с одновозрастными эоплейстоценовыми отложениями на территориях Литвы и Беларуси. В Центральных районах Восточно-Европейской равнины скважинами вскрыта морена (ликовская), которая относится к заключительному оледенению эоплейстоцена [13]. Это оледенение сменилось межледниковьем (акуловским), относящимся по палеомагнитным данным к верхам хрона Матуяма [10]. В лессовой области в наиболее древнем временном отрезке, включая ранний кромер (ниже границы Брюнес/Матуяма), фиксируются не менее двух уровней красноцветных почв, формировавшихся в условиях климата, близкого к субтропическому.

В последующие этапы плейстоцена проявляется дальнейшая тенденция к снижению теплообеспеченности и увлажненности. Распространение континентальных оледенений, границы которых можно проследить в современном рельефе и отложениях, произошло в раннем плейстоцене. Крупнейший ледниковый этап связан с развитием донского оледенения, максимального для Восточно-Европейской равнины. Его возраст определяется по положению морены в разрезах между слоями с находками тираспольской фауны мелких млекопитающих [3]. Анализ палеоботанических данных по разрезам с отложениями отложениями красиковского, окатовского и мучапского межледниковий свидетельствует о сложной последовательности ландшафтно-климатических изменений [5, 6, 13] и позволяет сделать вывод о постепенном изменении флор и выпадении из их состава североамериканских, американо-средиземноморско-азиатских и американо-восточноазиатских элементов. Никаких существенных изменений ископаемой флоры на границе позднего плиоцена и эоплейстоцена, а также эоплейстоцена и раннего плейстоцена не происходило. Межледниковым слоям в лессовой области отвечают почвы.

Из анализа фактического материала можно сделать вывод о наиболее значительных изменениях в ландшафтной обстановке на рубеже около 2,6 млн. л. н. Именно они могут служить палеогеографическим обоснованием при обсуждении вопроса о понижении границы квартера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях Юга Русской равнины. – Изд-во ЛГУ, 1974. – 196 с.
2. Байгушева В.С. Хапровская фауна Ливенцовского песчаного карьера (Ростовская область) // Бюлл. ком. по изуч. четв. пер. – 1964. – № 29. – С. 44-50.
3. Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы / Ред. Величко А.А. – М.: Наука, 1980. – 212 с.
4. Гричук В.П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине // Труды Ин-та географии. Т. LXXVII. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 5-90.
5. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет / Отв. ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.
6. Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников В.Ю., Сычева С.А. Об икореевской свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская обл.) // Бюлл. регион. Межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: Изд-во Межведомств. Стратиграфического комитета России, 2009. – Вып. 4. – С. 89-104.
7. Кузнецова Т.А. Значение спорово-пыльцевых спектров для расчленения и корреляции морских и континентальных верхнеплиоценовых отложений Поволжья и смежных областей // Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. – М.: Недра, 1971. – С. 65-81.

8. Писарева В.В., Красненков Р.В. К палинологической характеристике плиоценовых отложений у с. Урыв на Дону // Проблемы антропогена центральных районов. – Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1979. – С. 36-42.
9. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). Материалы международного симпозиума. – М.: ГЕОС, 2000. – 99 с.
10. Семенов В.В. Геомагнитные экскурсы в плейстоценовых отложениях Восточно-Европейской равнины: новые данные, новый взгляд // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Тезисы Всероссийской научн. конф. «Марковские чтения 2010 г.», Москва, МГУ, 2010. – М.: МГУ, 2010. – С. 80-81.
11. Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. – Ростов-на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – 262 с.
12. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена–среднего плейстоцена юга Каспийской области. – М.: ГЕОС, 1997. – 161 с.
13. Шик С.М., Заррина 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.
14. Clark Ch. D., Gibbard Ph. L., Rose J. Pleistocene glacial limits in England Scotland and Wales // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology / Ed. J. Ehlers and Ph.L. Gibbard. Elsevier B.V. – 2004. – P. 47-82.
15. Pisareva V.V. The Akchagylian Flora and Vegetation of the Udmurtian Kama River Region. // Paleontological Journal. – 2006. – V. 40. – Suppl. 5. P. 648-655.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРГАНИЗАЦИИ РЕЛЬЕФА ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ – ИССЛЕДОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ

Веремеева А.А.

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушchino, averemeeva@gmail.com

REGULARITIES OF MODERN RELIEF ORGANIZATION OF KOLYMA LOWLAND TUNDRA LANDSCAPES (NORTHEAST SIBERIA) – REMOTE SENSING AND GIS STUDIES

Veremeeva A.A.

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Sciences, RAS, Pushchino, Russia

Введение. Возможность использования космических и аэрофотоснимков в последние десятилетия позволила получить данные по изменению площадей термокарстовых озер в районах распространения многолетнемерзлых пород. Для приморских низменностей Севера Якутии в пределах районов распространения отложений ледового комплекса (ЛК), исследования по изменению площадей термокарстовых озер на современном этапе показали как увеличение заозеренности, так и ее уменьшение [4, 9]. Установлено, что сход озер в пределах тундровой зоны Колымской низменности происходит в районе южных тундр [1]. Увеличение площадей озер и обводненности территории происходит южнее, в зоне лесотундры и северной тайги [4]. На неоднозначную реакцию различных районов криолитозоны на изменение климата в последние десятилетия указывает В.Н. Конищев [5]. Закономерности организации рельефа территории, его развитие в голоцене и степень активности современных геоморфологических процессов в настоящее время во многом определяется структурно-геоморфологическими особенностями строения территории [6, 8, 10]. Использование геоинформационных технологий (ГИС) позволяет оценить степень переработки термокарстовыми и термоэрозионными процессами позднеледниковых равнин в голоцене, оценить площади современных озер на ключевых участках, выявить современные геоморфологические процессы и провести сопоставление морфоструктурного плана и районов распространения едом и аласов. Цель настоящей работы – выявить закономерности организации рельефа тундровой зоны Колымской низменности с использованием данных дистанционного зондирования и ГИС технологий.

Методы и объекты исследований. Основными формами рельефа районов распространения отложений ЛК являются останцы позднеледниковых равнин, сложенных отложениями ЛК (едомы), озерно-термокарстовые котловины (аласы) и долины рек. Район исследований – тундровая зона Колымской низменности. Полевые исследования проводились в районе нижнего течения р. Бол. Чукочьей в 2009 г. Для выделения геоморфологических районов и картирования основных типов рельефа использовались геоморфологическая схема [3], снимки CORONA с разрешением 5 м и топографические карты масштаба 1:200000. Выделено четыре геоморфологических района на двух ключевых участках; площадь районов составляет от 1081 до 1613 км².

Для каждого района определялись площади аласов и озер по отношению к общей площади района. Едомы, аласы и озера площадью более 0,01 км² были оцифрованы вручную. Сравнение снимков CORONA (съемка 1969 г.), Landsat за 1973 г. (съемка 15.06) и 2001 г. (съемка 27.06) позволило оценить изменение площадей термокарстовых озер за 28-летний период. Для сопоставления морфоструктурного плана с выделенными районами использовались структурно-геоморфологические схемы [3, 10]. Для создания ГИС использованы программы Mapinfo 8.5 и ArcGis 9.2.

Результаты исследований. Ключевой участок «Среднее течение р. Бол. Чукочь». Большая часть ключевого участка лежит в пределах положительной морфоструктуры – Олерского поднятия [10]. Район распространения едом расположен в пределах относительно приподнятого блока со средними абсолютными высотами 50-70 м. Здесь сохранились значительные по площади массивы едом, приуроченные, как правило, к долинам рек. Площадь аласов составляет 64 %, их заозеренность – 20 % (табл. 1).

Отмечается значительная расчлененность позднплейстоценовых поверхностей, представляющих собой преимущественно останцы с пологими склонами, активные байджераховые склоны здесь встречаются редко. Аласы представляют собой как небольшие по размеру отдельные котловины (до 3 км²), так и значительные по площади, слившиеся друг с другом котловины с озерами площадью до 6 км². Отмечается как увеличение, так и уменьшение площадей некоторых термокарстовых озер за период с 1973 по 2001 год.

Район распространения аласов расположен преимущественно в пределах опущенного блока и имеет более низкие средние абсолютные отметки, равные 20-40 м. Аласы представляют собой обширные слившиеся друг с другом котловины со значительной заозеренностью и наличием крупных озер площадью более 50 км². Едомы представляют собой отдельные останцы и занимают незначительную площадь (табл. 1). Отмечается уменьшение площадей и сход отдельных термокарстовых озер. В целом для аласов характерны процессы заболачивания и зарастания озер.

Таблица 1. Соотношение площадей едом, аласов и термокарстовых озер от общей площади геоморфологических районов ключевого участка «Среднее течение р. Бол. Чукочь»

Геоморфологические районы и их площадь	Площадь, занятая едомами, %	Площадь, занятая аласами, %	Площадь термокарстовых озер	
			в % от всей площади участка	в % от площади аласов
Район распространения едом (1112 км ²)	36	64	13	20
Район распространения аласов (1613 км ²)	8	91	33	36

Ключевой участок «Нижнее течение р. Бол. Чукочь». Участок охватывает область, лежащую в пределах Южно-Анжуйского прогиба [10]. В пределах участка выделено два района.

Район распространения едом приурочен к относительно приподнятому блоку Южно-Анжуйского прогиба охватывает часть левобережья и территорию правобережья реки Бол. Чукочь с абсолютными высотами в среднем 30-50 м. Едомы характеризуются наименьшей степенью переработки термокарстовыми процессами в голоцене (табл. 2). На плоских вершинных поверхностях едом встречаются обширные слабодренируемые участки с небольшими озерцами 2-8 м в диаметре и глубиной около 0,5 м, занимающие 14 % от площади едом всего участка. Аласы занимают меньше половины территории (табл. 2) и представляют собой отдельные котловины площадью до 18 км². Термокарстовые озера имеют небольшие площади до 5 км². Наличие у части едом активных байджераховых склонов говорит об идущем здесь процессе термоденудации. Отмечается как увеличение, так и уменьшение площадей отдельных термокарстовых озер в пределах озерно-термокарстовых котловин (рис. 1).

Таблица 2. Соотношение площадей едом, аласов и термокарстовых озер от общей площади геоморфологических районов ключевого участка «Нижнее течение р. Бол. Чукочь»

Геоморфологические районы и их площадь	Площадь, занятая едомами, %	Площадь, занятая аласами, %	Площадь термокарстовых озер	
			в % от всей площади участка	в % от площади аласов
Район распространения едом (1018 км ²)	57	43	12	27
Район распространения аласов (1049 км ²)	3	97	43	44

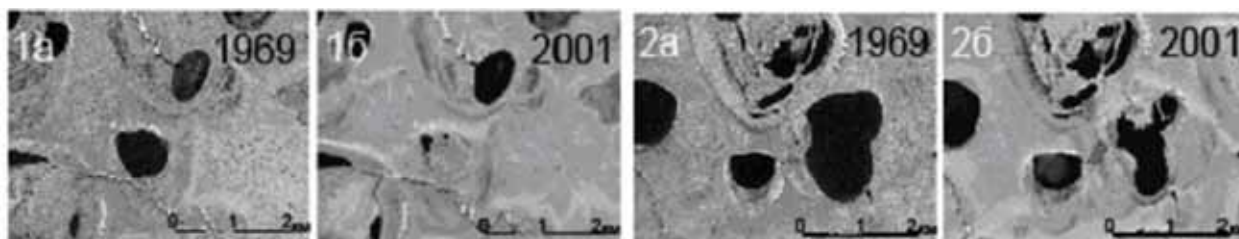


Рис. 1. Изменение площадей термокарстовых озер в районе распространения едом участка «Нижнее течение р. Бол. Чукочь».

Район распространения аласов, приуроченный к опущенному блоку Южно-Анхойского прогиба, имеет абсолютные высоты в среднем 10-30 м. Практически вся территория занята обширными, слившимися друг с другом аласами с крупными озерами, занимающими здесь наибольшие площади по сравнению с другими участками (табл. 2). Для озерно-термокарстовых котловин в целом характерны процессы зарастания и заболачивания. Отмечается увеличение площадей отдельных озер.

Обсуждение результатов. В литературе представлены данные о приуроченности районов распространения аласов к отрицательным новейшим структурам [2, 6]. В настоящей работе выявлено, что районы распространения едом и аласов не всегда приурочены соответственно к положительным или отрицательным крупным морфоструктурам. Наибольшая степень переработки едом термокарстовыми процессами в голоцене отмечается для районов, приуроченных к опущенным блокам вне зависимости от принадлежности к той или иной крупной морфоструктуре, положительной или отрицательной. Меньшей степенью переработки термокарстовыми процессами и лучшей сохранностью едомных поверхностей характеризуются территории, приуроченные к относительно приподнятым блокам как отрицательных, так и положительных морфоструктур. Принадлежность к положительной или отрицательной морфоструктурам проявилась в степени эрозионного расчленения территории. Так, участок среднего течения реки Бол. Чукочь в районе распространения едом, приуроченный к Олерскому поднятию характеризуется большей их расчлененности, в отличие от такого в районе нижнего течения р. Бол. Чукочь, приуроченного к Южно-Анхойскому прогибу.

Для районов распространения аласов характерны процессы зарастания и заболачивания озер. На участке распространения едом нижнего течения р. Бол Чукочь наличие байджераховых склонов говорит об активности термоденудационных процессов. На этом же участке наличие слабодренлируемых поверхностей едом с маленькими озерами в диаметре могут обуславливать развитие современного термокарста. Но мы предполагаем, что глубины этих озер расположены в пределах так называемого покровного слоя (глубины залегания 0,7-1,2 м), играющего защитную роль и препятствующего развитию термокарстовых процессов в современных условиях [5].

Установлено, что на различных участках изученной территории происходит как уменьшение, так и увеличение площадей отдельных термокарстовых озер. Важно отметить, что эти изменения происходят в пределах уже существующих аласов, а образования новых термокарстовых озер в пределах едом не выявлено. Схожие результаты получены также для тундровой зоны Яно-Индибирской низменности, в пределах которой наблюдается как уменьшение, так и увеличение площадей термокарстовых озер, что авторы связывают не с климатическими причинами, а с эрозионными процессами [9].

В настоящий момент озера на рассмотренной территории занимают менее половины площади аласов, а образования новых термокарстовых озер не выявлено. Это подтверждает вывод Т.Н. Каплиной [7] о том, что рельеф тундровой зоны Колымской низменности в современных условиях находится в состоянии, близком к равновесию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веремеева А.А. Закономерности распространения термокарстовых озер тундровых ландшафтов Колымской низменности и изменение их заозеренности за последние 40 лет // Тезисы докладов всероссийской научной молодежной конференции «Геоэкология – прошлое, настоящее, будущее», Якутск, 2010. – Якутск, 2010. – С. 106-108.
2. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. – Т. X. – № 1. – С. 39-50.
3. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000. Лист R-(55)-57, Нижнеколымск. Объяснительная записка. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 163 с.
4. Григорьев М.Н., Куницкий В.В., Чжан Р.В., Шепелев В.В. Об изменении геоэкологических, ландшафтных и гидрологических условий в арктической зоне Восточной Сибири в связи с потеплением климата // География и природные ресурсы. – 2009. – № 2. – С. 5-11.

5. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник Московского университета. - Сер. 5. География. - 2009. м № 4. м С. 10-20.
6. Каплина Т.Н., Косталындина Н.К., Лейбман М.О. Анализ рельефа низовьев р. Колымы в целях криоли-тологического картирования // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. - М.: Наука, 1986. - С. 51-60.
7. Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. - 2009. - Т. XIII. - № 4. - С. 3-17.
8. Катасонов Е.М., Бискэ С.Ф. Проблемы геоморфологии Яно-Индигирской и Колымской низменностей // Материалы второго геоморфологического совещания. - М, 1959. - 16 с.
9. Кривцова В.И., Быстрова А.Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли. - 2009. - Т. XIII, - № 2. - С. 16-26.
10. Патык-Кара Н.Г., Гапон О.И., Гриненко О.В. Структурно-геоморфологическое строение Колымской низменности // Геология кайнозоя Якутии. - Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1982. - С. 70-77.

СОВМЕСТНЫЙ РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИЙ ПРОЕКТ «ПОЛИГОН» – ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БОЛОТ ТУНДРЫ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

**Веттерик С.¹, Бобров А.², Хертсхух У.¹, Джоустин Х.³, Пестрякова Л.⁴, Пфейффер Е.-М.⁵,
Кутибак Л.⁵, Ширрмейстер Л.¹, Субетто Д.⁶, Тумской В.⁷**

¹ *Институт Альфреда Вегенера полярных и морских исследований, Потсдам, Германия, sebastian.wetterich@awi.de*

² *Московский государственный университет, Москва*

³ *Университет Грайфсвальда им. Эрнста Морица Арндта, Институт ботаники и экологии ландшафтов,
Грайфсвальд, Германия*

⁴ *Якутский государственный университет, экологический факультет, Якутск*

⁵ *Университет Гамбурга, Институт почв, Гамбург, Германия*

⁶ *Государственный педагогический университет им. Герцена, географический Санкт-Петербург*

⁷ *Московский государственный университет, Москва*

THE JOINT GERMAN-RUSSIAN POLYGON PROJECT – ENVIRONMENTAL STUDIES IN EAST SIBERIAN TUNDRA WETLANDS

**Wetterich S.¹, Bobrov A.², Herzsuh U.¹, Joosten H.³, Pestryakova L.⁴, Pfeiffer E.-M.⁵,
Kutzbach L.⁵, Schirrmeister L.¹, Subetto D.⁶, Tumskoy V.⁷**

¹ *Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany*

² *Moscow State University, Department of the Geography of Soils, Moscow, Russia*

³ *Ernst Moritz Arndt University of Greifswald, Institute of Botany and Landscape Ecology, Greifswald, Germany*

⁴ *Yakutsk State University, Department of Ecology, Yakutsk, Russia*

⁵ *University of Hamburg, Institute of Soil Science, Hamburg, Germany*

⁶ *State Pedagogical Herzen University, Department of Geography, St. Petersburg, Russia*

⁷ *Moscow State University, Department of Geocryology, Moscow, Russia*

Permafrost regions are more strongly affected by ongoing global warming than regions elsewhere on this planet. Polygon ponds, mires and cryosols in wetland landscapes underlain by permafrost are common components of the Arctic Siberian lowlands. The landscapes of the polygonal tundra wetlands are sensitive to environmental and climate change, but such research suffers by large uncertainties in observations. However, permafrost degradation leads to changes in element and energy fluxes, affects relief and hydrology, and has a tremendous ecological impact.

A joint German-Russian project started in 2010 and aims on investigating polygonal tundra wetlands in a gradient transect comprising three representative sites across the northeast Siberian lowlands of the lower Indigirka river (70 °N, 147 °E) and the lower Kolyma river (68 °N; 161 °E). Using an interdisciplinary approach, modern, sub-recent, and fossil environments will be characterised and compared in order to understand temporal and spatial environmental dynamics in relation to climate change.

The proposed POLYGON project aims at answering three interrelated questions:

(i) How do polygon ponds, cryosols, and permafrost in the polygonal tundra of the northeast Siberian Arctic lowlands interact and how have they reacted on climate change on seasonal, annual, decadal, centennial, and millennial time scales?

(ii) Does the biotic and abiotic states and interactions in polygonal wetlands differ along the climatic gradient from the Lena River region to the Kolyma River region?

(iii) How will the components of the polygonal tundra wetlands change when permafrost degrades due to climate change?

Geocryological, limnological, pedological and ecological features will be combined to link past, present and future environmental dynamics in polar regions. Present day environmental conditions and their main forcing parameters will be thoroughly assessed, faunal and floral communities in ponds, mires and cryosols as major parts of the polygonal patterned ground will be described and cryogenic processes affecting these structured landscape units will be observed and evaluated. Species and assemblages that are indicative for modern ecosystem conditions will be identified and used as indicators to reconstruct Quaternary climate variations and their ecosystem reactions.

Based on interdisciplinary research that combines modern and past environmental records, the proposed project will contribute to the understanding of small-scale variations of the climate sensitive permafrost landscapes units and allow a differentiation between external climate impact and internal polygon dynamics.

The obtained results will be used for explaining and forecasting future environmental dynamics in permafrost regions. The project will bring together German and Russian permafrost expertise complemented by international partners.

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОБСТАНОВКИ БЕРЕГА ОЙОГОС ЯР (ПРОЛИВ ДМИТРИЯ ЛАПТЕВА)

Веттерик С.¹, Кинаст Ф.², Кузьмина С.³, Андреев А.А.⁴, Назарова Л.¹, Ширмейстер Л.¹, Куницкий В.В.⁵

¹ Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия,
sebastian.wetterich@awi.de

² Исследовательский институт и Музей естественной истории им. Сенкенберга, Веймар, Германия

³ Университет Альберты, факультет наук о Земле и атмосфере, Эдмонтон, Канада

⁴ Институт геологии и минералогии, Университет Кёльна, Кёльн, Германия

⁵ Институт мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Якутск

INTERGLACIAL ENVIRONMENTS OF OYOGOS YAR (DMITRY LAPTEV STRAIT)

Wetterich S.¹, Kienast F.², Kuzmina S.³, Andreev A.A.⁴, Nazarova L.¹, Schirrmeister L.¹, Kunitsky V.V.⁵

¹ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

² Senckenberg Research Institute and Natural History Museum, Weimar, Germany

³ University of Alberta, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Edmonton, Canada

⁴ Institute of Geology und Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany

⁵ Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

Late Quaternary permafrost deposits at coastal permafrost sections of the Dmitry Laptev Strait (East Siberian Sea) reveal proxy data on environmental and landscape dynamics at least during the last two glacial-interglacial cycles.

Palaeoenvironmental records of the last Interglacial (MIS 5e; ca. 130-115 kyr ago) are preserved in lacustrine sediments exposed along the studied coasts. Due to climate warming the transition from glacial to interglacial conditions induced extensive thawing of ice-rich permafrost (thermokarst). Evolving thermokarst depressions transformed formerly frozen ground into taberal (thawed and refrozen) deposits. The overlying lacustrine thermokarst deposits are fossil-rich, including plants, insects (beetles, chironomids), ostracods and gastropods.

Mean temperature reconstructions of the warmest month (MTWA) based on quantitative chironomid transfer functions revealed a MTWA of 12,9±0,9 °C for the interglacial thermal optimum whereas the MTWA coexistence interval of plants proven by macrofossils reaches from 12,7 to 13,6 °C. Low net precipitation is reflected by steppe plants and beetles.

Terrestrial beetle and plant remains prove the former existence of open forest tundra with Dahurian larch (*Larix dahurica*), grey alder (*Alnus incana*) and boreal shrubs (*Duschekia fruticosa*, *Betula fruticosa*, *B. divaricata*, *B. nana*) interspersed with patches of steppes and meadows. Aquatic organisms such as chironomids, ostracods, gastropods and hydrophytes, and littoral pioneer plants indicate intense lake level fluctuations due to high evaporation.

The temperature reconstruction based on independent approaches consistently indicates an interglacial MTWA about 10°C higher than present and is interpreted as a result of combined increased insolation and higher climatic continentality during the last Interglacial.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗРЕЗА «ОГУРЦОВО» В РАЙОНЕ НОВОСИБИРСКА

Волков И.А.¹, Казьмин С.П.²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

² Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, c_kazmin@ngs.ru

GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF SECTION «OGURTSOVO» IN DISTRICT OF NOVOSIBIRSK

Volkov I.A.¹, Kazmin S.P.²

¹ Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk

² Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk

Разрез «Огурцово» расположен непосредственно ниже плотины Новосибирской ГЭС на левом берегу Оби в верхних по течению реки предместьях этого населённого пункта [1]. Он относительно хорошо изучен и посещался многими отечественными и некоторыми зарубежными учёными. С ним были ознакомлены участники межведомственного совещания (1978 г.). Тем не менее, его значение многими исследователями пока явно недооценивается. Расположение разреза вблизи перехода от тектонического поднятия Салаира к области погружения Западно-Сибирской плиты позволяет получить разнообразную информацию по строению обширного юго-восточного региона Западной Сибири, включая и предгорные районы Горного Алтая.

Относительно высокая изученность данного разреза с учётом региональных и глобальных данных может дать новую разнообразную информацию, особенно для времени позднего кайнозоя и четверти. Авторы настоящего сообщения в результате многолетних собственных исследований, с учетом геологических съемок и литературных данных, считают возможным предложить некоторые новые частные и общие выводы.

Нижняя часть рассматриваемого разреза расположена вблизи древнего скального основания, по поверхности которого течёт Обь непосредственно ниже плотины Новосибирской ГЭС. Вскрытые образования на самом дне оврага, в склонах которого и обнажён разрез, представлены грубым щебнисто-галечным, гравийно-песчаным аллювием. Он водонасыщен и химический состав воды его отличен от таковой самой Оби. Буровыми скважинами установлено, что этот галечник субгоризонтально подстилает вышележащие субаэральные отложения и в пределах самого увала. Эти осадки, известные под наименованием красnodубровской свиты, достигают на увалах Восточной Кулунды значительной мощности. Они слагают и увал, в нижней части южного склона, где расположен разрез «Огурцово». Именно этот же аллювий залегает в основании известного разреза «Белово» [2], в его нижней по течению реки части обнажения. Он представлен слоем хорошо сортированного косослоистого крупного песка с раковинами пресноводных моллюсков и имеет резкую границу с вышележащими субаэральными суглинками. Гипсометрически эта граница близка к уровню современных половодьев Оби. На сходных абсолютных высотах этот аллювий встречен и некоторыми буровыми скважинами [3].

Выявленные особенности залегания древнего аллювия весьма показательны. Они свидетельствуют, что вся толща вышележащих отложений является более молодой аккумулятивной серией, сформировавшейся на гипсометрическом уровне, превосходящем верхнюю границу аллювия. Сам уровень аллювия близок к основанию долин Горного Алтая и верховьев Оби в районе слияния рек Бии и Катунь. Это как бы продолжение на предгорной равнине продольного профиля горной долины Чуи и Катунь. В целом до начала формирования субаэральной серии осадков Восточной Кулунды (т. е., в основном, красnodубровской свиты) у подножья Горного Алтая простиралась слабонаклонная от гор равнина, прикрытая новейшими водными осадками, этим самым «огурцовским» аллювием. Он согласно перекрывает нижележащие породы. Эти молодые верхнекайнозойские породы слагали слабо расчленённую предгорную равнину, поверхность которой унаследовано отражала Барабинский тектонический мезозойско-раннекайнозойский прогиб [3].

Средняя и верхняя части разреза «Огурцово», вскрытого в левом обрывистом склоне оврага, представлены красnodубровской свитой. Это лёссовидные легкие суглинки, местами переходящие в супесь. Полагать, что в осадках, слагающих красnodубровскую свиту, есть только вторичные (после анализа) агрегаты нельзя. Основное значение имеет явление глиняного песка и алевроита, т.е. первичного осадка, выпавшего из атмосферы. В средней и верхней частях этой толщи расположены два погребённых педокомплекса, каждый из которых состоит из двух почв. Нижний погребённый педокомплекс образовался в лесных условиях, а верхний – в лесостепных, близких к современным. Почвы верхнего педокомплекса охарактеризованы радиоуглеродными датами: нижняя – 30050±850 (СОАН-1587), а верхняя – 24490±320 лет назад (СОАН-1623) [4].

Вся вскрытая в разрезе толща имеет уклон в сторону Оби. Это особенно видно по залеганию педокомплексов. Буровыми скважинами установлено, что аллювий основания разреза залегает субгоризонтально, а общая мощность красnodубровской свиты возрастает от реки к гребневой части Карасукско-Ордынского увала (до 120 м), в нижней части которого и расположен разрез «Огурцово». Наиболее возвышенная часть этого увала имеет отметки поверхности порядка 220-230 м. Этот увал, подобно иным, протягивается в ВСВ направлении. Он сложен, главным образом, красnodубровской свитой.

Эта свита изучалась многими исследователями в прошлом веке. Увалы были вскрыты многочисленными скважинами, позволившими получить полное представление о структурно-текстурных особенностях всей краснодубровской свиты. В Восточной Кулунде были проведены крупно- и среднемасштабные геологические съёмки, в процессе которых были использованы геологические и геоморфологические методы исследований. Особенно важное внимание уделялось анализу структурно-текстурных особенностей краснодубровской свиты, важных для решения вопросов генезиса и возраста увалов.

Оказалось твёрдо установленным, что формирование увалов Восточной Кулунды началось ещё в конце палеомагнитной эпохи Магуяма и продолжалось до конца ледникового периода квартера. При этом последовательно чередовались циклиты. Каждый из них начинался накоплением лёссовых отложений, позже сменялся формированием ископаемых почв и заканчивался этапом криогенеза [5, 6]. Всюду сохранялся этот комплекс процессов, характерный для субэразмального (г. о. эолового) осадконакопления. Цикличное строение толщи субэразмальных отложений Западной Сибири, в том числе и Восточной Кулунды, легло в основу стратиграфической схемы, утвержденной МСК в 2000 г. [7].

Особенности структуры и текстуры таких осадков своеобразны. В них присутствуют сухие микроокатыши из отложений субстрата, подвергшегося дефляции. Эти особенности эолового наноса охарактеризованы давно, еще в начале второй половины XX в. Так, например, было доказано, что этот материал не является вторичными агрегатами. Он отложился из воздуха как влекомый и взвешенный эоловый нанос. Это подчёркивали многие отечественные исследователи (Б.А. Федорович, П.В. Федоров, Д.В. Наливкин и др.) Важность этого отмечают и зарубежные ведущие учёные Х. Райт и Г. Барноски. В одной из статей [8], подготовленной под руководством Л.Б. Рухина, были изложены факты такого присутствия микроокатышей в древнем эоловом осадке. Это получило дальнейшую иллюстрацию в коллективной монографии [9]. Такие же особенности свойственны краснодубровской свите Восточной Кулунды. Они наблюдались при геологическом картировании. Следовательно, получены реальные представления об условиях формирования краснодубровской свиты, как и иных осадков лёссового типа. Познание истины возможно лишь в результате анализа всего комплекса геоморфологических методов, использующихся при геологическом картировании. Указанные твёрдо установленные факты строения краснодубровской свиты имеют первостепенное значение. Их недоучёт ведет к ошибочным палеогеографическим построениям. Без этого никакой «опыт функционально-генетического расчленения» [10] не может быть успешным.

Средняя и нижняя части разреза «Огурцово», непосредственно примыкающие к берегу Оби, представлены толщей озёрных осадков. Она с размывом налегает на более древние отложения (г. о. краснодубровскую свиту). Состав её в целом несравненно более крупнозернистый. Значит, это не делювий и пролювий. Она перекрыта только субэразмальным покровным лёссовидным суглинком небольшой мощности. Вместе с покровным суглинком озёрная толща наклонно спускается к береговому обрыву Оби. Она формировалась в два этапа, разделённых прослоем галечника с чёткой волнистой слоистостью, напоминающей типичную слоистость подводного оползня. Этот прослой, имеющий толщину 0,3-0,5 м, в верхней части разреза залегает непосредственно на высоте самой верхней части озёрной толщи и вниз по склону, не меняя мощности, непрерывно спускается наклонно к берегу Оби. Он всюду подстилает верхнюю часть озёрной толщи. Такой состав и условия залегания этого прослоя не дают возможности уверенно считать его именно подводным оползнем, как это считал один из авторов во время раннего этапа изучения разреза.

Важной особенностью состава озёрной толщи, в особенности ее нижней части, является присутствие в осадке карбонатных конкреций типа иматровских камней (определение С.Л. Троицкого). Это указывает на то, что озёрная толща формировалась во время последнего континентального (позднезырянского) оледенения Западной Сибири, т.е. во время глобального похолодания МИС 2.

Полевые наблюдения подтвердили правильность указания В.А. Мартынова и ряда других исследователей о том, что в Новосибирском Приобье в верхней части ельцовского покрова лёссовидных отложений расположен почти сплошной тонкий прослой песка и супеси мощностью менее одного сантиметра. Он перекрыт слоем лёссовидного суглинка или супеси и всюду следует на глубине около 1,5-2 м от земной поверхности. Авторы сообщения проследили этот прослой непосредственно от верхней части разреза «Огурцово» до пос. Краснообск и далее до района Кривошёково. Исследователи принимали этот прослой за склоновые образования. Но это едва ли так. На сходной глубине от поверхности тонкий (1-1,5 см) прослой залегает и в районе г. Омска на левом пологом склоне Иртыша. В этом прослое встречаются створки раковин корбикул. В связи с этим, уверенно считать этот прослой склоновым образованием пока нельзя. Дальнейшие наблюдения над условиями формирования указанного прослоя могут привести к какому-то новому важному палеогеографическому выводу.

Разрез «Огурцово» является не единственным озерным образованием Новосибирского Приобья. Даже на левобережье Оби известны многие выходы на поверхность древних озёрных осадков. Так, например, слой озёрных галечников прослеживается на левобережье 1-й террасы Оби непосредственно ниже по течению реки до пос. Краснообск. Гальки залегают так, как это свойственно прибрежным озёрным осадкам. Другое скопле-

ние крупного галечного материала известно и в пос. Краснообск, в его верхних по течению предместьях на поверхности второй террасы. Этот галечник при строительстве посёлка был почти полностью использован как стройматериал.

Другое крупное скопление галечного материала известно на 1-й криводановской террасе Оби близ пос. Марусино. Здесь были береговые галечные валы и покровы, которые использовались как стройматериал при строительных работах в Новосибирске. Теперь они почти полностью уничтожены, сохранился лишь горизонт озёрных разнозернистых песков вблизи указанного посёлка. Продолжением в восточном направлении горизонта озёрных отложений является левобережный обширный Кудряшовский бор. Здесь с поверхности, как и далеко вверх по течению Оби (Чемской ленточный бор), залегает золотый песок, слагающий типичный бугристо-грядовый рельеф. Для этих золотых осадков сплошным субстратом дефляции являются озёрные преимущественно песчаные отложения. Именно в результате золотой переработки этого субстрата и образовался дюнный рельеф.

Важный участок прибрежный озёрной террасы охарактеризован и ниже по течению Оби, севернее г. Колывани. Здесь вблизи оз. Белое расположен участок прибрежной озёрной террасы, имеющий поверхность, близкую к 125 м. Он ограничен крутым и высоким древним уступом, основание которого расположено на отметках, близких к 126-128 м. Этот уступ выработан в субаэриальных лёссовидных суглинках. К его основанию примыкает древняя береговая линия, сложенная горизонтом сортированных береговых озёрных песков.

Показательно высотное положение озёрных береговых осадков и основания абразионного уступа. Абразионный уступ, в результате которой выработаны озёрные образования, расположен на высоте, весьма значительно превосходящих максимальную высоту, залегающих в долине речных отложений Оби (около 90-95 м). Следовательно, это разрушение материала, слагающего уступ, не связано с деятельностью реки. Этот процесс – береговая абразионная деятельность древнего озера. Район прибрежной и береговой озёрной поверхности близ оз. Белое и ограничивающего эту поверхность берегового абразионного уступа весьма важен в палеогеографическом отношении. Здесь исследования с использованием радиоуглеродного датирования позволят установить время максимума уровня приледникового Мансийского озера, а также континентального оледенения Западной Сибири во время глобального похолодания МИС 2.

Еще в начале второй половины прошлого века новосибирскими исследователями были охарактеризованы горизонты галечников на левых притоках Оби. Так, например, такие галечники встречаются в долине р. Чижапки, левого притока Оби. Во время ранних исследований специалисты ограничивались только установлением факта присутствия этих крупнозернистых осадков на склонах долин, но теперь становится ясным, что это есть образования древнего озера, как и галечники разреза «Огурцово».

Обширным районом развития озёрных осадков приледникового Мансийского озера является и правый склон долины Оби в районе Новосибирска и его предместий. Наиболее обширный участок распространения этих осадков является Академгородок [11]. Ведь этот район правобережья Оби расположен непосредственно против разреза «Огурцово», т.е. это другой берег озера в долине Оби. Здесь ясно прослежен берег максимального уровня озера и обширная территория его мелководной акватории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска (Оперативно-информационный материал). – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. – 90 с.
2. Зудин А.Н., Вотах М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. – Новосибирск: Наука, 1977. – 101 с.
3. Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 46 с.
4. Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – М.: Наука, 1981. – 202 с.
5. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. – М.: Наука, 1971. – 254 с.
6. Volkov I.A., Volkova V.S. Geological information from subaerial sequence as the basic direction in further study of Pleistocene // Loess and paleoenvironment, Moscow, May 26 - June 1, 2003. – М.: Publishing House «GEOS» (in English), 2003. – P. 62-63.
7. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.; прил.
8. Волков И.А. О строении, залегании и происхождении лёссовидных отложений Северного Казахстана // Вестн. Ленингр. гос. ун-та. – № 18. – 1960. – С. 15-25 с.
9. Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1969. – 332 с.
10. Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субаэриальных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами на примере опорного разреза «Огурцово» // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 4. – С. 446-459.

11. Волков И.А. Берег приледникового озера в Академгородке г. Новосибирска (краткое сообщение) // Антропогенная трансформация природной среды: материалы международной конференции (18-21 октября 2010г., г. Пермь). – Пермь: Пермский ун-т, 2010. – Т. 1. – Ч. 1. – С.177-179.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Волкова В.С.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, volkovavs@jogg.nsc.ru

PRESENT PROBLEMS OF THE QUATERNARY PERIOD STRATIGRAPHY OF THE WEST AND MIDDLE SIBERIA

Volkova V.S.

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk

В последние годы были изданы стратиграфические схемы квартера Западной [1] и Средней Сибири (Таймыр и Среднесибирское плоскогорье [2]). В основу схем была заложена ледниковая теория – чередование ледниковых и межледниковых горизонтов, подкрепленная данными по биостратиграфии, палеомагнитными данными и данными физических методов. Нижняя граница четвертичной системы определена на уровне 1.8 млн. лет. Четвертичная система подразделена на эоплейстоцен (нижний и верхний) и неоплейстоцен (нижний, средний и верхний). Основание неоплейстоцена сопоставлено с 19 стадиями изотопно-кислородной шкалы, а верхи неоплейстоцена – с началом МИС5 (127 тыс. лет). В процессе составления схемы по Средней Сибири авторы столкнулись с некоторыми проблемами. Так, Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) в целях детализации строения четвертичных отложений рекомендовал провести корреляцию основных горизонтов и свит со ступенями Общей стратиграфической шкалы (ОСШ). В ОСШ в нижнем неоплейстоцене установлено 8 ступеней, в среднем – 6, в верхнем – 4. На данном этапе изучения пока не представляется возможным детальная корреляция отложений со ступенями в разрезах раннего и среднего неоплейстоцена. Сопоставление некоторых горизонтов со стадиями изотопно-кислородной шкалы также условно. Неоднозначно решается вопрос при сопоставлении самаровского ледникового горизонта эпохи максимального оледенения. Большинство исследователей сопоставляют его с МИС-8 изотопно-кислородной шкалы. В лессово-почвенной схеме самаровский горизонт максимального оледенения отнесен к МИС-10 [2].

Подвергается сомнению выделение средне-неоплейстоценового тазовского горизонта – одновозрастного аналога московского оледенения на Русской равнине. Не исключено, что тазовское оледенение будет являться стадией самаровского оледенения. Самаровский ледниковый горизонт, возможно, будет отвечать МИС-6. В настоящее время выявлены соотношения между развитием континентальных ледников и изменением уровня Мирового океана. Геологическая история отражена на стандартной морской изотопно-кислородной шкале SPECMAP. На этой шкале показано, что в период МИС-6 уровень Мирового океана был значительно ниже, чем в МИС-8 [3].

Дискутируется вопрос о самостоятельности и возрасте каргинского горизонта, сопоставляемого в схеме с МИС-3 [2]. Большой проблемой является также установление позднего неоплейстоценового сартанского горизонта с возрастом 20-18 тыс. лет т. н. Исследователи по проекту QUEEN на севере Западной и Средней Сибири отрицают самостоятельность сартанского оледенения. [4, 5, 6, 7]. Считают, что в Сибири в позднем неоплейстоцене, как и в Европейской части России, было одно оледенение, состоящее из двух стадий – ранней (от 90 до 100 тыс. лет т. н.) и поздней (от 70 до 50 тыс. лет т. н.). Считается, что в эпоху позднего Валдая (МИС-2) лед с шельфа не доходил до суши. Самостоятельность сартанского оледенения в Сибири отстаивали М.Г. Гросвальд, С.А. Архипов, И.А. Волков, В.С. Волкова, С.А. Гуськов, И.С. Гончаров [8], а на Русской равнине А.С. Лавров, Л.М. Потапенко. М.Г. Гросвальд [9] писал, что в эпоху последнего оледенения (МИС-2) северные и восточные окраины Евразии покрывались непрерывной цепью ледниковых щитов. Температура в эпоху последнего ледникового максимума в Арктике была на 20-25° ниже современной. Оледенение покрывало всю арктическую окраину материка, как в Европейском, так и в Сибирском секторе Евразийской Арктики. В настоящее время стратотип сартанского горизонта утратил свое значение. Он был установлен в Восточной Сибири. И.А. Волков и С.П. Казьмин предлагают в качестве стратотипической местности сартанского оледенения в Западной Сибири принять район г. Ноябрьска. В этом районе ледниковые отложения последнего оледенения залегают прямо на поверхности [8, 10, 11]. К числу проблемных относится также возраст приледникового Мансийского озера и границы его распространения. Неоднозначно решается вопрос о возрасте транссибирской системы стока приледниковых вод на юг через Тургайский прогиб в Аралокаспийский бассейн.

В настоящее время встал вновь вопрос о нижней границе четвертичной системы. В 2008 г., во время Международного геологического конгресса в г. Осло в Норвегии, вновь обсуждался вопрос о нижней гра-

нице четвертичной системы. Ряд исследователей считали, что объём квартера должен быть увеличен за счет включения в его состав гелазского яруса плиоцена, а нижнюю границу квартера следует перенести с уровня 1,8 млн. лет на 2,6 млн. лет. Нижняя граница гелазия определялась в Италии в разрезе Моте-Сант-Никола. С этим рубежом было связано похолодание климата. На этом основании ярус (век) гелазий должен переместиться из плиоценового отдела в плейстоцен. Таким образом, получается укороченная система неогена. В настоящее время пока нет биостратиграфического обоснования этого вопроса. На этом рубеже произошло оживление тектонических движений, обновление врезов речных долин. Из состава растительности выпадают широколиственные растения и получают широкое развитие темнохвойные породы из ели и пихты. Расположение растительных зон и их структура установились близкие современным. Для позднего плиоцена в составе растительности представителей арктической флоры пока не выявлено. Резкое похолодание климата на рубеже 1,65 млн. лет обусловило миграцию арктической флоры на юг Западной Сибири на территорию современной степной и лесостепной зон. Такие миграции произошли только в позднем эоплейстоцене (убинско-ерестинское время). Таким образом, следует отметить, что нижнюю границу квартера пока следует оставить на уровне 1,8 млн. лет, а верхнюю границу гелазского яруса следует еще доизучить всеми стратиграфическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.
2. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010. – 89 с.
3. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Sacklenton N.I., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // *Earth Planetary Science Letters*. – 1994. – V. 126. – P. 91-108.
4. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири; проблемы стратиграфии и палеогеографии // *Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода*. – М. ГЕОС. – 2009. – С. 8-24.
5. Astahov V.I., Svedsen Y.I., Mattouchkov A., Mangerud Y., Maslenikova O., Tveranger Y. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // *Boreas*. – 1998. – V. – 28. – № 1. – P. 23-45.
6. Astahov V., Nazarov D. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – V. 29. – P. 3615-3629.
7. Mangerud Y., Svedsen Y., Astahov V. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*. – 1999. – V. – 28. – № 1. – P. 46-80.
8. Гончаров С.В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее, положение и возраст // *Докл. АН*. – 1986. – Т. – 290. – № 6. – С. 1436-1439.
9. Гросвальд М.Г. Евразийские атмосферные катастрофы и оледенения Арктики. – М.: Научный мир, 1999. – 117 с.
10. Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // *Геология и геофизика*. – 1997. – Т. 38. – № 5. – С. 1049-1054.
11. Казьмин С.П., Волков И.А. Характер природных процессов в азиатской части России во время последней ледниковой стадии // *Вопросы географии и природные ресурсы*. – 2010. – № 3. – С. 5-10.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ХОТЫЛЕВО I (БАССЕЙН Р. ДЕСНА)

Воскресенская Е.В.¹, Вишняцкий Л.Б.², Зюганова И.С.¹, Новенко Е.Ю.¹, Очередной А.К.²

¹ Институт географии РАН, Москва, kavosk@mail.ru

² Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

NEW DATA ON THE EVOLUTION AND AGE OF SEDIMENTS, ENCLOSING THE CULTURAL HORIZON OF MIDDLE PALEOLITHIC SITE KHOTYLEVO-1 (RIVER DESNA BASIN)

Voskresenskaya E.V.¹, Vishniytskiy L.B.², Zuganova I.S.¹, Novenko E.U.¹, Ocherednoy A.K.²

¹ Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

² Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg

Памятники в бассейне Средней Десны, относящиеся к эпохе среднего палеолита, были открыты во второй половине прошлого века Ф.М. Заверняевым, Л.М. Тарасовым и В.А. Хохловкиной. [1, 2, 3]. В центре Восточно-Европейской равнины стоянки и местонахождения, отвечающие периодам первичного освоения древним человеком данной территории, немногочисленны. Комплексные палеогеографические, геохроноло-

гические и археологические исследования на одном из крупнейших среднепалеолитических местонахождений Восточной Европы Хотылево I были возобновлены в 2009 г. после длительного перерыва. Необходимость в продолжении изучения памятника обусловлена двумя комплексами проблем – проблемой типологической атрибуции коллекции памятника внутри среднего палеолита и проблемой не вполне ясной хроностратиграфической позиции, в которой залегают культуросодержащие горизонты.

Позднеплейстоценовые осадки, слагающие правобережье р. Десна на участке местонахождения, общая протяженность которого вдоль русла р. Десна достигает около 900 м, характеризуются достаточно сложным строением и динамичными условиями формирования. Отложения, с которыми связаны среднепалеолитические ксг, прислонены к высокому коренному склону, сложенному в основании верхнемеловыми туронскими мергелисто-меловыми отложениями с прослоями серовато-черного кремня и сеноман-альбскими кварцево-глауконитовыми песками. При раскопках местонахождения Ф.М. Заверняевым было установлено, что характер отложений и степень сохранности культуросодержащих горизонтов (ксг) меняются по простиранию памятника [1]. На расположенных выше по течению Десны участках памятника сохранность культуросодержащих горизонтов значительно лучше, чем на лежащих ниже по течению, где горизонт с находками фиксируется во вторичном залегании. Нами был изучен состав и строение отложений на различных участках местонахождения, что позволило определить особенности седиментации и соотношение циклов аллювиальной и лессово-почвенной аккумуляции в прибортовой части долины Десны.

Находки изделий среднепалеолитического облика, выполненных из местного черно-серого кремня, и редкие фаунистические остатки на расположенных ниже по течению участках памятника залегают во взвешенном состоянии в заполнении из белесовато-серых кварцевых среднезернистых песков. Данные отложения представляют собой базальный горизонт русловой фации аллювия, в котором в составе обломочного материала присутствуют также плитчатые отдельности сырья, дресва мергеля и мела и окатанная галька кристаллических пород. Подстилают горизонт с находками сеноманские коренные глауконитовые пески. В составе коллекции фауны из раскопов Ф.М. Заверняева [1] определены мамонт (ранний и верхнепалеолитический тип), лошадь, благородный олень, бизон, шерстистый носорог, первобытный зубр, северный олень, бурый медведь, волк, выхухоль. Типологическая атрибуция Хотылево I до недавнего времени была основана на сведениях о четырех комплексах инвентаря – «аморфном комплексе», ашело-мустьерском комплексе, комплексах кина и ферраси [1]. Коллекции каменного инвентаря памятника Хотылево I были впервые детально проанализированы в контексте индустрий восточного микока, что позволило определить его типологическую принадлежность на основании поиска аналогий среди соответствующих комплексов Центральной и Восточной Европы. Установлено, что каменный инвентарь памятника Хотылево I принадлежит к культурной традиции, выделяемой внутри микока на основании серийных двусторонне обработанных асимметричных обушковых форм (ножи, принадлежащие к категории кайльмессеров) и обозначаемой немецким термином Кайльмессергруппе или «группа комплексов с кайльмессерами». Кроме того, доказано, что памятник принадлежит к тому варианту индустрий Кайльмессергруппе, который характеризуется специфическими типами кайльмессеров и наличием леваллуазского расщепления. Данный вариант индустрий Кайльмессергруппе в настоящее время локализуется на обширных пространствах равнинной северной части Центральной Европы.

В строении запечатывающих горизонт с находками отложений принимают участие фации аллювиальных осадков мощностью 7,5 м и субаэральные лессово-почвенные отложения мощностью до 4 м. В составе аллювиальных отложений выделяются два последовательных цикла осадконакопления. Отложения первого цикла представлены русловой фацией аллювия с базальным горизонтом с находками в основании, а также глинами и гиттией старичной фации. Перекрывающие старичные глины и гиттии отложения второго цикла осадконакопления представлены в разрезе русловой и пойменной фациями. В спорово-пыльцевой диаграмме, полученной из отложений старичной фации, на основании изменений в составе спектров выделяются 2 пыльцевые зоны. В первой пыльцевой зоне, связанной с темно-коричневыми слоистыми суглинками, обогащенными органикой (т.н. гиттия), доля пыльцы деревьев и кустарников достигает 35-40 % от суммы пыльцы наземных растений. Пыльца березы (*Betula sect. Alba*) доминирует среди пыльцы древесных пород. В небольшом количестве (5-7%) в спектрах присутствует пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и ольхи. Отмечены также единичные пыльцевые зерна ели. Постоянные компоненты спектров – пыльца ив и карликовой березки (*Betula nana*, не более 1-2%). В группе травянистых растений преобладает пыльца полыни *Artemisia* (до 20%) и злаков (Poaceae, 15-20%). В спектрах постоянно присутствует пыльца типично степных растений – *Ephedra*, *Echinops*. Группа спор немногочисленна (до 10%) по отношению к общей сумме пыльцы наземных растений). В ней присутствуют споры папоротников сем. Polypodiaceae и мхов *Sphagnum*. Определены споры лесных плаунов: *Lycopodium clavatum*, *L. selago*, *L. annotinum*.

Разнообразны водные и прибрежные растения (*Nuphar*, *Potamogeton*, *Menyanthes trifoliata*, *Sparganium*). Находки пыльцы кубышки (*Nuphar*) заслуживают особого внимания, так как остатки этого водного растения встречаются только в межледниковых и интерстадиальных отложениях. В периоды с очень суровым климатом кубышка исчезает из флоры водоемов. Помимо пыльцы растений, произраставших на изучаемой территории

в период формирования отложений, в образцах содержится огромное количество переотложенных дочетвертичных форм. В некоторых пробах их количество превышает общую сумму четвертичных пыльцы и спор. В составе карпологического комплекса основная доля семян и плодов приходится на травянистые растения. Преобладают остатки влаголюбивых видов (гигрофитов). К ним относятся орешки осоки *Carex cf. pseudocyperus*, а также плоды лютика (*Ranunculus cf. repens*), цикуты (*Cicuta virosa*) и семя жерушника (*Rorippa palustris*). Наиболее многочисленны из них орешки осоки, отмечено также три плода лютика. Перечисленные виды могли произрастать на заболоченном участке поймы, по берегам водоёма. Из водных растений определён лишь плод урути (*Myriophyllum* sp.). К остаткам луговых растений в полученном комплексе можно отнести плоды лапчатки (*Myriophyllum* sp.) и щавеля (*Rumex* sp.). Из остатков древесных пород отмечен только один орешек берёзы (*Betula* sect. *Albae*).

Состав основных компонентов в спорово-пыльцевых спектрах второй пыльцевой зоны, которая соотносится с подстилающими гиттию плотными сизовато-серыми глинами, очень близок зоне 1. Однако здесь отмечается некоторое сокращение доли пыльцы деревьев и кустарников (до 20%) и увеличение роли полыни и цикориевых (большинство представителей этого семейства входят в состав пионерных группировок на нарушенных грунтах). Подобные изменения характера спектров могут свидетельствовать не столько о похолодании и деградации древесной растительности, сколько об усилении эрозионных процессов в долине Десны. Т.о. в период формирования старичной фации аллювиальных осадков, непосредственно перекрывающих горизонт с находками, на изучаемой территории растительный покров имел мозаичную структуру. В его состав входили разреженные березовые леса с небольшой примесью сосны и ели и открытые пространства занятые лугово-степными сообществами. Подобные условия характерны для интерстадиала внутри валдайской ледниковой эпохи. По-видимому, это потепление климата было неглубоким и непродолжительным, так как только береза (пионерная порода с высокой экологической амплитудой) и относительно термофильные водные растения смогли распространиться в бассейн Десны, в то время как хвойные древесные породы не успели «отозваться» на смягчение условий. Т.о. временной диапазон формирования аллювиальных толщ может соотноситься в широких пределах с первой половиной валдайской эпохи.

В целом аллювиальные осадки слагают, по-видимому, фрагменты тыловых участков террас, не находящих отражение в современном рельефе долины. Литолого-фациальный состав отложений русловой фации, наличие в базальном горизонте включений дальнепринесенных кристаллических пород позволяет предполагать, что одним из основных источников формирования данных отложений являлись флювиогляциальные среднеплейстоценовые осадки. Поступление в аллювиальные отложения материала с примыкающего коренного склона и переотложение культурных горизонтов осуществлялось, по-видимому, неоднократно в периоды активизации эрозионно-денудационных процессов в долине и процессов врезания и меандрирования русла. Перекрывающий аллювиальные осадки чехол лессово-почвенных отложений представлен переотложенными педоседиментами мезинской полигенетической ископаемой почвы, брянской средневалдайской ископаемой почвой и лессовидными супесями поздневалдайского возраста.

На участках местонахождения, расположенных выше по течению, строение и состав отложений меняется. На данных участках памятника Ф.М. Заверняевым в 1963-1964 гг. были зафиксированы два культуросодержащих горизонта, которые были в меньшей степени затронуты переотложением [1]. В составе коллекции из раскопа на верхних участках памятника материал представлен всеми типами продуктов расщепления, вплоть до чешуек, а его состояние – отсутствие следов окатанности и оглаженности, мелкой прерывистой псевдоретуши по краям изделий – свидетельствует в пользу менее нарушенного положения этой части местонахождения по сравнению с лежащими ниже по течению участками [4].

В 2010 г. на верхнем участке памятника был заложен раскоп Хотылево I-6-2. В разрезе общей мощностью 5,15 м на глауконитовых песках сеноманского яруса залегают разнотермистые пески с горизонтальными прослоями алевроитов, содержащие включения обработанного кремня и отдельности сырья (кsg 4). Перекрывались они сизовато-серыми горизонтально слоистыми песками и алевроитами, накопление которых происходило в условиях застойного увлажнения и которые, по-видимому, отвечают пойменной фации аллювиального осадконакопления. Вышележащие отложения представлены тремя горизонтами погребенных почв, в профиле которых верхняя часть представлена горизонтальными прослоями легкого гумусированного коричневатого и темно-коричневого суглинка толщиной до 13 см, а нижняя – тонкозернистыми ожелезненными песками. С каждым из гумусированных прослоев были связаны культуросодержащие горизонты, получившие нумерацию от 3 до 1. Предварительные данные свидетельствуют о том, что инвентарь всех кsg может быть определен как среднепалеолитический.

Слоистость, наличие погребенных гумусовых горизонтов, легкий гранулометрический состав, присутствие железисто-марганцевых новообразований позволяют соотносить данные уровни по типу почвообразования с аллювиальными луговыми пойменными почвами. Периодическая активизация склонно-делювиальных процессов на опирающемся на пойму коренном склоне, сложенном мергелисто-меловыми породами, приводила к накоплению обломочного материала на контактах слоев. Верхний из почвенных уровней, с которым

связан ксг 1, несет характерные следы деформаций и переотложения склоново-мерзлотными процессами. В шлифах с ненарушенной структурой, полученных из гумусированных линз, в составе и строении материала отмечается ряд аналогий с теми характеристиками, которые получены Т.Д. Морозовой для брянской ископаемой почвой средневалдайского возраста на территории правобережья Десны [4]. Основная масса здесь распределена в виде отдельных округлых агрегатов-ооидов, присутствуют натеки оптически ориентированной глины по внешней границе агрегатов и по отдельным зернам скелета, развиты железисто-органические стяжения типа микроорштейнов.

Погребенная почва с резким контактом перекрывается тонкослоистыми алевритами, в верхней части которых отмечаются горизонты оглеения и наложенные прослои ортзандов. Источником для формирования данных отложений, судя по гранулометрическому составу, в основном являлись поздневалдайские лессовидные супеси, плащом перекрывающие придолинный коренной склон. Однако данные отложения, в отличие от лессов, слоисты и практически не содержат карбонатов (содержание CO_2 – 0-0,1 %). Венчает разрез современная почва дерново-подзолистого типа, в генетический профиль которой представлен маломощным гумусовым горизонтом A_1 , переходным горизонтом A_2 -Bt и развитым горизонтом иллювиования Bt.

В результате проведенных на среднепалеолитическом местонахождении Хотылево I исследований удалось детализировать хроно-стратиграфическую позицию отложений, с которыми связаны находки среднего палеолита, и установить их связь с прислоненными к коренному склону тыловыми фрагментами пойменных и террасовых уровней ранне- и средневалдайского возраста. Поверхности данных уровней в современном рельефе долины не выражены, так как они полностью нивелируются наложенной толщей позднеплейстоценовых делювиально-склоновых отложений, накопление которой происходило в прибортовой части долины на более поздних этапах ее развития. На верхних участках памятника были зафиксированы четыре среднепалеолитических культуросодержащих горизонта, два из которых (2 и 3) залегают в состоянии, близком *in situ* и связаны со слабо развитыми уровнями пойменных погребенных почв, формировавшихся, по-видимому, на границе раннего и среднего Валдая. По щелочной вытяжке из гумусированного прослоя, в котором залежали находки 2 ксг, была получена дата 42270 ± 3300 (ГИН-14414), которая укладывается в данный временной интервал. Накопление ритмично-слоистой толщи, вмещающей разновременные горизонты с находками среднего палеолита, происходило в тыловой части поймы при участии постоянного привноса материала со склона. Материал 1 ксг залегает в смещенном и нарушенном состоянии в отложениях, которые, по предварительным данным, могут соответствовать педоседиментам брянской средневалдайской ископаемой почвы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 11-06-00380

ЛИТЕРАТУРА

1. Заверняев Ф.М. Хотылевское палеолитическое местонахождение. – Л.: Наука, 1978. – 123 с.
2. Тарасов Л.М. Мустьерская стоянка Бетово и ее природное окружение // Палеоэкология древнего человека, К X конгрессу INQUA (Великобритания, 1977); М.: Наука, 1977. – С. 18-31.
3. Хохловкина В.А. Находки раннего палеолита в Орловской области // БКИЧП. – М.-Л.: 1947, – № 9. – С. 80-81.
4. Очередной А.К., Воскресенская Е.В. Условия залегания среднепалеолитических памятников бассейна верхней Десны // Археология, этнография, антропология Евразии. – Новосибирск, 2009. – № 37/2. – С. 28-36.
5. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. – М.: Наука. – 281 с.

ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Воскресенская Т.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,
kavosk@mail.ru

THE LAKE SEDIMENTOGENEZ AND FEATURES OF THE PALEO GEOGRAPHY PRIHANKAYSKOY DEPRESSION IN LATE CENOZOIC

Voskresenskaya T.N.

Moscow State University, Department of Geography, Moscow

Озеро Ханка – крупнейший пресноводный водоем Дальнего Востока, расположенный в гумидной зоне литогенеза, в непосредственной близости от морского побережья. Котловина озера приурочена к тектонической депрессии, являющейся составной частью Уссури-Амурской рифтовой системы [1] Во впадинах Приморья озерные осадки составляют значительную часть разреза кайнозойских образований, с которыми связа-

ны промышленные месторождения угля. Большинство кайнозойских озер к концу плиоцена прекратило свое существование. Лишь в Ханкайской депрессии уникальный озерный водоем существует и в настоящее время. Единого мнения о времени зарождения Пра-Ханки, о размерах и причинах его трансгрессий и регрессий, о кардинальных перестройках гидрографической сети не существует. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы комплексного изучения новейших отложений, вскрытых глубокими скважинами, дополняют и уточняют сведения об эволюции озера в позднем кайнозое.

Площадь современного озера Ханка 4070 м², максимальная глубина 6,5 м, средние глубины не превышают 1-2 м, абс. отметка уровня 69 м [2]. Донные осадки представлены, в основном, алевритами и песками. Озеро проточное, в него впадает несколько крупных рек, вытекает р. Сунгач, принадлежащая бассейну р. Амур.

Небольшие разрозненные водоемы в Ханкайской депрессии, вероятно, существовали уже в олигоцене. В миоцене в котловине располагалось обширное и глубокое озеро, осадки которого представлены толщей переслаивающихся песков, конгломератов, глинистых сланцев, туфогенных пород, диатомитов.

О характере озера в плиоцене не существует единой точки зрения. Нами плиоценовые озерные осадки были изучены в разрезе скв. 10, пробуренной на южном побережье оз. Ханка. Вскрытая мощность отложений более 35 м, залегают они в интервале глубин 54-92 м и перекрыты толщей позднеплейстоценовых коричневатых алевритов. Плиоценовые осадки представлены зеленовато-серыми алевритами, переслаивающимися с песками, хорошо сортированными, слоистыми. В составе тяжелой фракции господствуют устойчивые к выветриванию минералы. Содержание ильменита достигает 68%, суммарное содержание граната, циркона, турмалина – 20%. Среди источников сноса большую роль играли коры выветривания. Наряду с терригенными, в осадках присутствуют аутигенные пирит и сидерит, типичные для субаквальных обстановок осадконакопления. Сидерит образует кристаллы специфического облика, нигде в более молодых образованиях не отмеченные. Комплекс диатомей, изученный З.В. Алешинской [3], фиксирует завершающую стадию в развитии глубокого и обширного водоема, возникшего еще в миоцене.

В конце позднего плиоцена, раннем и среднем плейстоцене площадь озера заметно сокращалась. В эти эпохи в котловине значительная роль принадлежала процессам аллювиального седиментогенеза [2]. Происходили значительные перестройки речной сети, вероятно, связанные с тектоническими подвижками. Палеогидрологическая обстановка в котловине отличалась от современной, на севере в озеро впадала р. Мулинхе, на юге – р. Раздольная.

Крупнейшая за весь плейстоцен трансгрессия озера, когда его уровень достиг современного и даже несколько превысил его, имела место в позднем плейстоцене. Позднеплейстоценовые озерные осадки залегают на неровной поверхности подстилающих пород, перекрывая их плащом различной мощности. Максимальные мощности наблюдаются в случаях выполнения погребенных речных долин, выработанных в предшествующую эпоху врезания. Позднеплейстоценовые осадки, вскрытые скважинами близ устья р. Илестой, представлены коричневатыми алевритами с подчиненными прослоями песка. Абсолютный возраст отложений (в интервалах глубин от 7 до 19 м) составляет от 26 до 37 тыс. л. н [4]. В составе тяжелой фракции, в отличие от плиоценовых осадков, увеличивается содержание неустойчивых минералов (амфиболов и пироксенов), что свидетельствует об изменениях источников сноса, сокращении роли кор выветривания и возрастании роли свежих горных пород, в том числе молодых базальтов. Присутствие аутигенных сульфидов железа (пирита) говорит о восстановительной обстановке среды.

На протяжении большей части голоцена озеро Ханка пребывало в состоянии регрессии, начавшейся еще в аллереде [2]. Резкое падение уровня (на 6-8 м) вызвало сокращение площади озера. Перерыв в осадконакоплении зафиксирован в колонках донных осадков даже в центральной части акватории, где субатлантические осадки залегают на отложениях аллереда и позднего дриаса. В составе голоценовых осадков значительная роль принадлежит озерно-болотным фациям. Считается, что озеро в современных границах существует лишь около трех тысяч лет. На протяжении последних 165-2 тыс. лет озеро Ханка испытывало не менее трех кратковременных снижений уровня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Седых А.К. Кайнозойские рифтогенные впадины Приморья. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – 247 с.
2. Короткий А.М. Озеро Ханка. История озер СССР. Т. 4. – Л.: Наука, 1989. – С. 224-254.
3. Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н. О плиоценовом водоеме Пра-Ханка // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 240. – № 6. – С. 1398 - 1400.
4. Муратова М.В., Воскресенская Т.Н., Алешинская З.В. и др. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии / П.А. Каплин (ред). – М.: МГУ, 1981. – 160 с. – Деп.ВИНИТИ.

**РЕЛЬЕФ И РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ
ГЛАВНОГО ВОДОРАЗДЕЛА РУССКОЙ РАВНИНЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИОНЕЖЬЕ**

Воскресенский А.И.¹, Воскресенский И.С.¹, Кичигин А.Н.²

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

² *Вологодский государственный технический университет, Вологда*

**RELIEF AND LOOSE DEPOSITS OF THE RUSSIAN PLAIN MAIN WATERSHED
PROTECTED AREAS IN THE SOUTH-EAST ONEGA**

Voskresenskiy A.I.¹, Voskresenskiy I.S.¹, Kichigin A.N.²

¹ *Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow*

² *Vologodskiy University, Vologda*

Природные памятники и особо охраняемые природные территории (ООПТ) юго-восточного Прионежья – это Верхнеандомский, Янсорский заказники, геологический памятник природы «Андомская Гора» и другие расположены в пределах Прионежской низины, Андомской и Вепсовской возвышенностей (Мегорско-Андомский ландшафт) по обе стороны Балтийско-Каспийского водораздела. Своеобразие рельефа ООПТ участков возвышенностей с реликтами ледникового и мерзлотного рельефа подчеркивается камовыми холмами, озами, ствольными грядами – «звонцами» и характерными долинами рек Андомы, Самины. Сойды, Кемы с валунистыми порогами, водопадами на прочных известняках в русле р. Тагажмы.

До настоящего времени геологический разрез природного памятника «Андомская Гора» рассматривается как разрез девона на основании находок ихтиофауны. Отложения имеют сложное залегание, характеризующееся складчатыми и разрывными нарушениями рыхлых и слабо литифицированных песчано-глинистых пород.

Изучение новейших отложений и рельефа юго-восточного Прионежья проводится с 2002 г. сотрудниками Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и Вологодского государственного технического университета. Литолого-минералогические анализы и определения абсолютного возраста отложений выполнялись сотрудниками МГУ Э.Г. Ананьевой, А.В. Сурковым и О.А. Куликовым. Результаты работ частично опубликованы в трудах научных конференций, проводившихся в МГУ, Вологодском техническом университете, Вологодском отделении Русского Географического общества.

Озерно-аллювиальные отложения плиоцен-эоплейстоценового возраста в пределах Прионежской низины нами изучены впервые в береговом обнажении Онежского озера «Андомская Гора» (высотой около 60 м); в низовьях долины р. Андомы ниже впадения в нее р. Самины и вблизи т.н. карбонового уступа Андомской возвышенности на междуречье с левым притоком р. Андомы – р. Саржегой.

Для отложений верхней части берегового уступа Онежского озера и вблизи его уреза у дер. Ольково установлено, что их формирование происходило в конце плиоцена – раннем эоплейстоцене. Экспедицией геологического клуба «Непоседы» (г. С-Петербург, руководитель геолог М.Ф. Карчевский, публикация в Интернет-ресурсе) здесь была обнаружена ископаемая фауна лошадей эоплейстоцена. Песчаные, преимущественно кварцевые осадки формировались в прибрежной зоне озера (?). Накопление толщи происходило в значительной степени за счет переотложения продуктов коры выветривания магматических и метаморфических пород: гранитоидов, зеленокаменных пород и песчаников, а также более древнего аллювия. Толща песков имеет явные признаки диагенеза: уплотнения под давлением в виде деформации пластинок слюды, гидратации биотита, лейкоксенизации и ожелезнения ильменита, железисто-песчаных, песчано-карбонатных и железисто-марганцевых стяжений. Песчаная толща, по крайней мере в верхней ее части, претерпела гляциострессовые изменения, что устанавливается по постгенетическим изменениям в прослоях глин в толще песков (плотчатые и слоеватые текстуры в глинах).

В пределах Прионежской низины, в т.ч. геологического памятника «Андомская Гора» валунно-галечниковые отложения (диамиктон) традиционно рассматриваются как имеющие ледниковый и водноледниковый генезис. Они распространены достаточно широко и залегают в виде маломощного «плаща» с включениями отдельных глыб гранито-гнейсов на песчаных осадках, а также образуют скопления на пляже и на подводной отмели берегового обрыва. Однако в северо-западной части низины мощность отложений резко увеличивается.

Строение толщи диамиктона мощностью до 15 м в пределах Прионежской низины изучено в борту долины р. Самина у поселка Октябрьский. Абсолютная высота кровли глыбово-валунных отложений раннеплейстоценового возраста составляет 40-50 м, что на 20-40 м ниже максимальных отметок плиоцен-эоплейстоценовых отложений в обнажении у дер. Ольково, здесь они выполняют фрагмент древней долинной сети, выработанной в позднелипсцен-эоплейстоценовых озерно-аллювиальных осадках. Насыщенная глыбами гранито-гнейсов нижняя часть толщи (примерно 10 м) сформирована в ледниковую эпоху начала неоплейстоцена, а выше залегающая – в конце среднего плейстоцена.

В пределах северной части Андомской возвышенности слоистые валунно-галечно-песчаные отложения среднего и позднего плейстоцена слагают гряды и холмы. Покровные элювиально-склоновые отложения в наиболее приподнятых частях Андомской возвышенности сформировались в конце позднего плейстоцена, а в ее северной части – в конце среднего плейстоцена. Вещественный состав отложений, сходных с ледниковыми отложениями ранне-среднеплейстоценового возраста в пределах Прионежской низины, позволяет полагать, что холмисто-грядовый рельеф Андомской возвышенности, возможно, имеет первоначальный ледниковый генезис. С воздействием ледникового покрова или нескольких покровов предположительно связаны дислокации девонских (?) и плиоцен-эоплейстоценовых толщ «Андомской Горы» и прилегающих к ней частей низины.

Существенные колебания абсолютных высот (от 33 до 297 м) указывают на глубокие преобразования рельефа юго-восточного Прионежья в конце среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене флювиальными, склоновыми, криогенными процессами, которые определяют здесь разнообразие форм рельефа и свойств чехла рыхлых отложений в пределах ООПТ.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРИОГЕННОГО МИКРОРЕЛЬЕФА В НИЗКОГОРНЫХ МАССИВАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гаранкина Е.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,
evgarankina@gmail.com*

DISTRIBUTION OF CRYOGENIC MICRORELIEF IN LOW MOUNTAINOUS MASSIFS OF THE KOLA PENINSULA

Garankina E.V.

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow

В пределах Кольского полуострова встречаются различные по происхождению и конфигурации низкорные массивы, возвышающиеся на 300-900 м над поверхностью прилегающих низменных равнин. Как правило, они обусловлены интрузиями крупных изометричных в плане тел, испытавших дифференцированные поднятия и впоследствии отпрепарированных денудационными процессами. Хибинские тундры имеют зонально-концентрическое строение, сформированное многофазными внедрениями щелочных пород в эпоху герцинской складчатости в слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы среднего протерозоя и сильно метаморфизованные гнейсы и мигматиты архея [1]. Наиболее древние породы кольцами опоясывают более молодое ядро гор, смещенное от центра к востоку массива. Ловозерские тундры также имеют округлые очертания, однако вследствие иных условий внедрения и остывания интрузии имеют расслоенную структуру, образованную маломощными пластами различного состава. Встречаются и вытянутые в плане массивы, образованные преимущественно породами основного состава, такие как горы Монче-тундры и Чуна-тундры, которые значительно раздроблены тектоническими движениями и пронизаны многочисленными дайками.

Низкорные массивы Кольского полуострова в силу пограничного положения в областях распространения островной вечной мерзлоты [2] и сезонного промерзания грунтов, сочленения различных по составу и происхождению горных пород и рыхлых отложений, сложного сочетания региональных климатических условий и локальных микроклиматических особенностей и развития преимущественно несомкнутого растительного покрова чутко реагируют на незначительные изменения природной обстановки. Фокусом этих изменений, в первую очередь, становятся самые мелкие формы криогенного рельефа. Мозаичность природных условий в горах обуславливает большое разнообразие мерзлотных микроформ, распространение которых определяется как разным происхождением и строением описанных выше массивов, так и контролируется наличием существенных разнородностей в пределах каждого из них.

Хибинские горы сложены преимущественно нефелиновыми сиенитами, имеющими крупнокристаллическую структуру и содержащими зерна легко разрушающихся минералов (нефелина). В результате выветривания на вершинных поверхностях плато создаются маломощные (5-20 см) поли- и мономинеральные россыпи кристаллов более стойких пород. Так, значительная часть Юдычвумчорра покрыта призматическими обломками полевых шпатов, практически лишенными заполнителя. Некоторые горные вершины вовсе не несут на себе обломочного чехла, а на поверхность выходят почти неизмененные скальные плиты (г. Ферсмана) или сплошь покрытые крупнообломочным неокатанным местным материалом (центральные части Кукисвумчорра, Юдычвумчорра и Тахтарвумчорра). Отсутствие мелкозема препятствует проявлению криогенной сортировки и возникновению мерзлотных микроформ. Более значительная переработка коренных пород приводит к образованию мощного элювиального чехла, покрывающего вершины многих плато (Индивичвумчорр,

Кукисвумчорр, Айкуайвенчорр, отроги Расвумчорра). На округловершинной поверхности в юго-западной части Юкспорра в трещинах отседания обнажается разрез элювия мощностью более 2-3 м, представленный супесчано-суглинистым материалом с включениями дресвы, щебня и неокатанных валунов. Ниже залегает горизонт раздробленного крупнообломочного материала (разборной скалы), постепенно переходящий в слабо измененную коренную породу. Обилие тонкого заполнителя при наличии обломочного материала различной крупности способствует активному развитию криогенной сортировки до глубины 0,4-0,7 м и созданию хорошо выраженных каменных колец неправильной формы. Диаметр выпуклых обнаженных и задернованных пятен достигает 1-3 м, а бордюры из мелких глыб и крупного щебня шириной 0,5-2 м находятся в относительных понижениях. Такой микрорельеф наиболее характерен для плато Хибинского массива, однако некоторые невысокие вершины даже при наличии мощного рыхлого чехла практически не имеют криогенного микрорельефа, будучи покрыты почти сплошь лишайниками и мхами. Иногда под дерниной могут быть обнаружены реликтовые кольцевые или бугорковые структуры в грунтах, свидетельствующие о ранее развитом микрорельефе, который постепенно деградировал в современных условиях (из-за увеличения мощности снежного покрова и увлажнения, благоприятных для более интенсивного зарастания).

Для Ловозерских тундр, судя по нашим маршрутным наблюдениям, характерны более широкое распространение сильнотрещиноватых коренных выходов в пределах плато (г. Кедыквырпахк) и меньшая мощность элювия на вершинных поверхностях, препятствующие распространению криогенной сортировки вглубь и лимитирующие развитие форм мерзлотного микрорельефа. С другой стороны, породы данного массива представлены, в основном, лувритами и фойяитами, имеющими сравнительно более мелкокристаллическую и равномерную структуру. Это обуславливает формирование элювия более однородного и мелкого состава, способствующего активному протеканию криогенных процессов. Поэтому в редко встречающихся мощных «карманах» выветрелого материала в приседловинных зонах плато (Сенгисчорр, Ангвундасчорр) криогенный микрорельеф приобретает очень хорошую выраженность и четкость плановых очертаний форм. Возникновение «карманов» в вершинном комплексе Ловозерских тундр, по всей видимости, приурочено к тектонически ослабленным зонам, в том числе подвергавшихся гидротермальной проработке. С этим связано значительное содержание в них тонкого суглинистого материала, хорошо подвергающегося криогенной сортировке при почти полном отсутствии растительного покрова. В рельефе данные зоны, сплошь покрытые сетью каменных колец, обычно соответствуют пологим седловинам между плато. Их вершины, напротив, обычно имеют облик тумпов – денудационных останцов, возвышающихся на несколько метров посреди плато. У их тыловых швов также иногда отмечается увеличение мощности элювия, как бы заполняющего неровности кровли коренных пород. Ввиду малых уклонов здесь формируются сети каменных колец и полигонов, которые иногда приобретают очень сложную внутреннюю структуру, образуя формы различных генераций и размеров (вблизи северной бровки кара Сенгисъявра на плато Ангвундасчорр). На участках с небольшой мощностью элювия (восточный склон возвышенности Эльморайок) формирующиеся крупные (3-6 м в диаметре) каменные кольца имеют лишь сравнительно узкие (до 1 м) глыбовые бордюры.

В Хибинах распространены склоны различной крутизны, что вызвано как особенностями внутреннего строения гор, так и интенсивностью экзогенных процессов, протекающих на различных участках. Следует отметить асимметрию внешних склонов гор. На пологих и длинных восточных склонах массива в условиях сравнительно слабого увлажнения и преобладания довольно грубого материала (щебень и дресва) в составе элювиального чехла развивается комплекс линейных форм криогенного микрорельефа, тогда как преимущественно крутые и средней крутизны склоны западной части Хибин обладают более мозаичным микрорельефом, сочетающим как изометричные, так линейные и ступенчатые формы. Наилучшей выраженности криогенный микрорельеф достигает на пологих прибовочных склонах плато, но спускается и в виде каменных полос и на более крутые склоны. В нижнем ярусе склонов вследствие появления сомкнутого растительного покрова чаще развиваются солифлюкционные терраски, создающие ступенчатый микрорельеф.

Ловозерские тундры обладают иным распределением наклонных поверхностей, что определяет основные закономерности развития криогенного микрорельефа в их пределах. Расслоение интрузивного массива привело к чередованию в его строении более и менее стойких к выветриванию горизонтов, падающих от периферии в центр и вглубь массива, что обуславливает, во-первых, развитие ступенчатых внешних склонов гор и, во-вторых, пологий наклон ступеней от их бровок к тыловым швам. Следствием является минимальная мощность рыхлого чехла в прибовочных частях, где часты выходы скал, тогда как с удалением от них мощность элювия начинает возрастать (западные склоны Сенгисъюна, отрогов Паргуайва и Ангвундасчорра и др.). При общем небольшом уклоне внешних склонов Ловозерских тундр в их пределах развиты либо серии отвесных или очень крутых невысоких уступов, либо почти горизонтальные поверхности. В криогенном микрорельефе преобладают изометричные формы, тогда как линейные и ступенчатые встречаются значительно реже и преимущественно локально, не создавая крупных ареалов распространения. Центральные части массива характеризуются еще более резкими переходами от субгоризонтальных поверхностей к склонам, которые представлены скальными обрывами, спускающимися непосредственно от урона вершинной поверхности гор к днищам долин. В преде-

лах же платообразных вершин распространены, главным образом, субгоризонтальные и очень полого наклонные участки, тогда как средние по крутизне склоны занимают лишь небольшие площади в вдоль бортов прорезающих их крутостенных врезов. Характерные для Хибинских гор крупные каменные полосы шириной 1-3 м и длиной в десятки метров из валунно-глыбового материала, разделенные задернованными участками того же состава, но с обилием супесчано-суглинистого материала, в Ловозерских горах почти отсутствуют. Напротив, мелкие полосы, не превышающие 10 см в ширину, из щебня и дресвы с мелкоземом распространены широко и часто осложняют поверхность более крупных мерзлотных форм (небольших выровненных площадок солифлюкционных и денудационных ступеней). Большие же части склонов покрыты несортированным валунно-глыбовым материалом, изредка несущим признаки криогенной переработки (плитчатые обломки поставлены на ребро, среди них есть единичные скопления тонкого грунта).

Криогенной переработке активно подвергаются и моренные отложения как горных, так и покровных ледников [3]. В Хибинах они залегают на склонах гор, в днищах каров и большей части долин. Поскольку воздействие криогенных процессов с уменьшением абсолютной высоты постепенно снижается, то мерзлотный рельеф на ледниковых отложениях формируется в основном в верховьях речных долин и в нижнем ярусе склонов гор, где преобладает материал, принесенный горными ледниками. Вследствие этого он относительно слабо окатан и содержит преимущественно обломки пород местного спектра (моренные валы в долине р. М. Белой), хотя может включать и гальку и валуны балтийского спектра (г. Сев. Титан вблизи внешнего склона Хибин). Несмотря на обилие мелкозема (чаще супесчаного, реже суглинистого), микрорельеф здесь выражен лишь в виде небольших и нечетко выраженных форм. Его появление здесь контролируется не только наличием рыхлого чехла и его составом, но также и распространением растительного покрова. Моренные толщи лишь в верховьях долин и средних частях склонов лишены сомкнутого растительного покрова, тогда как ниже они оказываются заняты кустарниковой и лесной растительностью, препятствующей возникновению криогенного микрорельефа. На оголенных же или частично заросших мхами, лишайниками, злаками и кустарничками участках, сложенных мореной, формируется целый комплекс криогенных форм. Среди них преобладают нечетко выраженные каменные кольца и полосы, причем чаще состоящие лишь из мелких валунов, щебня и дресвы с супесчаным заполнителем. В основном, они располагаются на пологих вершинах моренных холмов, валов и гряд и спускаются лишь на их склоны, практически не формируясь у подножия и в днищах западин и ложбин. Вероятно, это вызвано сдуванием снега с привершинных участков и его аккумуляцией в понижениях, а также более активными гравитационными и эрозионными процессами в днищах, сглаживающими воздействие криогенной сортировки. В Ловозерских тундрах распространение моренных отложений не столь широко и обуславливает их более слабую переработку криогенными процессами. На внешних западных склонах массива покровная морена обычно поднимается незначительно выше границы распространения леса, в связи с чем в этой небольшой оголенной или частично задернованной кустарничками и лишайниками полосе формируются только несортированные разновидности криогенного микрорельефа. Это чаще всего незадернованные пятна щебнисто-дресвяно-гравийного материала, которые при повышении уклонов приобретают невысокие (первые десятки сантиметров) пологие задернованные уступы в их фронтальной части. Моренные отложения горных ледников здесь также слабее покрыты мерзлотными микроформами, хотя прослеживают те же закономерности в его распространении, что и в Хибинах (например, в верховьях Тавайока).

Наиболее яркое проявление криогенный микрорельеф получает в днищах мелководных или осыхающих озер [4] с повышенным содержанием тонких частиц за счет их аккумуляции в водной среде. В то же время эти отложения насыщены валунно-щебнистым ледниковым материалом, который подвергается активной мерзлотной сортировке в хорошо увлажненной среде. В результате днища или прибрежные участки многих горных озер покрыты сетью каменных колец с выпуклыми незадернованными центрами. Они обнаруживают четкую сортировку на глубину более 0,5-0,7 м, где происходит разделение материала на узкие (0,1-0,5 м) валунные бордюры и суглинистые ячейки, изредка с отсыпкой из мелких обломков на поверхности. Подобные формы отмечены в расширениях русел временных водотоков и озерах верховий долин М. Белой, Кукисьока-Кунийока, водотока, вытекающего из-под перевала Юж. Чорргор и впадающего в р. Петрелиуса, кара оз. Академического и на дне оз. Неправильного на юго-восточном склоне Вудъяврчорра. С удалением от периодически затапливаемых участков на берегах также наблюдаются каменные кольца, но уже с частично или полностью заросшими центрами. Еще дальше они могут сменяться теряющими признаки сортировки целиком задернованными бугорками [5]. Для Ловозерского массива комплекс подобных форм менее характерен. Лишь ниже оз. Сенгисъявр по берегам Сенгисйока нами были обнаружены бугорки высотой 20-50 см и диаметром 0,3-1,2 м с мощной мохово-торфяной подушкой. Днища канавообразных ложбин, их разделяющих, иногда были выстланы щебнисто-дресвяным материалом, тогда как в ядрах бугорков вскрывался мерзлый алевроит.

Массивы Монче-тундры и Чуна-тундры отличаются от описанных ранее низкогорий, прежде всего, преобладанием габбро-анартозитовых пород, не благоприятных для образования мощного чехла элювия, который здесь обычно представлен крупнообломочным материалом с малым количеством заполнителя. Значительную роль в распределении криогенного микрорельефа играют зоны тектонического дробления пород и внедрения

даек, оказывающиеся более благоприятными для протекания криогенной сортировки. Более мощный рыхлый материал накапливается в днищах небольших тектонических понижения, в то же время лучше увлажненных и периодически занятых эфемерными озерами. Именно в их днищах иногда возникают участки полигонального микрорельефа (диаметр ячеек 0,5-1 м) с незначительной глубиной сортировки (до 10-15 см). На седловине между гг. Мончетундра и Хипикнунчорр на небольшом участке был встречен нетипичный для данного района медальонно-валиковый микрорельеф. Вытянутые, иногда переходящие в серпообразные, формы сложены преимущественно песком, их центральные части обогащены мелкими обломками вплоть до перехода в дресвянник, а валики, напротив, обременены обломочным материалом и в верхней части оторфованы.

Вершинные поверхности в этих массивах занимают очень небольшие площади, сильно раздроблены тектоническими процессами и представлены скоплениями денудационных останцов. Пространства между ними покрыты преимущественно несортированным элювиальным чехлом (до 0,8-1 м мощностью), который при повышении содержания мелкозема осложняется каменными полигонами, сетями и полосами из остроугольных глыб, отделяющих ячейки песчано-щебнистого материала диаметром до 2,5-3 м (Эбручорр, Хипикнунчорр). Большую же часть территории занимают довольно крутые склоны гор, породы на которых подвергаются лишь криогенному выветриванию, почти не приобретая сортировки. Наблюдались редкие крупные полосы валунного материала, расположенные в понижениях до 0,4-0,5 м, разделенные выпуклыми широкими лентами щебня с супесью. Только на нечасто встречающихся более выровненных участках склонов (7-10°) среди полей несортированного крупнообломочного материала отмечались «карманы» незадернованных сортированных полигонов диаметром 1,5-3 м с выпуклыми супесчаными центрами и валунно-глыбовыми бордюрами шириной 0,4-1 м (восточные склоны Эбручорра).

ЛИТЕРАТУРА

1. Учебно-научные географические базы вузов России / Г.И. Рычагов и С.И. Антонов (ред). -М.: Географический факультет МГУ, 2001. – 589 с.
2. Баранов И.Я. Особенности вечной мерзлоты Кольского полуострова // Вечная мерзлота Кольского полуострова: Труды ин-та мерзлотоведения АН СССР. – 1958. – Т. 13. – С. 5-107.
3. Garankina E.V. Cryogenic structuring of superficial moraine sediments in low mountains of Kola Peninsula, Northwestern Russia // Special volume of Int. Field Symp. «Late Pleistocene Glacigenic Deposits from the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone», 2011, in press.
4. Гладцин И.Н. Каменные многоугольники // Изв. Гос. геогр. об-ва. – 1936. – Т. 68. – Вып. 6. – С.811-843.
5. Тютюнов И.А. Микрорельеф тундровой зоны Кольского полуострова // Вечная мерзлота Кольского полуострова: Труды ин-та мерзлотоведения АН СССР. – 1958. – Т. 13. – С. 108-157.

ИЗМЕНЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ В РАННЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Глушанкова Н.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ni.glushankova@mail.ru

CHANGE OF LANDSCAPES IN EARLY PLEISTOCENE HISTORIES OF EAST EUROPEAN PLANE

Glushankova N.I.

Department of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

Изучение эволюции природных процессов в неоплейстоцене издавна привлекает внимание исследователей. К настоящему времени накоплен значительный материал, полученный с помощью традиционных, теоретически обоснованных методов сопряженного палеогеографического анализа новейших отложений в серии репрезентативных опорных разрезов, расположенных во внеледниковой области и в зоне распространения максимальных оледенений в бассейнах Днепра, Дона, Волги, Камы. Он позволил установить сложнейшую динамику природно-климатических изменений на территории Восточно-Европейской равнины, обусловленной последовательным чередованием 9 теплых и относительно теплых (7 крупных теплых межледниковых, 2 интерстадиальных) эпох интенсивного педогенеза и 8 разделяющих их холодных (перигляциальных) циклов, сопровождавшихся лёссонакоплением; реконструировать 17 палеогеографических этапов в развитии природной среды и не менее 9 существенных перестроек почвенного покрова на протяжении последних 900 тыс. лет [1]. Для 4-х холодных эпох достаточно надежно установлено развитие покровных оледенений (покровский, донской, окский, днепровский). Ниже приводятся палеогеографические реконструкции поэтапного развития

основных компонентов ландшафтов в раннелесоплейстоценовой истории Восточно-Европейской равнины, базирующихся на оригинальных материалах автора, дополненных данными из литературных источников.

Петропавловское межледниковье. Соответствующие ему отложения содержат своеобразный комплекс мелких млекопитающих, переходный от таманского к тираспольскому. Этому времени в составе лессово-почвенной формации соответствует балашовская почва (ИКС 19), выделяемая в низах новопокровской лёссово-почвенной серии и отвечающей зоне обратной полярности Матуяма. Исследование показало преобладание в ней признаков субтропического почвообразования. Основной фон в почвенном покрове этого времени на территории бассейнов Днепра (на самом юге) и Днестра составляли палеопочвы с текстурно-дифференцированным генетическим профилем и наличием плазмы braunlehm в горизонте Bt, а также полигенетические красноцветные образования с признаками процессов рубефикации и ожелезнения. Согласно палинологическим данным в бассейне Днестра в это время пониженные участки были заняты лесами, в которых постоянными компонентами, наряду с липой, орехом, буком, дубом, кленом и др., были кипарис, лох, сумах, виноград, маслиновые. Открытые пространства были заняты ксерофильной растительностью с преобладанием маревых, полыни и значительной примесью злаков и мезофильного разнотравья. Доминирующую роль в автономных ландшафтах северо-западного Приазовья в петропавловское межледниковье играли вязово-грабово-дубовые леса, а менее благоприятные участки занимали сосново-кедрово-пихтово-еловые и березовые леса. О климате этого времени как о значительно более теплом, чем современный свидетельствует малакофауна. По комплексу приведенных выше данных можно сделать предположение о том, что в петропавловское межледниковье в южной части Восточно-Европейской равнины (южнее 50° с.ш.) господствовал свойственный теплоумеренным условиям климат, близкий субтропическому. Температуры января были несколько выше или близки к 0°С, температуры июля могли достигать +25°С, температуры года – +12-15°С, а годовое количество осадков составляло 600-800 мм.

Покровское похолодание. В последовавшее затем похолодание, сопровождавшееся лёссонакоплением (бобровский лёсс), в бассейне Верхнего Дона были развиты сухие холодные степи с преобладанием в растительном покрове полынно-маревых ассоциаций с эфедрой и участками березово-сосновых редколесий и кустарниковых зарослей из березы, ольховника и ивы. В Подмоскovie в это время были развиты березовые редколесья. Климатические условия, оцениваемые как континентальные, характеризуются температурными показателями ниже современных данных: июля на 2-3°, января на 4-5°. В перигляциальных ландшафтах этого времени на юге Восточно-Европейской равнины, наряду со степными и лесными представителями малакофауны, существовали и криофильные аркто-бореальные элементы с участием видов, обитающих сейчас в альпийских (тундрово-высокогорных) ландшафтах. Такие типы перигляциальных ландшафтов формировались в условиях достаточно низких среднегодовых температур воздуха – не выше 3°С. С этой же эпохой, вероятно, связано значительное усиление криогенных процессов, о чем свидетельствуют клиновидные структуры в основании бобровского лёсса, рассекающие залегающую ниже балашовскую почву.

Ильинское межледниковье. По комплексу данных, полученных в бассейне Дона, длительный и сложный ильинский интервал (приблизительно с 780 до 660 тыс. лет н.), пришедший на смену покровскому похолоданию, характеризуется неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию в бассейне Дона трех аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротериофауной и теплолюбивыми моллюсками, двух, разделенных лёссом, ископаемых почв, коррелируемых с ржаксинским почвенным комплексом (ИКС 17). Палеопочвы обнаруживают сходство в строении профиля, они слабо дифференцированы на гумусовый и иллювиальный горизонты, уплотнены, оглеены, ожелезнены. Почвенный покров в автономных ландшафтах разных этапов был представлен лугово-лесными и темноцветными луговыми почвами, формирование которых происходило в теплоумеренном и влажном климате под воздействием процессов гумусонакопления, лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения, иллювиирования углекислых солей. По видовому составу они могут быть отнесены к темноцветным луговым, лугово-лесным почвам [1].

В теплоумеренном климате оптимумов ильинского межледниковья широкое развитие получили смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса с участками неогеновых реликтов. Растительный покров в период развития раннеильинской почвы характеризовался сменой фитоценозов степи → лесостепи. Доминирующим типом растительности в период формирования позднеильинской палеопочвы были лесостепи: в раннюю фазу с преобладанием открытых пространств из злаково-разнотравных и марево-полынных сообществ и участками березово-елово-сосновых лесов, с редкой примесью дуба и ивняков. В последующую фазу лесостепи отличались широким развитием, в условиях более теплого и влажного климата, смешанных елово-кедрово-сосново-широколиственных (липово-вязово-дубовых) лесов с примесью березы и сокращением роли марево-полынных сообществ.

Основной фон почвенного покрова в низовьях Камы составляли образования, близкие к темноцветным луговым и лугово-степным почвам. В развитии их активное участие принимал дерновый процесс. Наблюдаемое оглинивание почвенного профиля у большинства этих почв свидетельствует о достаточно высокой интенсивности процессов педогенеза, происходивших в довольно теплых условиях с четко выраженной гидрогенностью ландшафтов. Аллювиальные отложения, отвечающие ильинскому межледниковью на правобережье р. Теши, отличаются обилием раковин пресноводных гастропод. В составе микротериофауны местонахождение

ния Березовка в бассейне р. Теши преобладают лесные группы: лесная мышь, рыжая и кустарниковая полевки, летяга. Численность и разнообразие степных видов невелико. Бореальные и арктические виды отсутствуют полностью. Показанный состав грызунов соответствует биотопам хвойно-широколиственных лесов. Многочисленные и разнообразные насекомоядные подтверждают сделанный вывод и указывают на благоприятные палеогеографические условия.

Донское оледенение. Теплые эпохи первой половины раннего неоплейстоцена сменяются холодной эпохой, сопровождавшейся самым обширным оледенением на территории Восточно-Европейской равнины, относимой к раннему этапу палеомагнитной эпохи Брюнес (приблизительно 660-610 тыс. л. н.). В период его наибольшего продвижения практически вся северная половина равнины представляла собой ледяную пустыню. Покровный ледник огромным языком шириной более 400 км продвигался на Окско-Донской равнине, области наибольшего развития, южнее 50° с.ш. Ледниковые отложения представлены толщей моренных суглинков, слагаемых в разрезах двумя или тремя горизонтами красно-бурой, желто-бурой и серовато-бурой окраски. Переход от одного горизонта к другому, как правило, постепенный, без резких границ. В донской морене установлена прямая полярность, несмотря на большой разброс векторов остаточной намагниченности. В экстрагляциальной зоне этому времени соответствует горизонт лёсса. Максимальная мощность его наблюдается в разрезах Приазовья, где она достигает 8-10 м. Внутри него прослеживаются два слабо выраженных уровня почвообразования и отсутствуют мерзлотные структуры. Значительное похолодание в эпоху максимального донского оледенения, влияние которого прослеживается до низовий Дона, фиксируется в экологическом облике мелких млекопитающих, представленных субарктическими видами: *Lemmus* ex gr. *sibiricus*, копытного лемминга *Dicrostonyx* sp. и северо-сибирской полевки *Microtus* ex gr. *hyperboreus*, архаичной узкочерепной полевки *Microtus (Stenocranius) gregaloides* [2]. В растительном покрове в ледниковые на Окско-Донской равнине доминировали перигляциальные степи с господством осоково-злаковых и полынно-маревых сообществ, соседствовавших с ольховниково-ерниковыми зарослями из *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*. В фазы климатического пессимума в ледниково-перигляциальной зоне в бассейнах Верхней Оки и Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры с господством криофитов (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosa*, *Dryas ostapetala*, *Selaginella selaginoides* и др.).

Мучкапское (беловежское, рославльское) межледниковье (приблизительно 610-535 тыс. л. н.) характеризуется сложной последовательностью ландшафтно-климатических изменений. В отложениях этого межледниковья в центральных районах Восточно-Европейской равнины выделяются два, а, возможно, и три климатических оптимума, разделенных похолоданиями. Согласно полученным палеопедологическим данным, внутри этого межледниковья выделяется, по крайней мере, два хорошо выраженных оптимума, разделенных похолоданием. Соответствующие им фазы почвообразования межледникового типа устанавливаются в воронском педокомплексе (ИКС 15), состоящим не менее чем из двух сближенных, различных по генезису полигенетических почв [1]. Возраст почвенных образований определен по находкам в них позднетираспольского (позднекромерского) фаунистического комплекса и их залеганием на горизонте морены донского оледенения, в основании которого обнаружены остатки микротериофауны тираспольского (кромерского) возраста, но более ранней, чем мучкапская [2].

Педогенез их отличался высокой интенсивностью, обусловившей образование не только мощных, но и оглиненных почвенных образований. В раннюю фазу формирования почвенного покрова в автономных ландшафтах преобладали лесные, олуговелые и слитые разности почв с признаками элювиально-иллювиального распределения минеральных компонентов; в южной части Восточно-Европейской равнины – почвы красноцветного облика, а на западе – буроземоподобные. В подчиненных ландшафтах основной фон составляли темноцветные гидроморфные почвы. Развитие их происходило при господстве полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к северу примерно до 59° с.ш. и к югу до 51° с.ш. Лесостепи с участием хвойно-широколиственных лесов были распространены в Причерноморье, Приазовье и на Приднепровской равнине.

Для формирования почв поздней фазы педогенеза в бассейне Дона, сопоставляемых с современными черноземовидными почвами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и признаков слабых элювиально-иллювиальных процессов на фоне значительной рубефикации. Для позднего оптимума реконструируется лесостепь и степь в южных районах Восточно-Европейской равнины; полидоминантные хвойно-широколиственные леса с дубом, вязом, липой и грабом, а в бассейне Верхней Волги – со значительным участием березы, сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород (дуба, вяза, липы). На территории Поднепровья в это время произрастали дубово-грабовые, а в Подмоскowie – хвойные леса с участием граба. Смена лесной зоны лесостепной фиксируется на границе Воронежской и Волгоградской областей. В интервалах между оптимумами расселялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами. В бассейне Среднего Днестра формирование воронского педокомплекса происходило под лесостепной растительностью с хвойно-широколиственными массивами, в переменных ландшафтно-климатических условиях: ранняя фаза педогенеза характеризовалась влажно-субтропическим, а поздняя – сухим субтропическим климатом. В фаунах млекопитающих мучкапского межледниковья отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих [2].

Окское оледенение. Согласно последним данным, окское (эльстерское) оледенение было значительно меньше предшествующего донского. Вопрос о границах распространения ледника в окское время до сих пор дискуссионный. С.М. Шик считает, что окское оледенение не распространялось южнее линии Рославль-Талдом-Кострома. Иной точки зрения придерживается Н.Г. Судакова, доказывающая наличие окской морены, мощностью до 5 м, в бассейне Верхней Оки. Несмотря на ограниченные размеры окского оледенения, в перигляциальных регионах Восточно-Европейской равнины реконструируются суровые ландшафтно-климатические условия, которые Е.Н. Ананова характеризует как «совершенно особый, в основном безлесный ландшафт, в котором, может быть в непосредственной близости, произрастали представители сухих степей и тундр». Климат этой эпохи, по ее мнению, был холодным и сухим, не благоприятствовавшим произрастанию лесов и развитию степей в связи с преобладанием низких температур. О перигляциальных ландшафтах окского времени свидетельствует широкое распространение на Восточно-Европейской равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50-55 ° с.ш. В то же время наблюдается значительное смещение на север ареала распространения степной и желтой пеструшки. В результате возникла область совместного обитания этих арктических и степных форм, характеризующая не существующие ныне условия перигляциальных степей [2].

Суммируя материалы о динамике и эволюции ландшафтов в раннеплейстоценовой истории Восточно-Европейской равнины, можно подчеркнуть ряд особенностей, нашедших отражение, прежде всего, в почвенном покрове. Помимо отмеченных выше внутрипочвенного оглинивания и ожелезнения, общим для палеопочв, независимо от условий рельефа, являлась гидроморфность ландшафтов того времени, о чем свидетельствуют признаки олуговелости почти всех ископаемых почв Восточно-Европейской равнины, как результата существовавшей в раннем плейстоцене определенной физико-географической обстановки.

Сложная последовательность ландшафтно-климатических событий прослеживается не только в чередовании теплых и холодных эпох (соответственно эпох интенсивного почвообразования и лёссовообразования), но и фиксируется внутри межледниковых эпох. Анализ палеопедологических материалов по предильнскому, ильинскому, мучапскому межледниковьям свидетельствует о существовании внутри их структуры нескольких фаз педогенеза, отвечающих двум или более оптимумам. Межледниковый педогенез включает спектр типов почв лесных, лесостепных и степных ландшафтов, отвечающих полизональной структуре широтной зональности. Развитие почв ранних гляциальных стадий, происходившее в суровых ландшафтно-климатических условиях, сопровождалось колебаниями тепла и влаги стадияльной и интерстадияльной природы, отраженных в процессах почвообразования и седиментации. Интерстадияльным эпохам была свойственна слабо выраженная широтная зональность почв. В максимум холодной фазы ледниковых эпох вместо полизональной системы, свойственной межледниковьям, образуется единая или слабо дифференцированная область со сходными биоклиматическими особенностями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Москва, Смоленск: Маджента, 2008. – 348 с.
2. 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.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНСКОГО ГОРИЗОНТА

Глушков Б.В., Холмовой Г.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, glushkovbw@mail.ru

SOME STRUCTURAL AND MAPPING FEATURES OF WATER-GLACIAL DEPOSITS OF THE DON HORIZON

Glushkov B.V., Kholmovoy G.V.

Voronezh State University, Voronezh

Все многообразие водно-ледниковых отложений донской ледниковой эпохи традиционно разделяют на образования времени наступания ледника, максимума оледенения и отступания. Существует опыт более детального рассмотрения последовательности событий с выделением трех стадий при наступании ледника и пяти стадий при дегляциации территории Донского языка [1]. Однако в практике геологического картирования он пока не нашел применения.

Ранее мы выделяли 11 морфогенетических типов водно-ледниковых отложений, которые генетически представляют две группы отложений – флювиогляциальных и лимногляциальных: 1 – флювиогляциальные гря-

ды (f_r), 2 – образования наледниковых потоков (f_n), 3 – долинныя зандры (f_{zd}), 4 – отложения подпрудных и полуподпрудных водоёмов (lg_p), 5 – выполнения флювиогляциальных рытвин (f_r), 6 – озерные выполнения гляцигенных рытвин (lg_r), 7 – дельтово-зандровые образования (f_{dz}), 8 – камовые террасы (f_{kt}), 9 – камовые холмы (f_k), 10 – локальные выполнения ледниковых трещин и 11 – выполнения ледниковых полостей [2].

В первый морфогенетический тип были включены не совсем последовательно генетически разнородные и относительно разновозрастные грядовые образования Воронежской флювиогляциальной гряды и Суренской межсекторальной гряды.

Воронежская флювиогляциальная гряда по сути представляет собой гляциоаллювий внутриледникового потока четвертой стадии дегляциации, когда край ледника отступил до широты г. Лиски, а северная граница омертвленного сегмента ледника располагалась на широте с. Хлевное Липецкой области, что и определило протяженность гряды. Гряда хорошо выражена в рельефе. Мощность ее тела достигает 70 м. Важной особенностью гряды является то, что ее нижняя часть прослеживается под аллювием 4-й надпойменной террасы, то есть намного шире возвышенной оси гряды. Ее продолжением к северу являются наледниковые флювиогляциальные образования, к югу – долинныя зандры.

Суренская межсекторальная гряда, разделяющая Воронежско-Донской и Цнинско-Хоперский секторы растекания ледника, образована в основном во вторую стадию наступающего ледника и сложена линзами песков в морене повышенной мощности (до 45 м).

К перечисленным типам водно-ледниковых образований следует добавить еще два: зандровые образования и образования эвразийских котлов.

Собственно зандровые образования отличаются от долинных зандров более уплощенной формой и более широкой площадью распространения. Они были выделены и закартированы в верховье Цны и на ее правобережье в виде сниженных плоских равнин гипсометрически выше уровня 4-й надпойменной террасы. Мощность зандровых образований – от нескольких метров до первых десятков метров. Сложены зандры в верхней части (2-8 м) песками мелко – среднезернистыми с примесью гравия, ниже – суглинками и глинами бурыми и серыми тонкослоистыми песчаными. Обильны стяжения окислов железа и марганца. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает травянистая пыльца. Характерно незначительное содержание полевых шпатов и неустойчивых минералов. В соответствии со стадийностью дегляциации выделяются несколько генераций зандровых полей.

В практике картирования отложений ледникового комплекса, все-таки, традиционно выделяются водно-ледниковые образования времени наступания, максимального развития и отступления (деградации) донского ледника.

Отложения времени наступания донского ледника представлены песками, алевритами, глинами и ленточными глинами, подстилающими моренные слои.

На Среднерусской возвышенности, южнее г. Старый Оскол эти образования выстилают долину пра-Потудани и перекрывают додонской аллювий. В гляциальной зоне на них залегают слои морен, в экстрагляциальной – последонские аллювиальные отложения. Иногда верхнелепестовый аллювий полностью срезают эти отложения. Озерно-ледниковые отложения времени наступания ледника отличаются от нижележащих додонских аллювиальных отложений следующими признаками:

1. Наличием дальнеприносного материала.
2. Наличием прослоев и слоев с типичной, очень характерной ленточной слоистостью.
3. Отсутствием слоистости в глинах (кроме ленточных), алевритах и нижележащих песках.

Мощность этих образований обычно не превышает 10-12 м, достигая 20-25 м в краевых зонах (выдавленные гряды)[3]. Наиболее полные разрезы озерно-ледниковых отложений времени наступания Донского ледника начинаются (снизу-вверх) со светло-серых, зеленоватых тонко- и мелкозернистых песков мощностью до 5-10 м, иногда с редкой галькой дальнеприносных пород, переходящих выше в зеленовато-серые или пепельные алевриты (также с редкой галькой эрратических пород) мощностью 3-5 м. Выше алевритов, как правило, залегают тяжелые черные глины, иногда с грубой слоистостью, часто содержащие обломки обугленной древесины и редкие раковины моллюсков. Мощность их обычно не превышает 3-5 м, но в некоторых скважинах разрезы раннедонских отложений нацело сложены такими глинами, и в этом случае их мощность может достигать 10-15 м. Завершают разрез глины ленточные, с тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием более темных прослоев, типа описанных выше глин и более светлых, карбонатных прослоев с алевритистой присыпкой по плоскостям напластования. В приводораздельных частях склонов, под мореной прослежены маломощные толщи этих отложений. Разрез отложений в этом случае аналогичный, но сокращенный и более контрастный (пески более грубые, с галькой и валунами эрратических пород; ленточные глины с более мелкими ритмами). Подошва раннедонских отложений в долине пра-Потудани и в Окско-Донской низменности [4] прослежена на отметках +120 – +130 м, на склонах водоразделов залегают в широком диапазоне абсолютных отметок (от 150 до 200 м). Мощность их обычно составляет около 10 м, изменяясь от первых метров под мореной на водоразделах и их склонах до 15-20 м в ядрах выдавленных краевых гряд в долине Потудани [3]. Спорово-пыльцевой анализ, выполненный по ленточным глинам восстанавливает сухой и

холодный климат в начале накопления озерно-ледниковых осадков (тундростепь, лесотундра) и более влажный в верхней половине разреза. Моллюски представлены угнетенными формами [5], свидетельствующими о неблагоприятных экологических условиях приледникового озера. Мелкозернистые пески и алевриты в нижних частях разрезов накапливались в условиях постоянного, но медленного водотока, тогда, как темные глины образовались, вероятно, в застойном озерном бассейне. Ленточные глины образовались в озере при периодическом поступлении обломочного материала с наступающего ледника.

К *водно-ледниковым образованиям времени максимального развития* донского ледника относятся, прежде всего, внутриморенные (интраморенные по терминологии М.Н. Грищенко [6, 7]), подледные озовые образования и отложения подпрудных приледниковых озер.

Размеры *интраморенных тел* различные – от первых дециметров до нескольких метров в поперечнике. Сложены они песками от гравийных до мелкозернистых, в различной степени обогащенными дальнеприносным материалом. Почти все тела деформированы гляциодинамическими процессами. Сформированы тела небольшими по масштабам внутриледниковыми (тоннельными) потоками с различной продолжительностью существования. Некоторые – медленными, долгоживущими потоками, другие – катастрофическими прорывами внутриледниковых вод.

Подледные озовые образования в районе г. Алексеевка на правом берегу р. Тихая Сосна представлены грубыми, до гравийных песками, залегающими на неровной поверхности верхнемеловых пород и перекрытыми слоем основной морены, на котором в некоторых местах отмечается слой поверхностной морены. Подошва их неровная и залегает на отметках +110 – +120 м. Мощность достигает 10-20 м. Озовые пески средне- и крупнозернистые, до грубозернистых, гравийных, косо- и горизонтально-слоистые, местами слоистость подчеркнута интенсивным ожелезнением и омарганцеванием, содержат большое количество валунов и гальку дальнеприносных пород. Пески несут следы гляциодинамических деформаций, образуя складки напора, волочения, выдавливания и т. д. Иногда в песках встречаются крупные глыбы основной морены, в некоторых случаях удается наблюдать структуры обрушения ледниковой кровли в отложения подледного потока. Контакт вышележащей морены и песков динамический, с образованием гляциодеформаций, преимущественно пликативного характера. Вышеописанные озовые отложения образовались в весьма нестабильном, дискретном во времени и неравномерном по силе водном потоке в стадию максимального развития донского ледника. О высокой динамической активности ледника в это время и несколько позднее свидетельствуют динамические текстуры, отмечаемые в озовых образованиях.

В особый тип отложений на этом этапе развития Донского ледникового языка выделяются осадки *подпрудных приледниковых озер*, наиболее детально изученные в бассейне верхнего Оскола. Они вскрываются скважинами и обнажениями по крупным балкам и мелким рекам, примыкающим к ледниковому языку. Их образование связано с подпруживанием балок льдом и напоминает современные пруды. Питание осуществлялось за счет поверхностного стока с соседних водоразделов, а также за счет ледниковых вод. Такой режим осадконакопления и определил их своеобразный облик и состав. Состав отложений суглинистый, внешне они напоминают донской лесс, отличаясь наличием в них не всегда хорошо выраженной слоистости.

Образования времени отступления Донского ледникового языка представлены разнообразными водно-ледниковыми отложениями. Из одиннадцати морфогенетических разновидностей водно-ледниковых отложений, выделенных Г.В. Холмовым [2] в стадию деградации ледника, формируются: флювиогляциальные гряды (Воронежская и ее притоки), образования наледниковых потоков, долинных зандр, дельтово-зандровые образования и выполнения гляцигенных рытвин. Кроме того, образования наледниковых и прифронтальных ледниковых озер (в дистальной части краевой зоны).

Наледниковые и прифронтальные озерные образования распространены как на Среднерусской возвышенности (южнее г. Старый Оскол), так и в Окско-Донской низменности (верховья р. Цны). Они представлены супесями и суглинками, реже глинистыми песками буроватых оттенков, с неясной слоистостью, с гравием и редкой галькой местных и эрратических пород в основании толщи. Эти образования обычно залегают на морене на отметках 155-170 м, иногда их подошва опускается до 145 м. Перекрыты они более поздними делювиальными или субаэральными образованиями. Мощность их от нескольких до 15 м. Формирование осадков позднедонских озер происходило у края и на поверхности ледника в стадию его деградации.

Озерные выполнения гляцигенных рытвин приурочены к наиболее поздней генерации этих рытвин, в то время как более ранние из них обычно выполнены мореной. Такие рытвины встречаются на всей площади оледенения, но наиболее характерно представлены и хорошо изучены в серии субмеридионально ориентированных желобов вдоль долин рек Польной и Лесной Воронеж, Иловой, Челновая и в верховьях Цны в районе г. Котовск [8, 3, 9, 10]. Глубина рытвин до 50 м, ширина 0,5-2,0 км, длина до 15-35 км. Они имеют линейные, изогнутые или ветвящиеся в плане очертания. Амплитуда экзарационного переуглубления долин составляет 20-30 м. Большая часть озерных осадков общей мощностью более 50 м образовалась в мучапское – стрелицкое время [5, 11]. К заключительной фазе Донского оледенения относятся лишь залегающие в основании разрезов грубозернистые пески с эрратическими гальками и вышележащие темно-серые ленточные глины, мощность которых достигает 8 м.

В долинах рек Польного Воронежа, Цны и Вороны при проведении работ по ГДП-200 выявлены *эвормионно-кавитационные отложения ледниковых водопадов*. Они залегают примерно в тех же геологических условиях, что и вышеописанные озерные отложения, но представлены слабо переработанными, неслоистыми, дезинтегрированными дочетвертичными породами, в этих местах темно-серыми глинистыми алевритами и песками юрскими и нижнемеловыми, содержащими гальку и валуны дальнепринесенных пород. Тела, сложенные этими отложениями, имеют изометричную в плане форму, иногда вытянутую вдоль долины, диаметром 2 - 3 км, или шириной до 5 км и длиной 8 – 12 км, различную мощность, зависящую от сохранности их от последующего размыва (от десятков сантиметров до 15 - 20 м). Иногда эти отложения залегают в основании вышеописанных озерных образований. Они образовались в стадию таяния ледника, у его края в результате падения потоков талой воды с ледяного обрыва (образовывались водобойные колодцы). При отступании края ледника формировалась серия таких колодцев, впоследствии образовавшая вытянутые в плане формы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Холмовой Г.В. О стратиграфическом положении и структуре донского криохрона // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. – № 7. – Воронеж, 1999. – С. 86-91.
2. Холмовой Г.В. Водно-ледниковые отложения Донского ледникового языка // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. – М., 1981. – С. 91-101.
3. Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 5. – Воронеж, 2001. – 166 с.
4. Глушков Б.В., Трегуб С.А. Комплексная оценка гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических условий как основа оптимизации мониторинга геологической среды района размещения федерального полигона «Каменная степь» // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 57. Глава 2. Геологическое строение. – Воронеж, 2009. – С. 12-25.
5. Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1984. – 212 с.
6. Грищенко М.Н. Материалы к характеристике ледниковых отложений Донского ледникового языка // Науч. зап. Воронеж. лесотехнич. ин-та. – Воронеж, 1961. – Т. XXIV. – С. 67-85.
7. Глушков Б.В. О строении песчаных тел в морене Семилукского разреза // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. – Воронеж, 1979. – С. 153-164.
8. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. – М.: Наука, 1976. – 228 С.
9. Маудина М.И. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – М., 1968. – № 35. – С. 173-179.
10. Глушков Б.В., Холмовой Г.В., Маркин М.С. Преображение – гипостратотипический разрез мучкапского горизонта нижнего неоплейстоцена // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая, № 1. – Воронеж, 2005. – С. 32-37.
11. Холмовой Г.В., Анциферова Г.А., Глушков Б.В. Новые данные о древнеозерных отложениях у деревни Польшое Лапино Тамбовской области. – Воронеж, 1982. – М.: ВИНТИ, 1982. – № 4734 – 82. – 65 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦМР ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ СИБИРИ

Глушкова Н.В.¹, Лямина В.А.^{1,2}, Зольников И.Д.^{1,2}, Добрецов Н.Н.¹, Афанасьев В.П.¹,
Самданов Д.А.^{1,2}, Болдырев И.И.¹, Семенова С.А.^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, hope@igm.nsc.ru;

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

USING DEM FOR TASKS OF QUARTERNARY GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF SIBERIA

Glushkova N.V.¹, Lyamina V.A.^{1,2}, Zolnikov I.D.^{1,2}, Dobretsov N.N.¹, Afanas'ev V.P.¹,
Samdanov D.A.^{1,2}, Boldirev I.I.¹, Semenova S.A.^{1,2}

¹ Institute of geology and minerology SB RAS, Novosibirsk

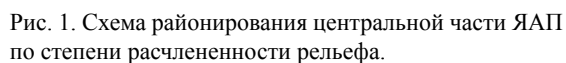
² Novosibirsk state university, Novosibirsk

В настоящее время цифровые модели рельефа (ЦМР) нашли широкое применение в науках о Земле. Коллективом авторов данной публикации ЦМР использовались для серии полигонов, располагающихся на территории Восточной Сибири, Западно-Сибирской равнины, Горного Алтая. При геолого-геоморфологических

исследованиях обычно применяются цифровые модели рельефа и производные от них теневые модели, карты склонов, экспозиции, уступов (первая производная карты экспозиции склонов), по которым в режиме ручной оцифровки строятся геоморфологические схемы, используемые для картографирования генетических типов четвертичных отложений, а также для неотектонических построений. В данной работе предлагается серия технологических решений для автоматизации процесса выделения основных морфометрических характеристик рельефа на основе программных пакетов ArcGis и ENVI, а также авторских продуктов. При разработке методики использовались ЦМР различного пространственного разрешения и различного происхождения (ЦМР, полученная на основе векторных карт мелкого, среднего и крупного масштабов, ЦМР, генерализованная на основе SRTM с разрешением 500 м, SRTM с разрешением 90 м). Эталонные полигоны изучались на территориях с различной степенью расчлененности рельефа: Горный Алтай, Среднесибирское плоскогорье, Западно-Сибирская равнина. Это позволило выделить ряд ключевых морфометрических параметров и технологических приемов их построения, обработки, анализа, характерных для территорий с различной степенью расчлененности рельефа.

На первом этапе для всех типов рельефа строятся схемы углов и азимутов падения склонов, а также теневые модели рельефа. Кроме того, в ряде случаев целесообразно использование теневых моделей рельефа с четырех сторон освещенности [1]. Это позволяет отчетливо визуализировать контрастные элементы, формы и типы рельефа. Однако на данной стадии выделение контуров и границ можно проводить только вручную, что вносит значительную долю субъективности. На следующем технологическом этапе идет построение схем морфометрических характеристик рельефа. Наиболее информативными показателями являются вертикальная и горизонтальная расчлененность рельефа. Традиционно горизонтальная расчлененность рельефа рассчитывается в виде схемы плотности речной сети и суходолов, в то время как вертикальная расчлененность рельефа может рассчитываться различными способами в зависимости от типа рельефа исследуемой территории. Обычно вертикальная расчлененность рельефа вычисляется по формуле $H = dH/S$, где dH — разница максимальной и минимальной отметок высот для участка местности, а S соответственно площадь этого участка. Данный алгоритм напрямую не реализован в используемых программных средствах, поэтому для расчета вертикальной расчлененности рельефа Болдыревым И.И. создано расширение для программного пакета ENVI, позволяющее в скользящем окне заданного диаметра определять максимальное и минимальное значение сетки, а также определять разницу этих значений. Достаточно часто горизонтальную расчлененность рельефа оказывается эффективным рассчитывать как плотность ребер рельефа на единицу площади. При этом ребрами рельефа являются уступы русел рек первого порядка, тальвеги рек второго порядка и линии водоразделов. Схема ребер рельефа строится как производная первого порядка по схеме азимутов падения склонов. В некоторых случаях основные ребра рельефа можно получить путем построения производной по схеме углов падения склонов. Далее по полученным схемам ребер строятся плотностные схемы. Основной проблемой на этапе построения плотностных схем является выбор диаметра скользящего окна. Этот параметр подбирается эмпирически, основываясь на размере естественных выделов рельефа в заданном масштабе ЦМР. Далее уже на основе построенных плотностных схем с использованием статистических данных и гистограмм распределения выделяются пороговые значения для создания схем степени расчлененности рельефа. Эти схемы позволяют не только количественно оценивать неотектоническую активность различных участков, но и картографировать определенные типы рельефа, обусловленные спецификой четвертичного морфолитогенеза. В конечном итоге для каждого геолого-геоморфологического типа объектов получается характерный набор морфометрических показателей, позволяющий в дальнейшем проводить автоматическое картографирование территории.

Интересным является пример геоморфологического районирования территории Восточной Сибири [2] на основе ЦМР по векторной карте России масштаба 1:1 000 000 для оптимизации поиска алмазоносных россыпей. На территории центральной части Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) открыто значительное количество продуктивных кимберлитовых полей и вместе с тем эта территория остается перспективной для поиска коренной и россыпной алмазоносности. Центральная часть ЯАП охватывает юго-восточную часть Анабарского щита на севере, северную часть Вилюйского прогиба на юге, восточный борт Тунгусской синеклизы на западе и северо-западный борт Вилюйской синеклизы на востоке. Здесь использовалась ЦМР с пространственным разрешением 200м, по которой были построены схемы экспозиции склонов и уступов рельефа. Для пространственного анализа интенсивности расчлененности рельефа построена плотностная сетка по схеме уступов рельефа с радиусом скользящего окна 10 км. Районирование основано на следующей классификации степени расчлененности рельефа: слабая (0-26,5%), средняя (26,5-38,6%) и сильная (38,5-59,9%). На основе этой плотностной сетки была создана схема районирования по степени расчлененности рельефа (рис. 1). Таким образом, в центральной части ЯАП выделено 9 участков, из которых 2 участка с сильной, 4 участка со средней, и 3 участка со слабой степенью расчлененности. При наличии кимберлитовых трубок на участках сильной расчлененности, они должны быть сильно эродированы. Это скажется на формировании протяженных ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов (МИК). На участках слабой расчлененности эрозия будет минимальна и МИК прямого сноса с кимберлитовых тел будут отсутствовать. Поэтому от



Еще одним примером исследования является Чуйская высокогорная котловина в Горном Алтае [4]. Чуйская котловина ограничена горными хребтами, массивами и плато. Она вытянута с запада на восток примерно на 80 км и достигает в поперечнике 36 км. Днище занято озерными отложениями, в которые врезаны аллювиальные комплексы, а периферия обрамлена делювиально-пролювиальными шлейфами подножия. Выше залегают эллювиально-коллювиальные отложения. Рельеф Чуйской котловины проанализирован на трех иерархических уровнях: мелкомасштабном, среднемасштабном и крупномасштабном. Соответственно, пространственное разрешение ЦМР для этих уровней: 500, 90 и 2 м. Для мелкомасштабного уровня ЦМР построена путем генерализации SRTM. Здесь ярко проявились морфоструктурные особенности Чуйской котловины, обусловленные

спецификой ее неотектонического развития. Днище разделилось на ряд сегментов, обусловленных блочным строением. Выделились новые морфоструктурные особенности территории, которые не выделялись ранее ни при геологической съемке масштаба 1 : 200 000, ни при геоморфологическом анализе топографических бумажных карт. Интересным является факт выраженности на обзорных ДДЗЗ гляциокомплекса средненеоплейстоценового возраста, погребенного под верхнечетвертичными озерными осадками, что не фиксируется непосредственно на современной земной поверхности, но подтверждается данными по редким обнажениям в бортах рек и мелких логов [5]. Отчленились друг от друга по морфометрическим характеристикам коллювиально-пролювиальные комплексы эрозионных останцов на днище и средне-пологих склонов на бортах котловины; пологие делювиально-пролювиальные шлейфы; гляциокомплексы, аллювиальные и озерные равнины.

В качестве ЦМР среднемасштабного уровня использовались данные радарной съемки SRTM. На этом уровне четко проявились морфометрические различия аллювиальных, гляциальных, делювиально-пролювиальных, коллювиальных, оплывневых и озерно-равнинных комплексов. При переходе на среднемасштабный уровень исследований некоторые геолого-геоморфологические объекты, выделенные как однородные области по морфометрическим характеристикам на ЦМР мелкого пространственного разрешения, приобрели гетерогенный характер. Так, например, геоморфологически единый выдел озерных отложений на моренном цоколе, имевший на мелкомасштабном уровне северо-восточные азимуты падения, при переходе на среднемасштабный уровень распался на мозаику эталонных площадок северо-восточной и восточной экспозиции. Такая пестрота элементарных площадок пологой озерной равнины обусловлена унаследованностью погребенного ледникового палеорельефа, позднее выровненного озерной деятельностью. Соседний к востоку озерный ПТК распался на мозаику плоских элементарных площадок и площадок северной, северо-западной, северо-восточной экспозиции; при этом существенную роль наряду со склонами от 0,5 до 0,8° стали играть пологие элементарные площадки с углами от 0 до 0,5°. Другим примером гетерогенного выдела на среднемасштабном уровне является аллювиальный комплекс. На ЦМР аллювиальная долина представлена на мелкомасштабном уровне крупным выделом северо-западного простирания, при этом в северной ее части выделяются области западного простирания ограничивающие древнюю долину. На уровне среднемасштабного пространственного разрешения, также как и на обзорном, по комбинаторике морфометрических признаков более молодая северо-западная часть долины р. Чуя отчетливо отделяется от юго-восточной. На крупномасштабном уровне морфометрические показатели снимались с ЦМР, построенных на основе крупномасштабных топографических карт. На этом уровне в явной форме проявлено гетерогенное строение различных типов и комплексов рельефа вплоть до отдельных форм и их элементов. Проведенный морфометрический анализ показал, что ЦМР крупного пространственного разрешения позволяет более четко и адекватно распознавать типы рельефа по сравнению с ЦМР среднего и мелкого масштаба, поскольку при генерализации цифровых моделей рельефа от крупного масштаба к среднему и мелкому происходит загробление морфометрических характеристик и сглаживание контрастных различий. Вместе с тем, генерализация нивелирует детали, затрудняющие восприятие общей морфоструктуры.

Проведенное исследование показало, что с использованием определенных наборов морфометрических показателей можно картографировать типы рельефа разных иерархических уровней и выделять блоки с различной неотектонической историей. При этом территории, различные по степени расчлененности рельефа имеют свой набор характерных показателей. Предлагаемая серия технологических решений позволяет использовать для картографирования мозаичных ассоциаций элементарных выделов на ЦМР классификации с обучением, доказавшие свою высокую эффективность при распознавании природно-территориальных комплексов на мультиспектральных космических снимках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mark R. Multidirectional, oblique-weighted, shaded-relief image of the Island of Hawaii. <http://pubs.usgs.gov/of/1992/of92-422/of92-422.pdf>
2. Самданов Д.А., Глушкова Н.В. Анализ цифровых моделей рельефа при геоморфологическом районировании территории по степени расчлененности рельефа для оптимизации поиска алмазоносных россыпей // Тез. докл. XV Междунар. симпозиума студентов и молодых ученых им. ак. М.А. Усова «Проблемы геологии и освоение недр». – Томск: ТПУ, 2011. – С 35-36.
3. Семенова С.А. Использование цифровых моделей для реконструкции неоплейстоценовых ложбин стока на Обь-Иртышском междуречье // Материалы XLVIII Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология. – Новосибирск: НГУ, 2010. – С. 129.
4. Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Лямина В.А., Смоленцева Е.Н., Королюк А.Ю. Использование ГИС и ДДЗЗ при картографировании геолого-геоморфологических объектов (на примере Чуйской котловины) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т. 7. – № 4. – С. 257-265.

**МАРКИРУЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА
В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ**

Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, glushkova@neisri.ru

**REFERENCE HORIZONS OF VOLCANIC ASH IN QUATERNARY DEPOSITS
OF THE NORTHERN COAST OF OKHOTSK SEA**

Glushkova O.Yu., Smirnov V.N.

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAN, Magadan

Залежи вулканических пеплов могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов для корреляции кайнозойских континентальных осадочных отложений, форм рельефа земной поверхности, археологических стоянок, а также для выявления катастрофических вулканических извержений, определения их возраста, путей и дальности заноса тefры. С этой целью в настоящее время на материале извержений камчатских вулканов активно разрабатываются методы корреляции горизонтов тefры и создания на этой основе системы геохронологических реперов [1].

В Северном Приохотье слои кислых вулканических пеплов со времени их открытия в конце 30-х годов прошлого столетия установлены в многочисленных местонахождениях в разнообразных фациальных обстановках (табл.). В последние годы были обобщены данные об их распространении и выделены основные морфологические типы [2, 3, 4]. Установлено, что все пепловые залежи Сев. Приохотья сформированы за счет атмосферного переноса пепла из камчатских позднеплейстоценовых и голоценовых вулканов. Вулканические извержения, с которыми коррелируются пеплы в Северного Приохотье, устанавливаются путем сравнительного анализа пеплового материала залежей и синхронных с ними вулканических извержений. Первые результаты такого анализа приведены в работе И.В. Мелекесцева и др. [2].

По условиям накопления и взаимоотношениям с вмещающими отложениями пепловые залежи представлены подпочвенными горизонтами на водораздельных пространствах, на речных и флювиогляциальных террасах, а также озерными и ледниково-озерными слоями. Среди их выделяется несколько возрастных генераций в диапазоне от позднего плейстоцена до позднего голоцена.

Подпочвенные горизонты широко распространены на всей территории Северного Приохотья. Они установлены в многочисленных пунктах при проведении геологосъемочных работ. Эти залежи достаточно хорошо изучены, для них имеется большой объем данных о химическом составе и возрасте вмещающих отложений, полученном палинологическим и радиоуглеродным методами. Они представляют собой практически не перемещенные слои пеплов, возникшие во время вулканических извержений в первой четверти голоцена. Для них характерна однородная текстура и отсутствие следов флювиальной слоистости. Их мощность варьирует от первых см до 15 см, составляя в среднем, 5-7 см. Их состав и возраст хорошо изучены в Примагаданье, где для них получены 4 радиоуглеродные даты из перекрывающих слоев в диапазоне от 6190 ± 80 до 7670 ± 100 л. н. [2, 8]. В 50 км к северу от Магадана на правобережной террасе р. Уптар в раскопе археологической стоянки также установлен слой вулканического пепла, возраст которого 8260 лет [7]. По возрасту и составу подпочвенные слои вулканического пепла хорошо коррелируются с крупнейшим голоценовым вулканическим извержением на юге Камчатского полуострова, которое произошло около 7600 л. н., образовав систему из двух сопряженных кальдер – оз. Курильского и Ильинской [2].

Слои вулканического пепла, установленные в донных осадках озер в различных районах Северного Приохотья, имеют мощность от нескольких мм до 12 см и представлены двумя генерациями - раннеголоценовой и позднеголоценовой. Для широко распространенной первой генерации получен возраст (^{14}C) от 7280 л. н. до 9570 л. н. [8, 9]. Вулканические пеплы этой генерации по возрасту и составу хорошо коррелируются с тefрой кальдерной системы Курильского озера – Ильинской. К этому же возрасту, повидимому, относится и слой вулканического пепла в оз. Эльгеня, хотя он и находится в широкой возрастной вилке, что связано с большой разницей в глубине датированных слоев (кроющего и подстилающего) относительно пеплового слоя.

В донных осадках оз. Подкова (северо-западный склон гряды Билибина), а также озер Хорошее и Лесное, расположенных на восточном побережье Тауйской губы, пепловые слои заключены в отложениях, сформировавшихся, соответственно 2580, 2745 и 2900 л. н. [8]. Коррелятных им вулканических извержений пока не установлено.

Редкий феномен представляют собой обнаруженные в бассейне р. Хасын крупные ледниково-озерные залежи вулканического пепла мощностью до 30 м и объемом до нескольких миллионов кубометров. Их залегание в моренных комплексах позднеплейстоценового (зырянского) возраста [5, 6] указывает на то, что пепел сносился в озера с поверхности ледника. Об этом свидетельствует и строение пепловых толщ, которые имеют слоистость по типу ленточных глин: чередование летних мощных слоев чистого пепла белого цвета и зимних

тонких темно-серых существенно глинистых слоев [4]. Они расположены вдали от конечноморенных комплексов и, по-видимому, формировались одновременно с абляционной мореной в период сильной деградации зырянского оледенения, т.е. в начале каргинского стадиала около 50 тыс. лет назад. [4]. Пеплы этих залежей имеют риолитовый состав, относятся к калиево-натриевой серии субщелочного ряда. Они коррелируются с кислыми породами аналогичного состава в районах вулканов Алней – Чашаконджа и Ичинский в Срединном хребте Камчатки [2].

Таблица. Вулканические пеплы в четвертичных осадках Северного Приохотья

№ пп.	Местонахождение	Генезис осадков; максимальная мощность// глубина залегания пепла//глубина залегания опробованного материала (м) ¹	возраст (¹⁴ C), л.н.	Источник (№ в списке литературы)
1	оз. Подкова 59°57'-152°06'	озерные (в каре); 0,02//0,7	2580±90	8
2	оз. Хорошее; 59°34'-151°51'	озерные (в террасе); 0,1//0,5	2745±10	8
3	оз. Лесное; 59°34'-151°50'	озерные; 0,001//1,1	2900±60	8
4	окрестности Магадана	подпочвенный горизонт	от 6190±80 до 7670±100	2, 8
5	оз. Голубое; 61°07'-152°16'	озерные; 0,12//1,60//1,26; 1,79	7280±60 8030±240	8
6	оз. Алут; 60°05'-152°12'	озерные; 0,3//2,05	7850±60	8
7	р. Уптар терраса 8 м 60°05'-150°50'	подпочвенный горизонт (археолог. стоянка); 0,02//0,15	8260±330	7
8	оз. Талое; 61°02'-152°20'	озерные; 0,03//2,1//2,05; 2,25	8290±130 8900±130	8
9	оз. Джека Лондона; 62°10'-149°30'	озерные; 0,03//0,73	8350±85	8
10	Оз. Эльгеня; 62°05'-149°00'	озерные; 0,01//3,09//2,5; 3,8	5320±60 11 040±60	8
11	оз. 3-е Эликчанское 60°45'-151°53'	озерные; 0,003//1,35	8500±100	9
12	оз. Приятное; 61°02'-151°43'	озерные; 0,04//2,8	9250±50	8
13	оз. Эликчан-4; 60°45'-151°53'	озерные; 0,015//2,13//2,25	9570±60	8
14	р. Танон (карьер «Южный»); 59°37'-151°10'	палеопочвы; 0,1//1,5	5880±45	2, 8
15	оз. Алут 60°05'-152°12'	озерные; 0,03//6,51	27480±210	8
16	Хасынское м-ние; 60°03'-150°47'	ледниково-озерные; 30,0//8,0	$Q_{III}^2 - Q_{III}^3$ (по СПК)	4, 5
17	Уптарское м-ние; 60°04'-150°44'	ледниково-озерные; 10,0//3,0	$Q_{III}^2 - Q_{III}^3$ (по СПК)	4, 6

¹ Указывается в случае значительной разницы в глубине залегания пепла и материала опробования из подстилающих и перекрывающих слоев.

На исследованной территории обнаружены также горизонты вулканического пепла, радиоуглеродный возраст которых не коррелируется со временем формирования широко распространенных раннеголоценового и позднеплейстоценового горизонтов. Это пепловые слои и линзы в озерно-аллювиальных отложениях в бассейне р. Танон (карьер «Южный») вблизи Магадана. Полученная дата в 5880±45 л. н., скорее всего, свидетельствует о том, что этот пепел переотложен из раннеголоценового горизонта. Кроме того, в 120 км к востоку от Магадана в кернах озерных осадков оз. Алут (правобережье р. Ямы) наряду с раннеголоценовым горизонтом, установлен прослой пепла, возраст которого около 27,5 тыс. лет [8]. Этот факт пока еще нашел удовлетворительной интерпретации.

Изложенные материалы позволяют считать, что 2 генерации вулканического пепла (позднеплейстоценовая и раннеголоценовая), присутствующие в различных по происхождению отложениях Северного Приохотья, могут служить надежными возрастными реперами при геологическом, геоморфологическом и палеогеографическом изучении территории, а также при археологических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05 01063-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пономарева В. В. Крупнейшие эксплозивные вулканические извержения и применение их тефры для датирования и корреляции форм рельефа и отложений. Автореф. дисс. док. геогр. наук. – М.: ГИН РАН, 2010. – 50 С.
2. Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю., Ложкин А.В., Сулержицкий Л.Д. Происхождение и возраст магаданских вулканических пеплов // ДАН. – 1991. – Т. 317. – № 5. – С. 1188-1192.
3. Глушкова О.Ю., Галанин А.А., Смирнов В.Н. Четвертичные вулканические пеплы в Северном Приохотье // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Материалы научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина. – Магадан, 2001. – Т. 3. – С. 14-20.
4. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Савва Н.Е. Пеплы камчатских вулканов в районе Магадана // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 81-88.
5. Закандырин В.В. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000. Лист Р-56-XXXI. – М, 1965. – 96 с.
6. Юдин С.С. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1:200 000. Лист О-56-I. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1981. – 87 с.
7. Слободин С.Б. Исследование континентальной стоянки Уптар I в Северном Приохотье // Древние памятники Севера Дальнего Востока. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 65–74.
8. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / Ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. – 369 с.
9. Ложкин А.В., Федорова И.Н. Эволюция растительности и климата Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене (по данным исследования осадков озер) // Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. – С. 3-9.

ПРОБЛЕМЫ ОБЪЕМА ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ В СВЯЗИ С ПОНИЖЕНИЕМ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КВАРТЕРА

Головина А.Г.¹, Волкова В.С.²

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск
golovina-a-g@mail.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН минерального сырья, Новосибирск

PROBLEMS OF THE EOPLEISTOCENE VOLUMES IN THE SOUTH-EASTERN WEST SIBERIAN PLATE IN THE CONTEXT OF THE QUATERNARY BOTTOM LOWERING

Golovina A.G.¹, Volkova V.S.²

¹ Siberian Research Institute of Petroleum Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Эоплейстоценовые отложения на юго-востоке Западно-Сибирской равнины имеют широкое распространение в Западно-Барабинско-Кулундинском, Восточно-Барабинском районах и Приобской равнине, а также частично на Обь-Чумышском плато.

В июле 2009 года появилось решение Международного союза геологических наук (IUGS) о нижней границе квартера. Согласно этому решению, нижняя граница плейстоценового отдела/эпохи опускается до подошвы гелазия, который из плиоценового отдела/эпохи перемещается в плейстоцен – в его подотдел эоплейстоцен. Объем эоплейстоцена увеличивается и деление его становится трехчленным. Возрастной интервал 0-2580 тыс. лет в общей стратиграфической шкале будет отвечать четвертичной системе (по инверсии Гаусс/Матуяма, по изотопной стадии 103), что соответствует первому глубокому похолоданию климата в кайнозойе, связанному с началом оледенения Северного полушария, а уровень 2,588 млн. лет назад выбран как начало отчетливых повторяющихся масштабных ледниковых-межледниковых глобальных циклов [1]. В этом случае граница проходит вблизи рубежа хронов Гаусс-Матуяма.

По новой схеме для России можно выделить три подразделения эоплейстоцена (звенья): нижнее с ханжонским комплексом (зона Archidiskodon gromovi, нижняя граница которой располагается в самой верхней части хрона Гаусс); среднее с псекупским комплексом (зона A. Meridionalis); и верхнее с таманским фаунистическим комплексом. Нижняя граница псекупского комплекса также находится внутри верхнего акчагыла, под

эпизодом Олдувей. Граница между псекупским и таманским комплексами в настоящее время требует уточнения: она древнее эпизода Харамильо и моложе Олдувея [2].

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. Иртыш у пос. Лебяжье. В разрезе этот рубеж почти совмещен с границей хронов Гаусс-Матуяма. На этом рубеже на юге Западно-Сибирской равнины и Сибирской платформы заканчивается красноцветное осадконакопление [3].

А граница между эоплейстоценом и неоплейстоценом на юге Западной Сибири совпадает с палеомагнитной границей хронов Брюнес-Матуяма, установленная при палеомагнитных исследованиях в разрезах долины р. Оби у г. Искитима, пос. Белово, Вяткино, Володарка, Елунино, Гоньба, Шелаболиха, а также в долине р. Песчаной. Близ этого рубежа на юге Западно-Сибирской равнины началось лессовое осадконакопление, связанное с аридизацией климата в холодные эпохи [3].

Председатель комиссии МСК по четвертичной системе Б.А. Борисов подготовил и представил новый проект общей стратиграфической шкалы по четвертичной системе России на обсуждение VI Всероссийского совещания в октябре 2009 в г. Новосибирске. В предлагаемой схеме Борисова Б.А. общая стратиграфическая шкала России максимально сближается с Международной шкалой. Но Совещание решило перенести обсуждение этого проекта на следующее совещание по четвертичной системе, где без сомнения он будет принят и значит будет принят новый статус неоген-четвертичной границы и, следовательно, изменится номенклатура четвертичной системы – эоплейстоценового подотдела с делением его на три звена. Поэтому и возникает необходимость пересмотра фактического материала и составления стратиграфической основы для Государственной геологической съемки различных масштабов и других геологоразведочных работ.

В унифицированной региональной шкале квартера юго-востока Западно-Сибирской равнины эоплейстоцен делится на два звена, которым отвечает кочковский горизонт, подразделяющийся на два подгоризонта: нижний и верхний [4]. Нижнекочковский подгоризонт в Восточной Барабе включает каргатскую свиту – аллювиальные пески, суглинки, супеси мощностью до 25 м, верхнекочковский – убинскую – озерные карбонатные глины и суглинки мощностью до 20 м. В Западно-Барабинско-Кулундинском районе верхнекочковский подгоризонт включает убинскую свиту, а в Приобско-Предалтайском районе верхнему эоплейстоцену отвечают кубанкинские и ерестнинские слои и верхнекочковская подсвита, представленная озерными глинами и суглинками мощностью до 20 м, а нижнему – барнаульская свита – аллювиальные пески мощностью до 30 м, и нижнекочковская подсвита – аллювиальные пески, супеси, галечники мощностью до 25 м (рис. 1).

По предложенной схеме Б.А. Борисова, верхнее звено эоплейстоцена будет представлено отложениями верхнекочковской подсвиты, убинской свиты, кубанкинскими и ерестнинскими слоями, а также нижней частью Обь-Чумышской серии; среднее звено – осадками нижнекочковской подсвиты, каргатской и барнаульской свитами; нижнее – верхней частью чановской и кулундинской (подпуск-лебяжинские слои) свит.

Верхний и средний эоплейстоцен (по новой будущей схеме, а по схеме 2000 г. – это верхний и нижний эоплейстоцен) получил уверенное палеонтологическое обоснование по крупным млекопитающим [4]. Ранний эоплейстоцен (по будущей общей шкале средний эоплейстоцен) в Западной и Средней Сибири отмечен фауной (*Archidiscodon cf. meridionalis*, *Equus singularis*) сходной с псекупской и виллафранкской фаунам Восточной и Западной Европы. Поздний (верхний по новому проекту) эоплейстоцен отмечен фауной, сходной с таманской в Восточной Европе и фауной самого конца позднего виллафранка – начала галерия Западной Европы [5].

В унифицированной региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины гелазскому ярусу верхнего плиоцена отвечает кулундинский горизонт, представленный чановской и кулундинской свитами [6]. В составе горизонта (свиты) выделяются бетекейские и подпуск-лебяжинские слои, охарактеризованные соответствующими комплексами млекопитающих. Стратотип подпуск-лебяжинского комплекса, аналогичного ханпровскому, находится на правом берегу р. Иртыш у с. Подпуск, а самое восточное местонахождение его в Западной Сибири обнаружено в карьере у г. Камень-на-Оби. Родовой и видовой состав местонахождения очень близок к составу типовых местонахождений подпуск-лебяжинского комплекса и, очевидно, имеет такой же геологический возраст. К подпуск-лебяжинскому горизонту по малакофауне отнесены верхние части свит – чановской и кулундинской [6]. Анализ малакофауны млекопитающих, проведенный В.С. Зыкиным, показал, что кулундинский горизонт можно разделить на свиты (слои), сопоставляемые по возрасту [3].

Несмотря на вышеприведенные факты, положение нижней границы квартера в Западной Сибири остается проблемной. На данном этапе, принимая во внимание вывод Матуль А.Г. о том, что позднекайнозойское похолодание значительно усилилось в плиоцене на уровнях 4.1-3.9 и 3.5-3.3 млн. лет, которое привело затем к началу повторяющихся масштабных ледниковых оледенений Северного полушария в конце плиоцена на уровне приблизительно 2,7 млн. лет назад [1], по-видимому, в Западной Сибири нижняя граница эоплейстоцена должна пройти по основанию кулундинского горизонта, хотя в континентальных отложениях плиты этот вопрос изучен еще недостаточно.

[illegible]

Рис. Схема корреляции четвертичных подразделений по юго-востоку Западной Сибири (территория листа №44-Новосибирск).

В связи с огромным количеством новых данных возникают вопросы о границах горизонтов, о распространении и количестве доказанных оледенений и межледниковий для нижнего неоплейстоцена и тем более для эоплейстоцена, не говоря уже об отсутствии каких либо радиоизотопных датировок, подтверждающих возраст отложений ступеней (кислородно-изотопных стадий) и в целом для палеогеографии Западной Сибири, которые надо будет решить при составлении стратиграфической схемы Западной Сибири на XXI век [7, 2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Матуль А.Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М.: ГЕОС, 2009. – С. 42-44.
2. Вангенгейм Э.А. Эволюция взглядов на стратиграфические схемы квартера по работам геологического института РАН // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18. – № 6 – С. 118-128.
3. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С., Орлова В.А. и др. Четвертичная система юга Западной Сибири: Стратиграфия, изменения природной среды и климата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 238-241.
4. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. – 64 с.
5. Фофонова И.В. История фауны крупных млекопитающих юга Сибири в плейстоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 599-602.
6. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 2001. 83 с.
7. Волкова В.С. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Западной Сибири: современное состояние, проблемы и пути их решения // М.: Изд-во ГЕОС, 2009. – № 69. – С. 25-31.

ВЛИЯНИЕ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЦИМЛЯНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Голубова Н.В.

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, golubova@sfedu.ru

AN INFLUENCE OF COASTAL PROCESSES ON SEDIMENTOGENESIS IN THE TSYMLYANSKOYE RESERVOIR

Golubova N.V.

Southern Federal University, Rostov-on-Don

Цимлянское водохранилище – одно из крупнейших рыбохозяйственных водоемов и важнейшая транспортная артерия на юге России. Правым его берегом в его верхней части является Доно-Донецкая возвышенная равнина, где наблюдаются абразионно-обвальные и абразионно-оползневые берега [1]. На левобережье в строении рельефа прибрежной зоны главную роль играют первая и вторая надпойменные террасы Дона, к которым приурочены берега затопления. И лишь на участке от Жуковской до х. Веселого появляются абразионно-обвальные, обвально-осыпные берега или берега повторного оползнеобразования.

В геологическом строении берегов, являющихся одним из основных источников поступления осадочного материала в водохранилище принимают участие породы мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста [2]. Такое возрастное разнообразие пород обусловлено расположением водохранилища в зоне сочленения двух крупных разновозрастных тектонических структур – Восточно-Европейской эпикарельской и Скифской эпигерцинской платформ.

Наиболее древние меловые береговые образования наблюдаются в виде небольшой по протяженности непрерывной полосы выходов от г. Калача-на-Дону до х. Суворовский, а также от г. Цимлянка до х. Хорошевская. Литологически они выражены песчаниками известковистыми, глинистыми, известняками глинистыми, пелитовыми, глинами известковистыми, опоковидными.

Палеогеновые отложения зафиксированы на правобережье Калачского, Чирского и Приплотинного плесов. Они представлены палеоценовыми (пески кварц-глауконитовые, песчаники глинистые) и эоценовыми образованиями (глины опоковидные, опоки глинистые с прослоями и линзами песчаников кремнистых, песками глинистыми, спонголитами).

Породы неогенового возраста отмечены в пределах Чирского плеса, на территории от г. Волгодонска до х. Веселого. Для отложений неогена характерны нижнемиоценовые пески с подчиненными прослоями песчаников кремнистых, глинистых и глин песчанистых; верхнемиоценовые глины с прослоями песков и известняков пелитовых; акчагыльско-апшеронские глины известковистые; а также скифские глины с известковыми стяжениями.

Четвертичные отложения представлены всеми отделами и получили широкое распространение среди береговых образований. Литологически они выражены галечниками, песками глинистыми, суглинками, глинами, глинами с погребенной почвой, суглинками лессовидными.

Различие геологического строения правого и левого берегов водохранилища определило разнообразие почвенного покрова водосборной площади. Проведенными исследованиями установлено, что содержания железа, марганца, никеля, кобальта, меди и цинка в почвах превышают концентрации в почвоматеринских породах. Это свидетельствует о прогрессирующей аккумуляции указанных элементов в почвенном горизонте водосбора. Источниками такого накопления могут быть продукты хозяйственной деятельности, поставляемые и накапливаемые в почвах на протяжении сравнительно длительного отрезка времени и природные процессы аккумуляции элементов на испарительных барьерах в условиях семиаридного климата.

Литологические и морфологические особенности берегов Цимлянского водохранилища свидетельствуют о том, что они подвергаются интенсивным абразионным процессам, характеризуются слабой устойчивостью к волновому воздействию. Это приводит к поступлению огромной массы абразионного материала в водохранилище. Исследования показали, что донные отложения, приуроченные к наиболее активным зонам размыва, имеют тот же вещественный состав, что и береговые. Вклад продуктов береговой абразии составляет 66 % от общего количества поступающего седиментационного материала.

Наиболее интенсивному размыву подвержено левобережье. Здесь в районе берегов отступления, сложенных легкоразмокаемыми неоген-четвертичными породами, отмечены значительные по протяженности участки алевроитово-глинистых и глинистых отложений. Это обстоятельство обуславливает дальнейшее заиливание судоходных трасс, крупных заливов, используемых для укрытия судов. Такие процессы наблюдаются в Мокро-Соленом, Красноярском, Курмоярском заливах, в центральных частях всех плесов, в устьях рек Донская Царица и Карповка.

Интенсивность продвижения бровки коренного левого берега водохранилища в течение 2008 г. составляла от 1,55 до 8,22 м, правого – 1,14 [3]. Максимальная величина продвижения бровки – 8,22 м наблюдалась в х. Веселом. В результате проведения берегозащитных мероприятий в х. Харсееве разрушение берега не зафиксировано. Сложная ситуация наблюдается у х. Овчинников, где абразионные берега приближаются к частным подворьям. Здесь скорость переработки берега составила более 1м/год [4].

Таким образом, результаты проведенных исследований в пределах водосборной площади и на акватории Цимлянского водохранилища позволили установить, что глинистые отложения являются основной составляющей осадочного материала и получили максимальное распространение на площади бассейна седиментации. Литологический состав береговых образований, геоморфологические особенности района обуславливают поступление значительного количества глинистого материала в водоем. Это обстоятельство может привести к заиливанию заливов, фарватерной части и негативно отразиться в целом как на эксплуатации водохранилища, так и его экологическом состоянии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ключева В.А., Долженко Г.П. Осадконакопление в водохранилищах Нижнего Дона. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1983. – 142 с.
2. Геология СССР. – М.: Недра, 1970. Т. 46. – 666 с.
3. О состоянии окружающей среды и природы ресурсов Ростовской области в 2008 году // Экологический вестник Дона. – Ростов-на-Дону, 2009. – 355 с.
4. О состоянии окружающей среды и природы ресурсов Ростовской области в 2009 году // Экологический вестник Дона. – Ростов-на-Дону, 2010. – 370 с.

ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ЗАСЕЛЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Греков И.М., Кошелева Е.А.

Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург,
apllehyena@gmail.com

ENVIRONMENTS DURING THE TIME OF INITIAL HUMAN SETTLEMENT OF THE KOLA PENINSULA

Grekov I.M., Kosheleva E.A.

Herzen State Pedagogical University, St.Petersburg, Russia

Фенноскандия – это обособленная северная часть Европы, ограниченная перешейками между Финским заливом, Ладожским и Онежским озерами и Белым морем, характеризующаяся общностью геологического строения и физико-географических условий. Кольский полуостров занимает северо-восточную часть Балтийского кристаллического щита и имеет свои специфические черты. На этой территории формировались малоактивные ледниковые покровы, входившие в зону пассивного льда на восточном фланге Скандинавского щита. Данные специальных гляциологических исследований показывают, что в центральных районах современного оледенения эрозия слаба или отсутствует совсем, постепенно увеличиваясь в периферийной части. Широкое распространение форм вытаивания из мертвого льда свидетельствует о том, что деградация ледникового покрова происходила не от периферии к центру, а путем постепенного таяния и испарения по всей площади сразу [1].

В позднеледниковой растительности севера Кольского полуострова преобладает кустарниковая тундра с берёзой карликовой и ивой. Высока доля полыни и маревых, что указывает на возникновение тундростепных формаций и участков нарушенного почвенного покрова. Другие пыльцевые показатели холодного климата характеризуют позднеледниковыми включениями *Saxifraga*, *Dryas*, and *Ephedra*. Аналогичные пыльцевые комплексы известны за этот период в северной Фенноскандии [2]. В аллереде в центральных частях Кольского полуострова уже имелись участки, свободные ото льда, в пределах которых произрастала тундровая и лесостепная растительность [3]. Пониженные участки в это время до современных отметок 135-145 м были заняты опресненными морскими ингрессионными бассейнами. Средние температуры июля во время позднеледникового похолодания на Кольском полуострове были на 3,0–4,0 °С выше, чем на севере Фенноскандии, а так же только на 3,0–4,0 °С ниже максимальной температуры голоцена. Индикаторами этого похолодания в озере КРЗ являются: последовательное снижение доли пыльцы *Salix* и соответствующие увеличение процента пыльцы полыни [2]. Отличительно так же, что температуры Кольского полуострова согласуются с данными севера Фенноскандии, Арктики и субарктики севера Европы, включая Исландию и Гренландию [4].

Наиболее древними можно считать ландшафты южной тундры (рис. 1). Их формирование началось в период межстадиальных потеплений беллинг-аллеред (BAIC – 12,4 – 10,9 куг ВР). Похолодание позднего дриаса (YD – 10,9 – 10,2 куг ВР) не внесло существенных изменений в ландшафтную принадлежность этой территории [5]. Она простирается по Мурманскому побережью на восток до посёлка Островной [6].

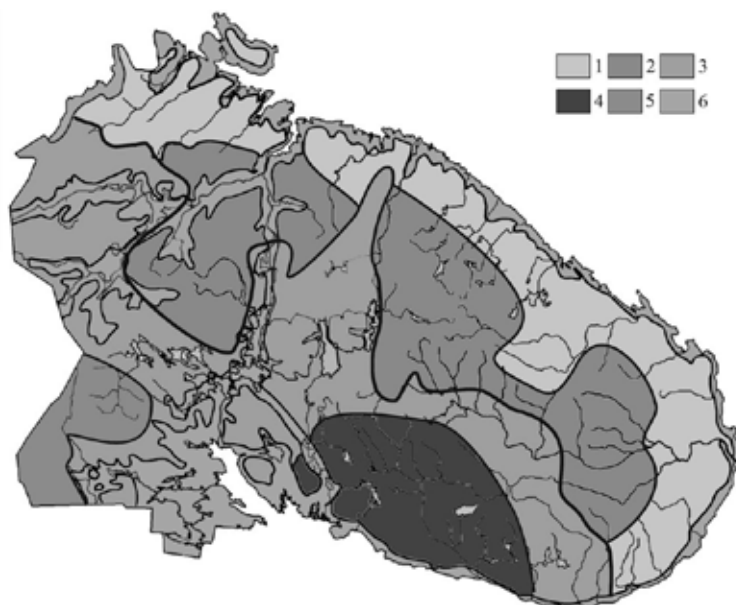


Рис. 1. Картограмма природной обстановки
РВ2 – 10 000-9 300 л. н.
(составлена Грековым И.М. по данным [8]).

1 кустарниковая тундра из *Ericales*,
2 – кустарниковая тундра из *Betula nana*,
3 – берёзовые редколесья, 4 – берёзовые редколесья с участием сосны, 5 – берёзовые редколесья в сочетании с горными или равнинными тундрами, 6 – территории современной суши, подвергшиеся трансгрессии.

Таяние ледника имело катастрофическое влияние на изменение флористического и фаунистического окружения первобытного человека. Тенденция смены фаунистического комплекса прослеживается довольно явно – это исчезновение основных гиперзональных видов мамонтового териокомплекса и замещение их животными, приспособленными к обитанию в эконишах формирующихся на бывшей приледниковой территории зон леса, лесостепи и степи. Общее увлажнение и облесение территорий стало основным фактором, определившим вымирание мамонта. Вслед за исчезновением основного конкурента, стадные копытные животные получили возможность резкого увеличения популяции. На первичном этапе распространения лесов, представлявших собой сосново-березовые редколесья на фоне сменявших тундростепь луговых сообществ, северный олень и лошадь стали основными обитателями огромных пространств. Но вместе с тем имеются литературные сведения о находках на территории Кольского полуострова около г. Полярный костей мамонта в бассейновых отложениях портландия, относящаяся к позднеледниковью (по геологическим условиям относятся примерно к 11–10 тыс. л. н.) [7].

Вопрос о времени инициального заселения территории Кольского полуострова в частности и Фенноскандии в целом, до настоящего времени остается открытым. Существует несколько мнений об этапах заселения этой территории в позднеледниковье – голоцене. На основании радиоуглеродных датировок стоянок (рис. 2) можно проследить основные пути миграции древнего человека.

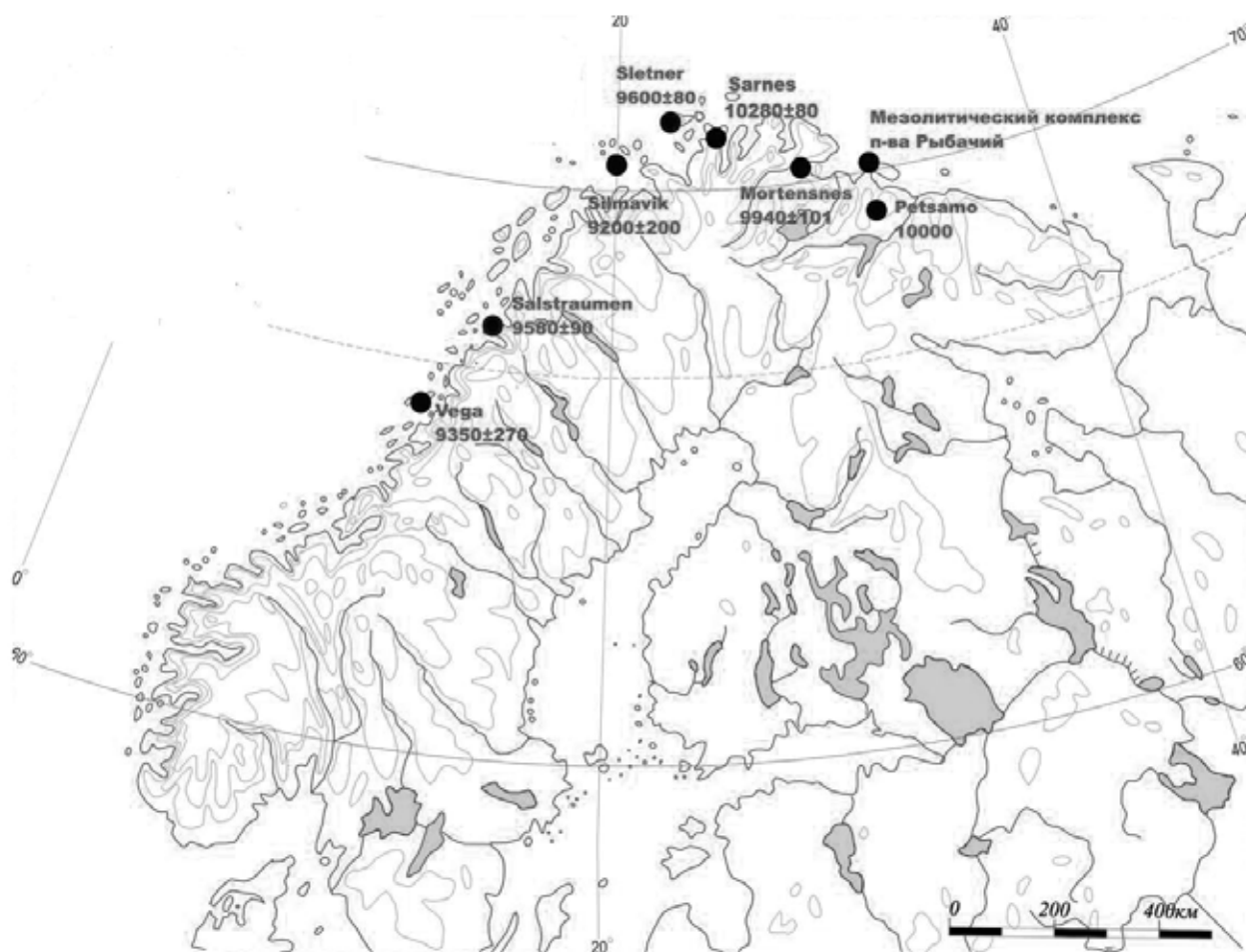


Рис. 2. Картограмма мезолитических стоянок древнего человека на территории северной Фенноскандии (использованы некалиброванные радиоуглеродные датировки) [9].

В позднем дриасе отмечается последовательное движение групп охотников на северного оленя, исходившие из области Франко-Кантабрии и следующие на северо-восток к северу и югу от Центрального массива. Наиболее ранняя культурная группа, распространившаяся на территории Северной Европы («гамбургский-крессвельский технокомплекс»), укладывается в рамки беллинга (12,8-12 тыс. л. н.). Примерно в это же время происходит движение групп вдоль «приледникового коридора» на запад и север Скандинавии (культуры Хансбекка, Комса и Фосна) [10].

По мнению Н.Н. Гуриной [11] мезолитические стоянки Кольского полуострова характеризуются следующими особенностями: не имеют мощного культурного слоя (не более 10-15 см), имеют малую площадь,

нередко располагаются непосредственно на скальной поверхности или бечевнике, характеризуются полным отсутствием органического материала. По характерным особенностям отмеченные стоянки относятся к культуре Комса, ориентированной на заселение высоких приморских террас (рис. 3).



Рис. 3. Стоянки культуры Комса и синхронные им памятники по К. Мейнандеру [11].

По мнению В.Я. Шумкина [12] культура Комса были представителями Аренсбургской культуры, которые по неизвестной причине заселила прибрежную зону изрезанного берега севера Фенноскандии. В большей степени они были собирателями литоральной зоны и охотниками на морского зверя, и рыболовами.

Значительно осложняет понимание вопроса первоначального заселения Кольского полуострова человеком отсутствие достоверных датировок археологических артефактов. Постледниковая колонизация побережий Норвегии, внутренние области Финнмарка, северной Лапландии и Кольского п-ова происходила в поздне-пребореальный период (PB₂ – 10000-9300 л. н.). Предположительно старейшими, относящимися к культуре Комса, являются находки Рыбачьего полуострова. Более молодой возраст имеют находки в западной континентальной части полуострова и восточного побережья в прибрежной тундре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев И.И. Палеогеография западной части Кольского полуострова в неогене и антропогене // Изв. РГО. – 1979. – Вып. 4. – С. 316-324.
2. Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Gervais B.R., Borisova O.K., Snyder J.A. Holocene vegetation history and climate change on the northern Kola Peninsula, Russia: a case study from a small tundra lake // Quaternary International. – 2004. – V. 122. – P. 57-68.
3. Малясова Е.С., Ельчинова Е.М., Вишневская Е.М. Пыльца и споры из донных осадков центральной части Кольского полуострова и некоторые вопросы палеогеографии голоцена этой территории // Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. – Л., 1974.
4. Seppa H., Glen M. MacDonald, H. John, B. Birks. Late-Quaternary summer temperature changes in the northern-European tree-line region // Quaternary Research. – 2008. – V. 69. – P. 404-412.
5. Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Пространственно-временная реконструкция ландшафтов позднего плейстоцена и голоцена Северо-запада России // Путь на север: Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: Изд-во РАН, 2008. – С. 173-179.
6. Королева Н.Е. Зональная тундра на Кольском полуострове – реальность или ошибка? // Вестник МГТУ. – 2006. – Т. 9. – № 5. – С. 747-756.
7. Никонов А.А., Шахнович М.М., И. ван дер Плихт. О возрасте остатков мамонта в подморенных отложениях на Кольском полуострове и в Карелии // Доклады Академии наук. География. – 2011. – Т. 436. – № 6. – С. 1-3.
8. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. – Петрозаводск, 2000. – 242 с.
9. Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Пространственно-временная реконструкция ландшафтов и инициальное заселение Фенноскандии // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные

направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 189-192.

10. Долуханов П.М. Эволюция природной среды и раннее расселение человека в Северной Евразии // Путь на север: Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: Изд-во РАН, 2008. – С. 33-47.

11. Гурина Н.Н. История культуры древнего населения Кольского полуострова. – СПб., 1997.

12. Шумкин В.Я. Каменный век восточной Лапландии и первоначальное заселение Арктики // Каменный век европейского севера. – Сыктывкар, 2007. – С. 36-43.

МЕЗОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ КАК МАРКЁР ЭКОСИСТЕМНЫХ ПЕРЕСТРОЕК НИЗКОГО РАНГА

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино
Пушкинский государственный университет, gugali@rambler.ru*

MESOSTRATIGRAPHY OF MIDDLE- AND LATE VALDAI LOESS-LIKE LOAMS AS THE MARKER OF LOW-RANGE EKOSYSTEMIC REARRANGEMENTS

Gugalinskaya L.A., Alifanov V.M.

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

Понятие о зональных почвах, появившееся в начале XX в. в результате развития учения В.В. Докучаева о природной зональности, используется с целью наиболее полно отразить влияние зональных биоклиматических условий на формирование почв. Однако внутри каждой из природных зон существует большое разнообразие строения профилей зональных почв, развитых преимущественно на поздневалдайских лессовидных суглинках в качестве почвообразующих пород, и влиянием только биоклиматических факторов это разнообразие объяснить не удастся. При этом наиболее запутанные связи строения почвенных профилей с климатом и биотой существуют в автоморфных суглинистых почвах. Факт неодинакового строения профилей автоморфных суглинистых почв даже в недалеко расположенных разрезах одних и тех же ландшафтных позиций вызвал необходимость обратиться к рассмотрению почвенного покрова как продукта граничных условий, зоны столкновения динамических процессов, действующих внутри и на поверхности верхней части земной коры, то есть к развитию геогенных факторов педогенеза.

Анализ полевых материалов, полученных при изучении современных и древних почв центра Восточно-Европейской равнины (серые лесные почвы и черноземы) в объектах, имеющих значительно большую по сравнению с традиционным почвенным разрезом обзорную площадь, показал, что покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород (то есть верхние примерно 3 метра) не представляют собой монолитогенной толщи. Если наблюдать суглинки на большом протяжении, можно обнаружить в их толще не только отчетливые погребенные почвы, но и слои слабо развитых, практически не имеющих выраженных гумусово-аккумулятивных горизонтов, инициальных погребенных почв или элементарных почвенных образований (ЭПО). Отчетливо выраженные полнопрофильные погребенные почвы чаще встречаются в профилях черноземов, комбинации из ЭПО составляют профили серых лесных почв. ЭПО отличаются друг от друга или чуть более заметной буровой окраской, или наличием карбонатных новообразований, или иной оструктуренностью мелкозема и другими признаками. ЭПО ведут себя как погребенные почвы, то есть как самостоятельные литостратиграфические единицы.

Накопление почвообразующих пород (то есть толщи покровных лессовидных суглинков, затронутых голоценовым почвообразованием) исследованных серых лесных почв и черноземов центра Восточно-Европейской равнины началось в средневалдайский мегаинтерстадиал и продолжалось со многими перерывами, связанными с развитием погребенных почв, до начала голоцена. Изучение не только отчетливо выраженных погребенных почв, но и ЭПО, а также определение их радиоуглеродного возраста позволило впервые выделить перерывы в осадконакоплении на низком таксономическом уровне и выявить последовательность экосистемных перестроек, связанных с чередованием периодов лито- и педогенеза, начиная со средневалдайского мегаинтерстадиала в этом регионе (Московская, Тульская, Воронежская области).

Накопление почвообразующих пород исследованных серых лесных почв (северный склон Среднерусской возвышенности, юг Московской области, зона широколиственных лесов; N 54°50', E 37°37') началось несколько более 30 тыс. лет назад. Две слабо выраженные и, по морфологическим характеристикам, очевид-

но, переотложенные погребенные почвы, подстилающие профиль голоценовой лесной почвы, имеют возраст 33000 ± 1020 лет (3806 ИГАН, разрез 2-2007, глубина образца 310-315 см) и $28\,640 \pm 1300$ (3807 ИГАН, разрез 2-2007, глубина образца 325-340 см). Профили всех исследованных серых лесных почв состоят из наложенных друг на друга отчетливо выраженных ЭПО, система которых является матрицей для формирования голоценовых почвенных генетических горизонтов. К сожалению, практически все ЭПО исследованных почв не имеют своих гумусовых горизонтов, за исключением ЭПО, перекрывающего и выполняющего псевдоморфозу по повторно-жильному льду. Начинается эта крупная клиновидная грунтовая структура (ККГС) на глубине 140 см и простирается вниз до глубины почти 4 м. Радиоуглеродный возраст гумусового горизонта этого ЭПО составляет $14\,570 \pm$ лет (3808 ИГАН, разрез 6-2007, глубина образца 140-170 см), радиоуглеродный возраст гумусового заполнения ККГС составляет 14100 ± 370 лет (3809 ИГАН, разрез 6-2007, глубина образца 345-355 см).

Накопление почвообразующих пород исследованных оподзоленных и выщелоченных черноземов (северо-восточный склон Среднерусской возвышенности, север Тульской области, зона лесостепи; N $54^{\circ}38'$, E $38^{\circ}28'$) началось после поздневалдайского этапа формирования ККГС, то есть около 15-16 тыс. лет назад. В исследованных разрезах ККГС внедряются в морену. При этом почвообразующие породы в недалеко расположенных разрезах могут быть растянутыми на 4-5 м, и могут быть сильно сокращены до мощности менее 2-х м. Радиоуглеродный возраст первой от современного гумусового горизонта погребенной почвы составляет 12850 ± 1100 лет (ГИН-14221, разрез 1-2009, глубина образца 195-215 см).

Накопление почвообразующих пород исследованных черноземов типичных в заказнике Каменная степь (водораздел Волги и Дона, юг Воронежской области, практически плоская поверхность на водоразделе между балкой Таловой и рекой Чиглой, наивысшая отметка поверхности составляет 198 м степная зона; N $51^{\circ}03'$, E $40^{\circ}42'$) началось в средневалдайский мегаинтерстадиал и продолжалось со многими перерывами, связанными с развитием впервые описанных нами в Каменной степи погребенных почв, до начала голоцена. Этот вывод подтверждается тем фактом, что наиболее полные профили черноземов подстилаются, имеющей радиоуглеродный возраст > 45 тыс. лет (2662 ИГАН, разрез 1-2002, глубина образца 170-240 см). Существуют профили современных черноземов, подстилаемые более молодыми погребенными почвами возрастом около 36 тыс. лет (36500 ± 1200 лет, 3810 ИГАН, разрез 1-2000, глубина образца 198-225 см; 36200 ± 1700 лет, 3815 ИГАН, разрез 9-2007, глубина образца 185-225 см). Практически в каждом исследованном профиле современных черноземов Каменной степи встречается погребенная почва, радиоуглеродный возраст которой соответствует брянскому интервалу: 25290 ± 1290 лет, (2772 ИГАН, разрез 1-2000, глубина образца 295-320 см); 26710 ± 1800 лет, (3812 ИГАН, разрез 6-2005, глубина образца 200-230 см); $27\,480 \pm 1800$ лет, (3812, разрез 9-2005, глубина образца 230-260 см); 28940 ± 1800 лет, (3816 ИГАН, разрез 1-2004, глубина образца, подстилаемого мореной, 198-225 см). Выявлена также пущинская погребенная почва возрастом 17850 ± 650 лет (3817 ИГАН, разрез 9-2007, глубина образца 135-160 см), впервые описанная нами в районе г. Пущино, здесь её радиоуглеродный возраст составил 18800 ± 1200 (ГИН-4025) [1]. Кроме того, определения радиоуглеродного возраста нижней части гумусовых горизонтов исследованных черноземов (так называемых «вторых гумусовых горизонтов») показало традиционные для этих горизонтов даты: 5980 ± 60 лет (2770 ИГАН, разрез 1-2000, глубина образца 73-95 см), 6730 ± 60 лет (2769, ИГАН, разрез 2-2001, глубина образца 80-100 см) и 6390 ± 80 (2663 ИГАН, разрез 1-2000, глубина образца 46-81 см). У нас имеются сомнения в том, что эти датировки (впрочем, как и вся основная часть пула аналогичных датировок) отражают реальное время формирования вторых гумусовых горизонтов голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины. Изученная нами шолмская погребенная почва, сохранившаяся отдельно от голоценового гумусового горизонта (ниже него), имела ярко выраженные признаки криоморфизма, а по археологическим характеристикам была отнесена к финальному палеолиту [2]. В разрезе, где шолмская погребенная почва вошла в гумусовый горизонт современного чернозема и органическое вещество шолмской почвы подверглась омоложению за счет воздействия голоценового органического вещества, ее радиоуглеродный возраст оказался равным 5420 ± 100 лет (ГИН-14223). Мы предполагаем, что вторые гумусовые горизонты исследованных черноземов Каменной степи также старше их радиоуглеродного возраста.

Таким образом, наши материалы позволяют предполагать, что геогенный фактор голоценового педогенеза зародился задолго до голоцена и определялся развитием природного процесса в средне- и поздневалдайское время. Известно, что климатические пульсации в это время обусловили стадийно-ритмический характер деградации ледникового покрова, таяния многолетней мерзлоты, переувлажнения грунтов в перигляциальной зоне. По данным палинологов в интерстадиальные и интерфазиальные перестройки этого времени на плакорах центра Восточно-Европейской равнины развивались травянистые сообщества, в долинах существовали редкостойные таежные леса. В одно из самых изученных интерстадиальных потеплений – брянское - формировался достаточно выраженный континуальный почвенный покров. Мы предполагаем, что во времена и интерфазиальных потеплений в условиях существования растительного покрова могли формироваться почвы, но почвы эти должны быть весьма специфическими, непохожими на известные специалистам погребенные почвы, поскольку сведения об их обнаружениях в литературе отсутствуют (существование интерфазиалов подтверждалось находками не погребенных почв, а погребенных аллювиальных и торфянистых отложений).

Собственная малая мощность (30-50 см) и слабая выраженность ЭПО предполагает, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени. Состоящие из ЭПО многослойные образования мы назвали педоциклитами и педолитоциклитами. То есть педоциклиты толщи, уже прошедшие почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, могло унаследовать и (или) трансформировать некоторые из признаков реликтового перигляциального педогенеза.

Приблизительное арифметическое группирование полученных датировок образует хронологический ряд максимумов периодов педогенеза в средне- и поздневалдайское время (в тысячах лет назад), разделяющих периоды литогенеза: 36 – 33 – 29 – 27 – 25 – 18,5 – 15 – 13 – 11. В этот ряд мы включили расчетный 11-тысячелетний максимум формирования почвы, в настоящее время включенной в голоценовый гумусовый горизонт в качестве второго гумусового горизонта почти всех почв центра Восточно-Европейской равнины, по следующим причинам: во-первых, по облику обнаруженного в горизонте вкладышевого кремневого оружия бытование поселения археологи относят к аллерёду [2]; во вторых, эти горизонты могут отделяться от голоценовых гумусовых горизонтов, превращаясь в самостоятельную погребенную почву; в-третьих, эти погребенные почвы всегда имеют криоморфный облик, то есть формировались при участии мерзлоты, которая, как известно, в голоцене в центре Восточно-Европейской уже отсутствовала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 11-04-00354, 11-04-01083), Программы Президиума РАН (подпрограмма 2), Программы «Развитие научного потенциала высшей школы», код .1.1/13314

ЛИТЕРАТУРА

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В. К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. – 1988. – № 9. – С. 76-84.
2. Гугалинская Л.А. и др. Шолмская погребенная почва на финальнопалеолитическом поселении Шолма-I (Приволжская возвышенность, Чувашское плато) // Бюлл. КИЧП. – 2010. – № 70. – С. 45-58.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕЛЬЕФЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Гусев Е.А.¹, Зинченко А.Г.¹, Аникина Н.Ю.², Деревянко Л.Г.², Попов В.В.³

¹ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru

² Горно-геологическая компания «Миреко», Сыктывкар

³ ВНИГРИ, Санкт-Петербург

RELIEF AND QUATERNARY SEDIMENTS FROM OUTER PART OF EAST SIBERIAN SEA: NEW DATA

Gusev E.A.¹, Zinchenko A.G.¹, Anikina N.Yu.², Derevyanko L.G.², Popov V.V.³

¹ I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia, St.Petersburg

² Mireco Mining Geological Company, Syktyvkar

³ VNIGRI, St.Petersburg

Внешний шельф Восточно-Сибирского моря до настоящего времени остается малоизученным в геолого-геофизическом отношении. Новые данные были получены в 2007 г. в рамках комплексной научной экспедиции «Арктика-2007» на борту научно-экспедиционного судна «Академик Федоров» (26 рейс) [1]. В 220 км к востоку от о-ва Жаннетты архипелага Де-Лонга, проводились эхолотирование морского дна и донный пробоотбор с помощью гидростатической трубки длиной 4 м.

Ранее во ВНИИОкеангеология на площадь исследования был составлен лист Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 Т-57-60 (редактор Ю.Е. Погребницкий). В качестве географической основы листа использовалась составленная в ГУНиО батиметрическая карта масштаба 1:1 000 000. На ней (рис. 1 А) в интервале глубин 80-115 м выделяется обширный участок внешнего шельфа, отличающийся повышенной расчлененностью. Изобаты здесь очерчивают долинообразные понижения дна глубиной 10-20 м и шириной около 10 км, которые прослеживаются на расстояние 100-120 км и более. Понижения разделены грядами высотой до 15 м, шириной 3-10 км. Эрозионная сеть имеет параллельный рисунок. Долины и гряды имеют в целом северо-восточное простирание. Эхолотный профиль, полученный в ходе экспедиции (рис. 1Б), показывает более мелкие детали расчлененности дна в этом и близлежащих районах. Выявлено, что в интервале глубин 70-190 м на всем протяжении профиля дно имеет пилообразный облик. Врезы чередуются с преимущественно узкими

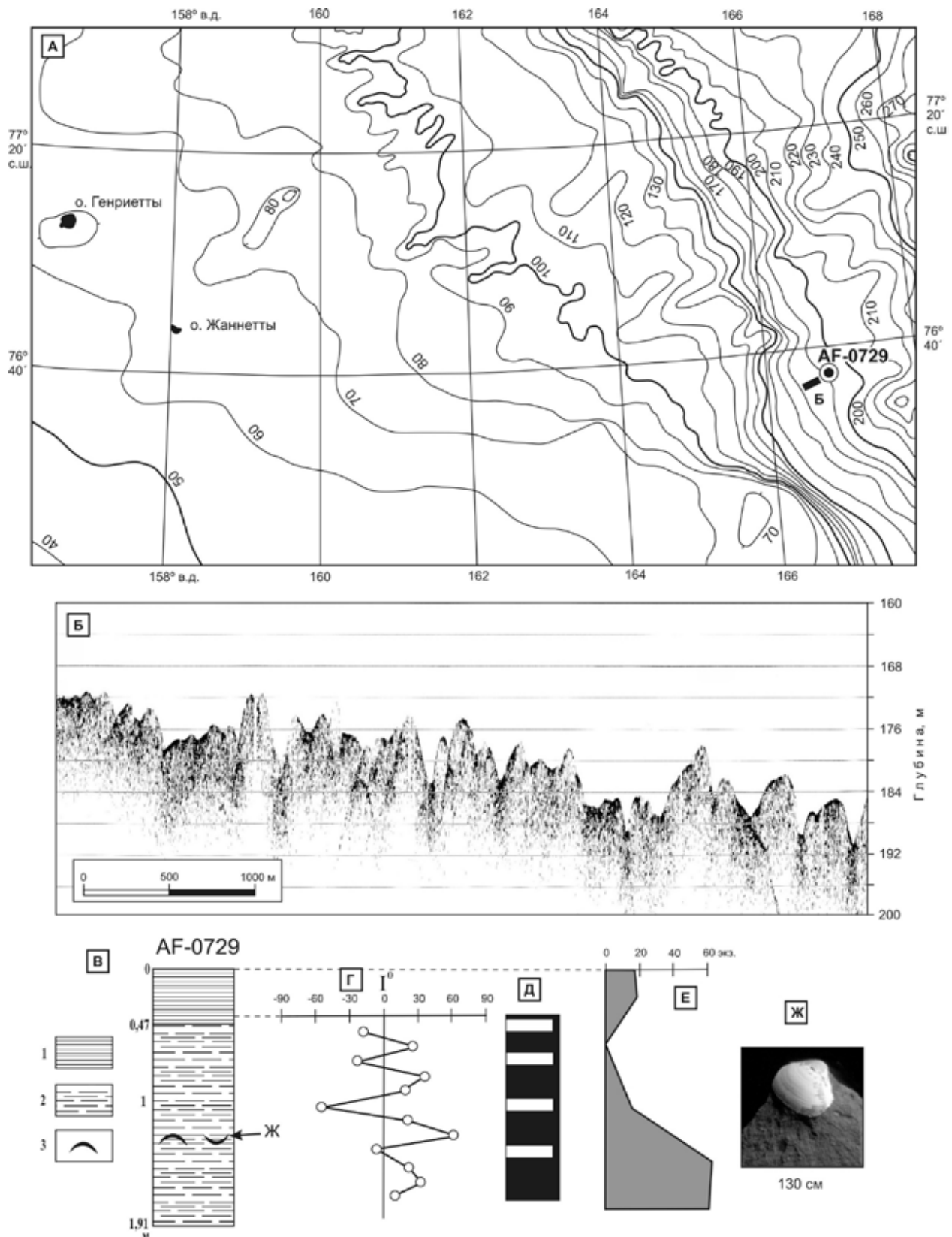


Рис. 1. А – фрагмент батиметрической карты листа Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 Т-57-60. Сечение рельефа – 10 м. Вокруг островов изобаты не проведены из-за отсутствия кондиционных данных. Б – фрагмент эхолотного профиля длиной около 4 км. В – литологическая колонка станции AF-0729: 1 – алевропелит, 2 – глинистый алеврит, 3 – раковины моллюсков. Г – наклонение вектора намагниченности осадков I°. Д – полярность намагниченности осадков. Е – Содержание бентосных фораминифер (экз./50 гр). Ж – фото моллюска с глубины 1,3 м.

гребневидными водоразделами, сглаженные водоразделы единичны. Понижения дна чаще имеют выраженный V-образный профиль. Гораздо реже встречаются более широкие врезы с несколько выположенным за счет аккумуляции осадков дном. С ростом глубин морского дна глубина вреза эрозионных рытвин возрастает. Так, на глубинах около 80 м врез, как правило, не превышает 2 м, лишь в единичных случаях достигая 3-4 м, а, начиная с отметок 84 м наряду с участками мелко расчлененного дна нередки врезы в 4 м и более. После 115-120 м общий уклон дна в сторону глубоководного бассейна возрастает. Увеличивается и врез эрозионных рытвин. На отметках около 150 м разница в отметках тальвегов и водоразделов может достигать 8-12 м. Возрастает с глубиной моря и ширина рытвин от 100-150 до 200-300 м.

На геологической станции AF-0729 (76° 36' 13,8" с.ш., 161° 42' 4,3" в.д., глубина моря 192 м) была получена колонка керна длиной 1,91 м (рис. 1 В). Верхние 47 см керна представляют собой алевропелит с примесью песка желтовато-коричневого цвета, мягкопластичной консистенции. Интервал 47-191 см представлен тугопластичным до твердого (с трудом режется ножом), сухим глинистым алевролитом с примесью мелкозернистого песка и редким гравием. В нижней части керн имеет слабый запах сероводорода. По всему интервалу – мелкие пятна и гнезда органического вещества. На глубине 130 см встречена раковина двустворки *Portlandia arctica* (Gray) (рис. 1 Ж). Был произведен палеомагнитный, спорово-пыльцевой и микрофаунистический анализы образцов из колонки.

Палеомагнитная характеристика. Верхний интервал мягкопластичных осадков (до глубины 47 см) не опробовался. В образцах из интервала плотных глинистых алевролитов (47-191 см) выделяется компонента преимущественно прямой полярности, при этом наблюдается частая смена полярности по разрезу (рис. 1 Г, Д).

Палинологическая характеристика. Из приповерхностной пробы (30 см) определены 2 зерна сем. Polypodiaceae, 1 зерно - *Sphagnum* sp. и 1 зерно разнотравья современного облика; кроме того, присутствуют в небольшом количестве растительные остатки, угольная крошка и отмечаются единичные спикеры губок. Ниже по разрезу колонки, из плотных глинистых алевролитов определены, судя по всему, переотложенные палиноморфы. Они характеризуются похожими спектрами, указывающими на лесную растительность островного типа. По всей видимости, источником сноса для этих отложений являлись среднемиоценовые породы [3]. По палинологическим данным, в среднемиоценовое время в регионе произрастали леса смешанного типа, представляющие собой палинозону с *Betula-Alnus-Corylus-Pinus*-широколиственными. В мацерате отмечаются растительные остатки, угольная крошка, единичные спикеры губок, центрические диатомовые водоросли. Данный спорово-пыльцевой комплекс сопоставляется с комплексом *Alnus* - Polypodiaceae в Западной Сибири (бещеульский горизонт), похожими комплексами из верхнеиндикиляхского подгоризонта Северо-Востока России и др.

Бентосные фораминиферы. Проба из приповерхностного интервала 22-32 см содержит большое количество песчанистых, очень хрупких, агглютинированных раковинок фораминифер, которые существуют сейчас в глубоководных холодноводных морских бассейнах. Вероятнее всего, этот комплекс является современным. Образец, отобранный из верхней части уплотненных глинистых алевролитов (57-65 см) не содержал остатков фораминифер. Образцы из интервала 110-190 см имеют сходные комплексы, в которых выделены от 7 до 12 видов и от 13 до 59 экземпляров фораминифер (рис. 1 Е), в основном арктического и аркто-бореального типа. Сохранность материала от средней до плохой. В этих образцах определены небольшое количество *Retrolphidium atlanticum*, *Melonis zaandamae*, *Haynesi orbicularis*, количественно больше *Cassidulina subacuta*, присутствуют *Globigerina bulloides* и др. Раковинки в основном мелкие, не достигающие размеров взрослых особей, что может свидетельствовать о неблагоприятных условиях существования микрофауны.

Обсуждение результатов аналитических исследований. Проведенное изучение образцов из колонки AF-0729 показало двучленное строение ее разреза. Верхний интервал осадков, скорее всего, представлен современными (позднеголоценовыми) мягкопластичными алевропелитовыми илами, которые залегают на размытой поверхности плотных глинистых алевролитов. Алевролиты прямо намагничены, содержат инситуную четвертичную микрофауну, а также переотложенные пыльцу и споры среднемиоценовых растений. По полученным данным, можно предположить, что алевролиты могли формироваться в открытом глубоководном морском бассейне с несколько пониженной соленостью. Комплексы содержащихся в них фораминифер аналогичны выявленным В.Я. Слободным и В.И. Гудиной в санчуговских слоях Севера Сибири. Возраст последних, ограничивается концом среднего плейстоцена.

Обсуждение и выводы. В северной части Восточно-Сибирского моря, в интервале глубин 80-200 м распространены среднеплейстоценовые (?) плотные морские глинистые алевролиты, выступающие на поверхности морского дна или перекрытые маломощным слоем голоценовых осадков. Глинистые алевролиты подверглись размыту с образованием характерных эрозионных форм, которые имеют на эхোগраммах пилообразный зубчатый профиль. Расчлененный рельеф, совпадающий с выступами на поверхности морского дна среднеплейстоценовых (?) уплотненных осадков, по-видимому, характерен для большей части наклонной равнины внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря. Крупные формы наиболее контрастно выражены в интервале глубин 85-120 м и, по-видимому, связаны с субэральными речными долинами времени сартанской регрессии

[2, 4, 5]. Что касается более мелких форм, то они, возможно, имеют иную природу. Не исключено, что они были выработаны в субаквальных условиях в связи с углублением внешнего шельфа.

Не исключено также, что пилообразный профиль морского дна в данной области выработан благодаря выпаивающей деятельности айсбергов. Похожие структуры наблюдались в районе внешней части шельфа Чукотского моря [7]. Там, кроме эхолотирования были проведены также профильные сонарные исследования, которые выявили различия в ориентировке рытвин. Неупорядоченные, разнонаправленные, пересекающиеся борозды не оставляют сомнений в айсберговом происхождении этих структур. Такой же пилообразный профиль, выработанный по плотным суглинкам, но перекрытый и выровненный мягкопластичными голоценовыми осадками наблюдается в северо-восточной части Чукотского шельфа [6].

Работы по изучению отложений были частично профинансированы по Гранту Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских ВУЗах № 11.G34.31.0025.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашик И.М., Соколов В.Т. Основные итоги и предварительные результаты экспедиции «Арктика-2007» // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – № 3 (80). – С. 72-85.
2. Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. – М.: Наука, 1982. – С. 179-185.
3. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А. Переотложенные споры и пыльца в голоценовых осадках внешней части Арктического шельфа России // Квартер-2009: VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Новосибирск, 19-23 октября 2009 г.). – Новосибирск: Изд. Сиб. отделения РАН, 2009. – С. 185-188.
4. Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования. – Л.: Недра, 1982. – 272 с.
5. Стрелков С.А. Развитие береговой линии Арктических морей СССР в четвертичном периоде // Тр. Ин-та геол. Акад. наук Эстон. ССР. – 1961. – Вып. VIII. – С. 133-146.
6. Hill J.C., Driscoll N.W. Iceberg discharge to the Chukchi shelf during the Younger Dryas // Quaternary Research. – 2010. – V. 74. – P. 57-62.
7. Polyak L., Darby D.A., Bischof J.F., Jakobsson M. Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean // Quaternary Research. – 2007. – V. 67. – P. 234-245.

ПАРАСТРАТОТИП СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА МЕСТОНаХОЖДЕНИЕ СТАРЫЕ КИЕШКИ И ЕГО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Данукалова Г.А.¹, Лаптева Е.Г.², Корона О.М.²

¹ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, danukalova@anrb.ru

² Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

THE MIDDLE HOLOCENE PARASTRATOTYPE OLD KIESHKE SITE AND ITS PALAEOBOTANIC CHARACTERISTIC (SOUTHERN FOREURALS)

Danukalova G.A.¹, Lapteva E.G.², Korona O.M.²

¹ Institute of Geology, USC RAS, Ufa

² Institute of Ecology of Plants and Animals, Ural Branch, RAS, Ekaterinburg

Стратотипы и опорные разрезы подразделений голоцена на территории Южноуральского региона сложены рыхлыми отложениями различного генезиса, находящиеся в зоне постоянного влияния геологических процессов, главенствующим из которых является эрозия. Наиболее ценными с точки зрения стратиграфии, но и наименее «долгоживущими» являются аллювиальные террасы. Задачей стратиграфов является постоянный поиск новых опорных разрезов взамен разрушающихся и таким образом постоянное поддержание и обновление стратиграфических региональных схем. Местонахождение Ст. Киешки находится на высокой пойме левого берега р. Белая в районе д. Старые Киешки Кармаскалинского района Республики Башкортостан. Разрез описан и опробован в 2005 г. А.А. Еремеевым Е.М. Осиповой и Г.А. Данукаловой. Для реконструкции динамики растительности и палеоэкологических условий использованы палинологический и карпологический методы, выполненные в соответствии с общепринятыми методиками Е.Г. Лаптевой и О.М. Корона [1, 2].

Стратиграфия. Отложения, изученные в разрезе Ст. Киешки относятся к агидельскому горизонту стратиграфической схемы квартала Южноуральского региона. Верхний голоцен представлен субэдральными (почва), аллювиальными (пойменная фация) (супесь) отложениями мощностью 1,3 м. Средний голоцен – ста-

ричными (суглинок) и биогенными (торф, древесина, глина) отложениями (3,4 м). Нижнеголоценовые озерные (старичные) осадки (глина) (1,8 м) с размывом лежат на аллювиальном песке миоцена (?), уходящем под уровень воды в реке).

Радиоуглеродные датировки получены в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя института геологии СОАН старшим научным сотрудником к.г.-м.н. Л.А. Орловой из сл.4: 4375 ± 130 лет СОАН-6179 (на уровне СП 62-63, древесина), 3610 ± 120 лет СОАН-6180 (на уровне СП 69-70, древесина), 3230 ± 80 лет СОАН-6181 (на уровне СП 87-85, гуминовые кислоты).

Моллюски (определение Е.М. Осиповой). В результате промывки в слое 2 найдены единичные раковинки *Valvata piscinalis* (Müll.) (2 juv.), *Lytnaea* sp. (1 juv.), в слое 5 – оперкулюм (*Bithynia* sp.) (более 100).

Палинологические данные. На палинологической диаграмме выделено 5 основных палинозон (рис.). Содержание таксонов на диаграмме вычислены от общей суммы пыльцы и спор.

Палинозона 1 (глуб. 6,5-5,1 м) объединяет спорово-пыльцевые спектры (СПС), в которых в группе пыльцы древесных пород и кустарников максимально содержание пыльцы *Betula pubescens* type, значительное количество пыльцы *Pinus Diploxylon* type и *Salix*, присутствует пыльца *Picea* и широколиственных пород (*Ulmus glabra* type, *Quercus robur* type, *Acer*, *Carpinus betulus* type и *Corylus avellana* type). В группе пыльцы травянистых растений и кустарничков преобладают пыльцевые зерна *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Superaceae*, встречается пыльца *Ephedra*. Довольно велико разнообразие пыльцы представителей лугового разнотравья. Споры *Polypodiophyta* и *Bryales* присутствуют в небольшом количестве. СПС характеризуют растительность березовых лесов с участием сосны и богато-разнотравным травянистым покровом. Встречались лесные формации с участием ели, вяза, граба, клена и лещины. Довольно высокое содержание пыльцы полыни и маревых, а также единичная встречаемость пыльцы эфедры может характеризовать сообщества засоленных или каменистых субстратов, возможно, с нарушенным травянистым покровом. В то же время это может указывать на некоторую ксеротизацию климата в одну из фаз среднего голоцена. Абсолютных датировок для этого слоя не получено, поэтому о возрасте отложений можно судить лишь предположительно.

Палинозона 2 (глуб. 5,1-4,8 м) включает СПС, в которых на фоне сокращения содержания пыльцы берез наблюдается преобладание пыльцы сосны, увеличение содержания пыльцы ели и вяза, появление пыльцы *Alnus glutinosa* type. Содержание пыльцы полыни, маревых и эфедры сократилось, а спор папоротников возросло. СПС отражают растительность сосновых лесов с участием широколиственных пород и ели с развитым травянистым покровом. В старицах или по берегам реки встречались вяз и ольха. Подобные растительные сообщества формировались при увеличении влагообеспеченности по сравнению с предыдущей фазой.

Палинозона 3 (глуб. 4,8-2,7 м) объединяет СПС с максимальным содержанием пыльцы ольхи (более 30 %), вяза (более 10 %) и дуба (около 10 %), появляется пыльца *Tilia cordata* type, содержание пыльцы сосны, ели и берез незначительно. Единично встречается пыльца *Lonicera*, лещины и представителей семейства *Rhamnaceae*. В группе пыльцы травянистых растений и кустарничков преобладают пыльцевые зерна *Superaceae* и *Roaceae*, велико разнообразие пыльцы представителей лугового разнотравья. Обильны споры *Polypodiophyta*. СПС в большей степени характеризуют развитие локальной пойменной растительности (ольха и вяз). Субрегиональную растительность формировали смешанные леса, в древостое которых встречались береза, сосна, липа, дуб, клен и вяз. В соответствии с радиоуглеродными датами (4375 ± 130 , 3610 ± 120 , и 3230 ± 80 лет назад) данные сообщества произрастали в суббореальной фазе среднего голоцена.

Палинозона 4 (глуб. 2,7-0,7 м). В СПС отмечено господство спор папоротников, отражающих локальную растительность пойменных лесов. В группе пыльцы древесных растений обилие пыльцы ольхи сменяется преобладанием пыльцы сосны, доля пыльцы липы увеличилась вдвое, сократилось количество пыльцы других древесных, единично встречается пыльца *Abies*. В группе пыльцы травянистых растений отмечается увеличение количества пыльцевых зерен *Artemisia*. СПС отражают широкое развитие сосновых лесов с участием липы, ели и пихты. Липа могла формировать чистые сообщества с участием дуба и вяза. Влагообеспеченность значительно уменьшилась по сравнению с предыдущей фазой. Подобные сообщества могли начать формироваться в конце суббореальной фазы и произрастать на протяжении субатлантической фазы.

Палинозона 5 характеризует последние 0,5 м отложений. В СПС доминирует пыльца сосны, содержание пыльцы широколиственных пород единично. Разнообразие пыльцы видов разнотравья сократилось, возросла доля пыльцы полыни, маревых и злаков. СПС характеризуют широкое развитие сосновых лесов, в древостое которых встречались ели, липа и единичные пихты. Повсеместное развитие таких сообществ, скорее всего, обусловлено похолоданием и увеличением сухости климата во второй половине субатлантической фазы голоцена.

Карпологиические данные. Семенные комплексы. Для карпологиического анализа были отобраны образцы из 5 и 4 слоев.

Слой 5 (глуб. 5,5-6,0 м). Обнаружены макроостатки двух видов древесных растений: *Betula pendula* (крылатки, прицветная чешуя) и *Padus avium* (1 фрагмент косточки). Травы представлены многочисленными и разнообразными остатками водных растений: *Potamogeton lucens*, *P. pectinatus*, *P. pusillus*, *Zannichellia palustris*, *Najas marina*, *N. major*, *Caulinia minor*, *Nymphaea candida*, *Nuphar lutea*, *Ceratophyllum demersum*. Многие растения, остат-

ки которых обнаружены в данном слое, предпочитают глубины от 0,5 до 2,5 м, причем 80% от общего количества плодов и семян принадлежат травам, растущим в слабосоленой воде (наяды морская и большая, каулиния малая, камыш озерный). Разнообразны, но немногочисленны остатки растений, обитающих по берегам водоемов и в воде: *Sparganium emersum*, *Sp. minimum*, *Triglochin palustre*, *Sagittaria* sp., *Butomus umbellatus*, *Scirpus lacustris*, *Eleocharis*, *Carex aquatilis*, *C. disperma*, *Urtica dioica* L., *Rumex maritimus*, *Polygonum lapathifolium*, *Chenopodium polyspermum*, *Ch. rubrum*, *Thalictrum simplex*, *Caltha palustris*, *Lycopus europaeus*. Семенной комплекс характеризует растительность зарастающей старицы с солоноватой водой, окруженной прибрежными зарослями березы и черемухи.

Слой 4 (глуб. 3,6-4,3 м). Деревья представлены многочисленными фрагментами плодов, прицветными чешуями и крылатками *Alnus glutinosa*, фрагментом плода *Tilia cordata* и крылатками березы. Обнаружены остатки двух видов кустарников: косточки и их фрагменты *Frangula alnus* и одна косточка *Rubus idaeus*. Количество остатков водных трав значительно меньше, чем в слое 5, и они не столь разнообразны: рдест маленький, наяды, *Lemna trisulca*, *Ceratophyllum platyacanthum*, *C. submersum*. Группа прибрежно-водных трав содержит как остатки обнаруженных ранее (11 видов), так и найденных только в этом слое растений: *Sparganium erectum*, *Alisma plantago-aquatica*, *Carex pseudocyperus*, *Chenopodium hybridum*, *Comarum palustre*, *Cicuta virosa*, *Oenanthe aquatica*, *Menyanthes trifoliata*, *Solanum* sp. Среди остатков растений этой группы преобладают семена частухи и осоки ложносытевидной. Семена и плоды других видов встречаются единично. Семенной комплекс характеризует прибрежную растительность старицы с зарослями ольхи, участием березы и липы на более сухих участках, с крушиной и малиной в кустарниковом ярусе. Согласно радиоуглеродной дате (3230 ± 80 лет назад) подобные сообщества произрастали в суббореальной фазе среднего голоцена.

Обсуждение результатов. Сравнение результатов, полученных палинологическим и карпологическим методами, показывает, что их палеоэкологическая интерпретация хорошо сопоставима. Палинологические и карпологические данные не противоречат друг другу; некоторые отличия объясняются особенностями формирования СПС и семенных комплексов. Палиноспектры отражают как локальную, так и окружающую региональную и субрегиональную растительность. Комплексы макроостатков растений характеризуют локальную и сублокальную растительность.

Согласно радиоуглеродному датированию, основная часть исследованных отложений формировалась в течение среднего голоцена. Нижняя толща отложений на глубине 5,5-6,0 м сформировалась в водоеме со стоячей или слабопроточной водой. Вокруг водоема произрастали заросли черемухи и березы. В это время на территории Башкирии в бассейне р. Белой на широте г. Уфы произрастали березово-сосновые с примесью широколиственных пород леса. В реконструируемую фазу среднего голоцена произошло увеличение сухости климата, о чем свидетельствует присутствие в СПС пыльцы эфедры, значительного количества пыльцы полыни и маревых и большого количества остатков наяд и каулиний в семенном комплексе, указывающих на процессы

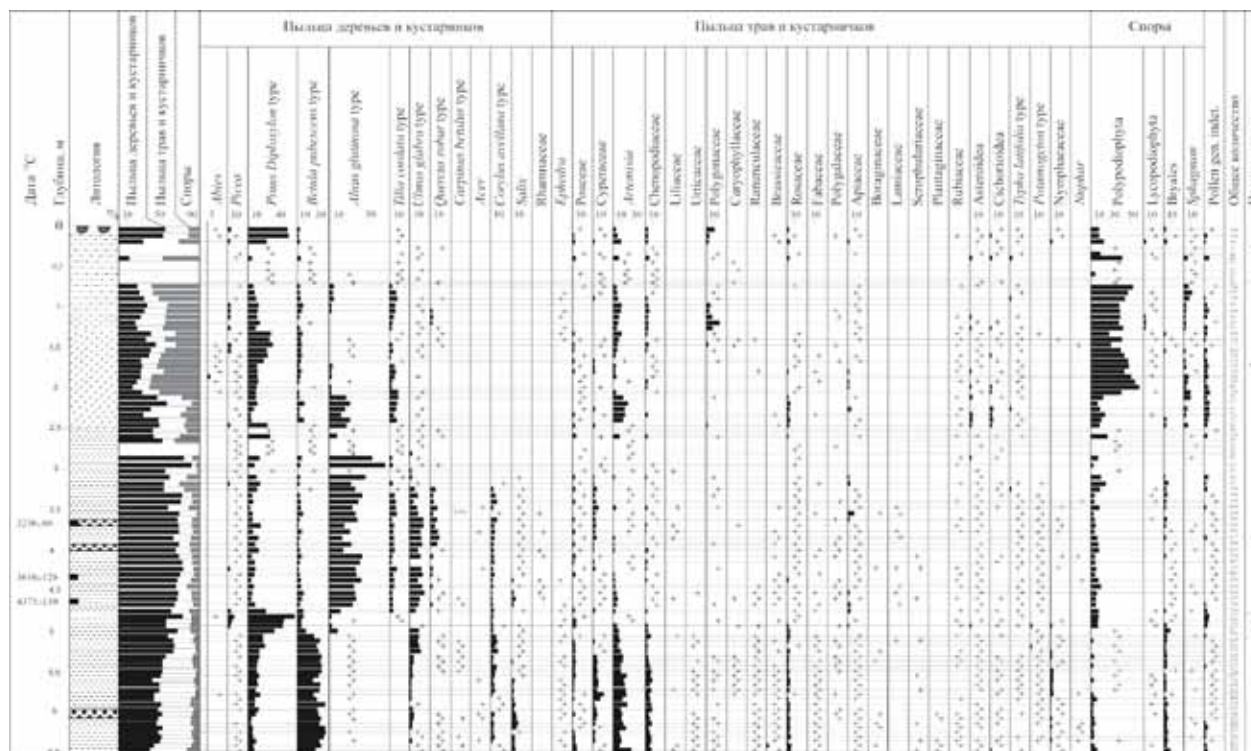


Рис. Парастратотип среднего голоцена местонахождение Старые Киешки и спорово-пыльцевая диаграмма (по Г.А. Данукаловой, А.А. Еремееву и Е.Г. Лаптевой).

засоления. Полученные данные согласуются с данными В.К. Немковой [4, 5], фиксирующей ксеротизацию климата и небольшое похолодание в конце атлантической фазы среднего голоцена.

В начале суббореального периода среднего голоцена, вероятно, при увеличении влагообеспеченности в окрестности распространились леса, в древостое которых увеличилась роль сосны и ели. Последующая фаза этого времени в большей степени характеризует локальные изменения растительности при зарастании водоема. В семенном комплексе значительно уменьшилось количество остатков водных растений за счет исчезновения видов, предпочитающих значительные глубины и слабосоленую воду, и увеличилось количество и разнообразие остатков прибрежно-водных растений. В древесном ярусе произошла смена доминанты с березы на ольху, появились кустарники (малина и крушина). В окрестностях распространились ольховые и вязовые пойменные леса. Региональная растительность была представлена смешанными хвойно-листопадными лесами, в древостое которых встречались береза, сосна, липа, дуб, клен и вяз.

Согласно [4, 5] в суббореальной фазе выделяется три эпохи заметного потепления климата. Полученные палеоботанические данные, согласно радиоуглеродным датам, характеризуют второе суббореальное потепление, которое, видимо, соответствует оптимуму этого периода (примерно 3500 лет назад). По палеоклиматическим реконструкциям [6, 7] в это время среднегодовая температура была выше современной примерно на 1,5°, причем температуры января были выше современных на 2°, июля – на 1°.

В целом, в суббореальный период преобладали хвойные сосновые леса с небольшим участием березы и широколиственных пород, а во вторую половину этого этапа в лесах увеличилась роль липы. В конце суббореальной фазы голоцена выделяется похолодание, сопровождавшееся увеличением влажности климата, что согласуется с палеоклиматической реконструкцией [7].

Субатлантическая фаза голоцена детально не реконструирована. В это время, вероятно, распространились светлехвойные леса с участием ели, пихты и липы. Широколиственные породы встречались единично. Развитие подобных лесных сообществ могло быть обусловлено похолоданием и увеличением сухости климата во второй половине субатлантической фазы голоцена [4, 5, 7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Никитин В.П. Палеокарпологический метод (руководство по методике ископаемых семян и плодов). – Томск: изд-во ТГУ, 1969. – 81 с.
2. Faegri K., Iversen J., Textbook of Pollen Analysis (3rd edn.). – Munksgaard. Copenhagen, 1975. – 169 p.
3. Лисицына Л.И., Папченко В.Г. Флора водоемов России. Определитель сосудистых растений. – М.: Наука, 2000. – 238 с.
4. Немкова В.К. История растительности Предуралья за позднее- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М.: Наука, 1976. – С. 259-275.
5. Немкова В.К. Стратиграфия позднее- и послеледниковых отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 4-45.
6. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М.: Наука, 1987. – С. 39-45.
7. Немкова В.К., Климанов В.А. Характеристики климата Башкирского Предуралья в голоцене // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. – С. 65-71.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОЛЛЮСКОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА – РАННЕГО КВАРТЕРА НОВОСУЛТАНБЕКОВО (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Данукалова Г.А., Осипова Е.М.

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, danukalova@anrb.ru, myrte@mail.ru

RESULTS OF THE MOLLUSC STUDY OF THE LATE PLIOCENE – EARLY QUATERNARY NOVOSULTANBEKOV SITE (SOUTHERN FOREURALS)

Danukalova G.A., Osipova E.M.

Institute of Geology, USC RAS, Ufa

В связи с решением Международной комиссии по стратиграфии (2009 г.) об установлении границы квартера и неогена на отметке 2,6 млн. лет возникла необходимость ревизии всех местонахождений, вскрывающих отложения верхнего плиоцена (гелазия=верхнего акчагыла). На территории Южного Предуралья такие местонахождения хорошо представлены в долине р. Белой, на ее высоком левобережье, где сохранились акча-

гильские поверхности выравнивания на абсолютных отметках от 140 до 160 и более метров. Одним из таких местонахождений является разрез Новосултанбеково, расположенный в овраге восточнее д. Новосултанбеково (Дюртюлинский район Республики Башкортостан). Овраг образован одним из безымянных ручьев, впадающим справа в руч. Зипаньязы, который, в свою очередь, является правым притоком р. Куваш (бассейн р. Белой). Абсолютная отметка бровки оврага около 150 м. Акчагильские отложения описаны впервые примерно в этих местах Д.Н. Буракаевым в 1959 г., затем В.Л. Яхимович в 1962 г., А.В. Сидневым и Е.И. Беззубовой в 1974 г. Были отобраны образцы с раковинами моллюсков. В 2002 г. местонахождение демонстрировалось во время международного геологического совещания INQUA SEQS «Upper Pliocene and Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of the eastern and western parts of Europe» [1]. В результате повышения уровня грунтовых вод, связанного со строительством Нижнекамского водохранилища, борта оврага, вначале эрозионного характера, постепенно оказались затянuty плащом склоновых отложений и закрыты растительностью. Коренные породы были вскрыты расчисткой V в левом склоне оврага, опробованы и описаны Г.А. Данукаловой, А.Г. Яковлевым, А.А. Еремеевым, К.Н. Данукаловым и Е.М. Осиповой. Описание нового разреза V приводится сверху вниз. Корреляция разрезов плиоцен-четвертичных отложений у д. Новосултанбеково показана на рисунке 1.

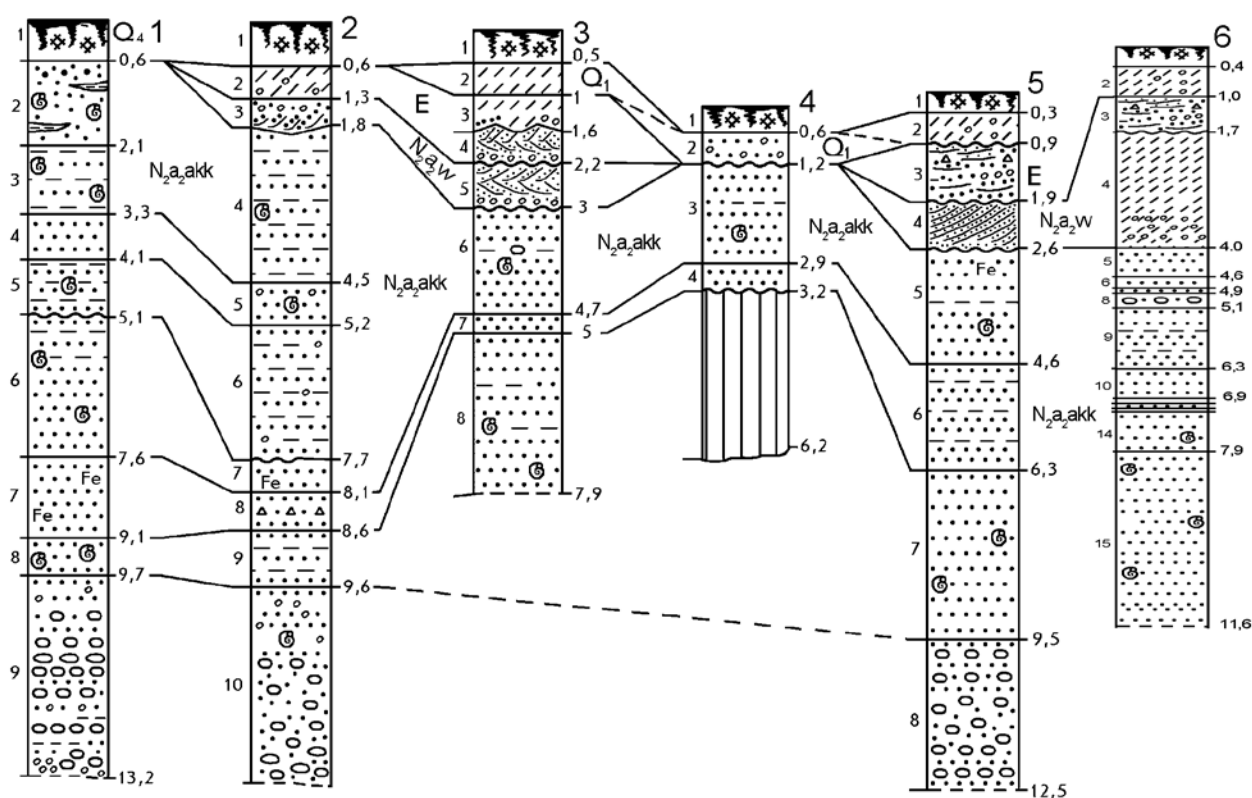


Рис. 1. Корреляция разрезов плиоцен-четвертичных отложений у д. Новосултанбеково.
1 – по В.Л. Яхимович и др. [2]; 2 – разрез I; 3 – разрез II; 4 – разрез III; 5 – разрез IV, 6 – разрез V.

Четвертичная система

Голоцен — Q_4

(субэразальные отложения — pd)

1. Почва черноземная землисто-комковатой структуры с корнями растений, затеками опускается в нижележащий слой. СП-56, 57 (мощность 0,4 м).

Эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен — $E_1 - Q_1$

(делювиальные отложения — d)

2. Суглинок буровато-коричневый легкий пористый СП-47-55 (мощность 0,6 м).

Неогеновая система

Верхний акчагыл, воеводская свита — $N_2 a_2 vv$

(делювиально-аллювиальные отложения — d, a)

3. Песок серовато-коричневый разнотернистый полимиктовый с галькой и раковинами моллюсков. СП-45-46 (мощность 0,6-0,7 м).

4. Суглинок розовато-коричневый легкий, в нижней части слоя – супесь. В слое наблюдается ожелезнение и омарганцевание тонкими прослоями. В 0,2 м от нижней границы слоя расположен прослой с конкрециями розового цвета до 10 см в диаметре, выше на 20 см расположен еще один прослой таких же конкреций, выше на 20 см – белесый прослой мицеллярного типа, выше на 20 см – еще один прослой конкреций (до 15-20 см в диаметре). В суглинке встречаются мелкие редкие хрупкие раковины *Dreissena polymorpha* (Pall.). СП-36-44 (мощность 2,3 м).

Аккулаевская свита — $N_2 a_2 akk$

(лиманные, аллювиальные отложения — *lm, al*)

5. Песок серый полимиктовый средне- и мелкозернистый ожелезненный с раковинами моллюсков. СП-34-35 (мощность 0,5-0,6 м).

6. Песок серый мелкозернистый с прослоями галечника и линзами, заполненными раковинами моллюсков. СП-33 (мощность 0,2 м).

7. Песок серый мелкозернистый глинистый. СП-32 (мощность 0,1 м).

8. Галечник из мелкой гальки с песком серым полимиктовым в виде заполнителя (мощность 0,3 м).

9. Переслаивание песка светло-коричневого полимиктового тонкогоризонтальнослоистого с песком, содержащим гальку и раковины моллюсков. Прослоями песок более глинистый и с редкими раковинами устриц плохой сохранности. СП-28-31 (мощность 1,2 м).

10. Песок светло-коричневый полимиктовый тонко горизонтально слоистый. СП-25-27 (мощность 0,6 м).

11. Галечник в песчано-глинистом заполнителе светло-коричневого цвета. СП-24 (мощность 0,1-0,15 м).

12. Песок серовато-коричневый мелкозернистый с редкими раковинами моллюсков и крупными устрицами плохой сохранности. СП-23 (мощность 0,1-0,15 м).

13. Галечник в светло-коричневом песчано-глинистом заполнителе. СП-22 (мощность 0,05-0,07 м).

14. Песок светло-коричневый полимиктовый мелко- и тонкозернистый, в верхней части слоя с прослоями мелкой гальки и раковинами моллюсков. Граница с нижним слоем неровная. СП-17-18 (глинистый песок), 19-21 (песок с прослоями галек и раковин) (мощность 0,7-0,8 м).

15. Песок серовато-коричневый полимиктовый мелкозернистый, полосами ожелезненный с галькой и раковинами моллюсков. Встречается ожелезненная с поверхности глинистая галька диаметром 3-4 см, прослой средне- и крупнозернистого песка с моллюсками. Верхняя часть слоя – почти галечник, содержащий крупные раковины устриц СП-1-16 (видимая мощность 3,6 м).

Урез воды в руч. Зипаньяз.

Моллюски

В этом разрезе наблюдается смешение наземной, солоноватоводной и пресноводной фауны моллюсков, т.к. они приурочены к устьевой части реки, впадающей в солоноватоводный акчагыльский залив. Среди наземных видов встречаются раковины моллюсков с левозакрученной раковиной, скорее всего относимые к семейству Clausiliidae. Их находки приурочены только к отложениям плиоценового возраста. Всего было определено 9 видов наземных моллюсков из 7 родов (Clausiliidae, Succinea, Cochlicopa, Pupillidae, Vallonia, Discus, Ena). Пресноводные моллюски относятся к 14 видам из родов (Lymnaea, Planorbis, Planorbis, Anisus, Viviparus, Lithoglyphus, Borysthena, Valvata, Bithynia, Pisidium, Sphaerium, Potomida), солоноватоводные и морские к 6 видам родов Dreissena, Clessiniola, Aktschagylia, Cerastoderma.

Наиболее полно фауна моллюсков охарактеризована аккулаевская свита, в которой присутствуют разнообразные виды наземных, пресноводных и солоноватоводных моллюсков. Отличительной особенностью является наличие обломков раковин Potomida sp., не встречающиеся в вышележащих отложениях. В отложениях воеводской свиты встречены редкие раковины наземных моллюсков рода Clausiliidae, а также меньшее количество видов пресноводных и морских моллюсков. В отложениях эоплейстоцена-нижнего неоплейстоцена малакофауна, в основном, представлена пресноводными моллюсками и некоторыми видами солоноватоводных (переотложены из акчагыла) моллюсков. Присутствие представителей наземных видов моллюсков рода Clausiliidae, свидетельствует об увлажненном и теплом климате того времени. Современные представители этого рода обитают в более южных широтах.

Таблица. Распределение моллюсков в отложениях местонахождения Новосултанбеково.

Виды	Верхний акчагыл		Эоплейстоцен-нижний неоплейстоцен, слой 2
	Аккулаевская свита, слой 5-15	Воеводская свита, слой 3-4	
Clausiliidae	+	+	
<i>Succinea oblonga</i> (Drap.)	+		
<i>Cochlicopa</i> sp.	+		
Pupillidae	+		
<i>Vallonia costata</i> (Müll.)	+		
<i>V. pulchella</i> (Müll.)	+		
<i>V. tenuilabris</i> (Al. Br.)	+		
<i>Discus ruderatus</i> (Fer.)	+		
<i>Ena</i> sp.	+		
<i>Lymnaea</i> sp.	+		
<i>Planorbarius</i> sp.	+		
<i>Planorbis planorbis</i> L.	+		
<i>Planorbis</i> sp.	+		
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)	+		
<i>Borysthenia naticina</i> Menke	+	+	+
<i>Valvata piscinalis</i> Müll.	+	+	+
<i>V. antiqua</i> Sow.	+	+	+
<i>Bithynia tentaculata</i> L.	+		
оперкулюм (<i>Bithynia tentaculata</i> L.)	+		
<i>Lithoglyphus decipiens</i> Brus.	+	+	+
<i>Viviparus achatinoides</i> Desh.,	+	+	
<i>V. tiraspolitanus</i> (Pavlov)	+		
<i>Viviparus</i> sp.			+
<i>Clessiniola julaevi</i> G. Ppv.	+		
<i>Clessiniola</i> cf. <i>julaevi</i> G. Ppv.		+	+
<i>Dreissena</i> cf. <i>polymorpha</i> (Pall.)	+		+
<i>D. polymorpha</i> var. <i>angustiformis</i> Kolesn.	+		
<i>Pisidium supinum</i> A. Schm.	+	+	+
<i>P. amnicum</i> Müll.	+		
<i>P.</i> cf. <i>clessini</i> Neumayr	+		
<i>Sphaerium rivicola</i> L.	+	+	
<i>Aktschagylia subcaspia</i> (Andrus.)	+	+	+
<i>A. ossoskovi</i> (Andrus.)	+	+	+
<i>Cerastoderma dombra</i> (Andrus.)	+		
обломки <i>Potomida</i> sp.	+		
обломки <i>Unio</i> sp.		+	

ЛИТЕРАТУРА

1. Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., Van Kolfshoten Th., Morozova E.M., Eremeev A.A. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 conference «The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe»). – Ufa: Dauria, 2002. – 139 pp.
2. Яхимович В.Л., Вербицкая В.П., Яхимович Н.Н., Немкова В.К., Чигуряева А.А., Попова-Львова М.Г., Попов Г.И., Бадер О.Н., Матюшин Г.Н.. Антропоген Южного Урала. – М.: Наука, 1965. – 280 с.

ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР СЕВЕРА ФЕННОСКАНДИИ

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (ИППЭС), Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS OF FORMATION OF CHEMICAL COMPOSITION OF SEDIMENTS OF LAKES OF NORTH FENNOSCANDIA

Dauvalter V.A., Kashulin N.A., Sandimirov S.S.

Institute of the North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity

В течение более 20 лет сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН проводятся исследования химического состава донных отложений (ДО) водоемов Мурманской области и приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией, начиная со времени организации Института (1989 г.). Эти исследования велись в три этапа с разницей примерно в 10 лет: в конце 80-х - начале 90-х гг. прошлого века, в начале 2000-х годов и в 2010 г. В каждый период исследования ДО проводились на 20-30 озерах, находящихся в зоне влияния стоков и выбросов комбината «Печенганикель» и подвергающиеся антропогенной нагрузке различной интенсивности.

Исследования проводились с целью оценки аккумуляции и распределения тяжелых металлов (ТМ) в ДО озер. При изучении ДО рассматривались четыре аспекта: 1) фоновые концентрации, 2) вертикальное распределение, 3) концентрации в поверхностных ДО, 4) определение интенсивности антропогенного влияния по показателям коэффициента и степени загрязнения, создаваемого ТМ, накопленными в ДО.

Образцы ДО, отобранные из самых глубоких слоев колонок (обычно более 20 см), позволяют получить фоновые концентрации ТМ при исследовании загрязнения озер. Было установлено, что наибольшие фоновые концентрации большей части ТМ (Ni, Zn, Co, Cd, Hg, As) характерны для южной части оз. Куэтсьярви, принимающего сточные воды комбината «Печенганикель», а также для озер, расположенных в непосредственной близости к городу Заполярный и пос. Приречный. Это обусловлено геохимическими особенностями водосборных территорий озер, на которых находятся медно-никелевые сульфидные залежи. Фоновые концентрации ТМ в ДО исследуемых озер довольно непостоянны, что отражает значительные вариации в литологии и геохимии коренных и четвертичных пород и покрывающих их почв, в соотношении площади озера и его водосбора, т.е. основных природных условий формирования химического состава ДО озер. Средние фоновые концентрации ТМ в ДО водоемов Мурманской области по результатам исследований в различные годы подобны (табл. 1), хотя отмечаются некоторые расхождения, но они, как правило, не более 10 %, что совпадает со значением аналитической ошибки. Несовпадения в рассчитанных величинах средних фоновых концентраций ТМ могут быть связаны с тем, что перечень озер, из которых производился отбор ДО в различные годы полностью не совпадал, хотя большая часть озер исследовалась в течение 20 лет, особенно вблизи источников загрязнения.

Таблица 1. Фоновые средние ($\bar{X}$), минимальные (min) максимальные (max) концентрации элементов (мкг/г сух. веса) и стандартные отклонения (s_n) в ДО исследованных озер северо-запада Мурманской области, определенные по результатам исследований в различные годы

Элемент	1989-1993				2002-2004				2010			
	X	min	max	s_n	X	min	max	s_n	X	min	max	s_n
Ni	33	10	83	20	32	12	72	19	36	8	85	20
Cu	36	6	81	23	33	9	68	18	36	8	66	15
Co	14	5	42	11	16	4	40	11	18	5	36	10
Zn	91	33	185	49	101	47	173	35	100	48	181	37
Cd	0.80	0.25	2.51	0.78	0.17	0.06	0.40	0.09	0.17	0.06	0.50	0.09
Pb	3.8	0.5	15.0	4.1	3.2	0.7	9.2	2.3	3.8	0.8	9.4	2.3
As	-	-	-	-	4.6	0.7	13.7	4.2	5.0	0.8	22.1	5.8
Hg	0.040	0.016	0.110	0.032	0.037	0.003	0.111	0.025	0.050	0.008	0.146	0.033

Средние скорости осадконакопления в озерах северо-запада Мурманской области и северных районов Норвегии и Финляндии за последние полтора столетия довольно постоянны и находятся в пределах 0.3-0.6 мм/год. Скорость осадконакопления в оз. Куэтсьярви оценивается равной 1-2 мм/год. Увеличение содержания Ni, Cu и Co в ДО озер, в которых проведено датирование, обычно обнаруживалось в слоях, возраст которых оценивается 20-30 годами XX столетия как результат начала металлургической деятельности в этом регионе (рис. 1). С увеличением расстояния от комбината «Печенганикель» уменьшаются концентрации Ni и Cu в поверхност-

ных слоях ДО и снижается разброс содержаний в целом по колонке. Значительное увеличение концентраций Pb датируется концом XIX – началом XX в. С увеличением расстояния от комбината Pb становится одним из основных загрязнителей. Особенно это характерно для финляндских озер. Маркерами загрязнения водосборных бассейнов служат также As и Cd, начало загрязнения которыми датируется серединой XIX в.

Пылевые выбросы в атмосферу плавильных цехов комбината «Печенганикель» являются главным источником повышенных концентраций Ni, Cu и Co (в 10-180 раз больше фоновых значений) в поверхностных слоях ДО на расстоянии до 30-40 км. Наибольшие концентрации Ni и Cu, превышающие фоновые значения

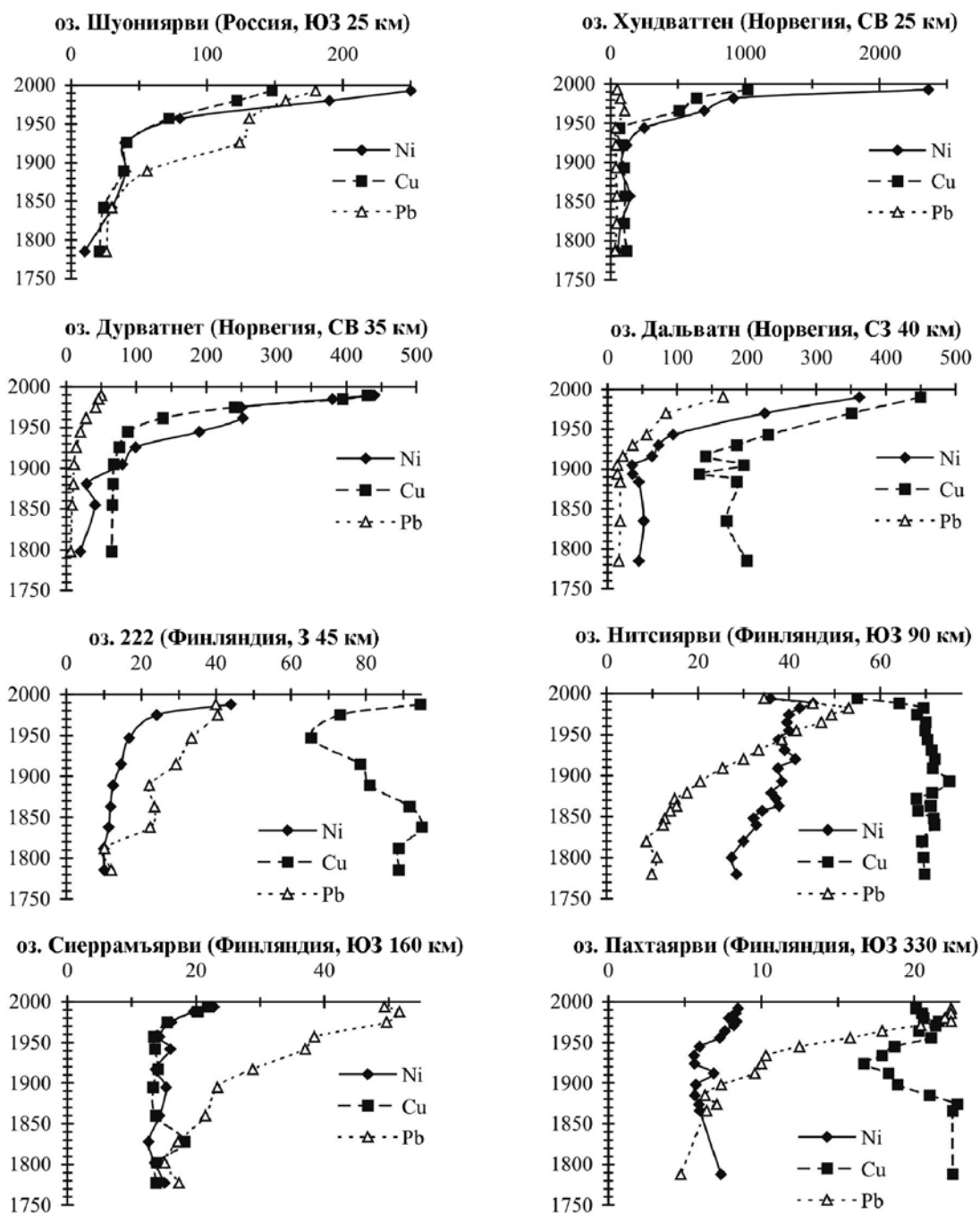


Рис. 1. Концентрации (мкг/г) Ni, Cu, Pb в датированных ДО озер на различном удалении от комбината «Печенганикель».

в 10-25 раз отмечены в озерах на расстоянии до 10 км от комбината (рис. 2). Значительное уменьшение концентраций до 3-7 фоновых значений наблюдается на расстоянии до 20-30 км от источника загрязнения. В распределении Co и Cd наблюдается аналогичная закономерность. Наиболее интенсивно загрязняется зона до 10 км. Здесь отмечено превышение концентраций металлов над фоновыми значениями от 2 до 5 раз.

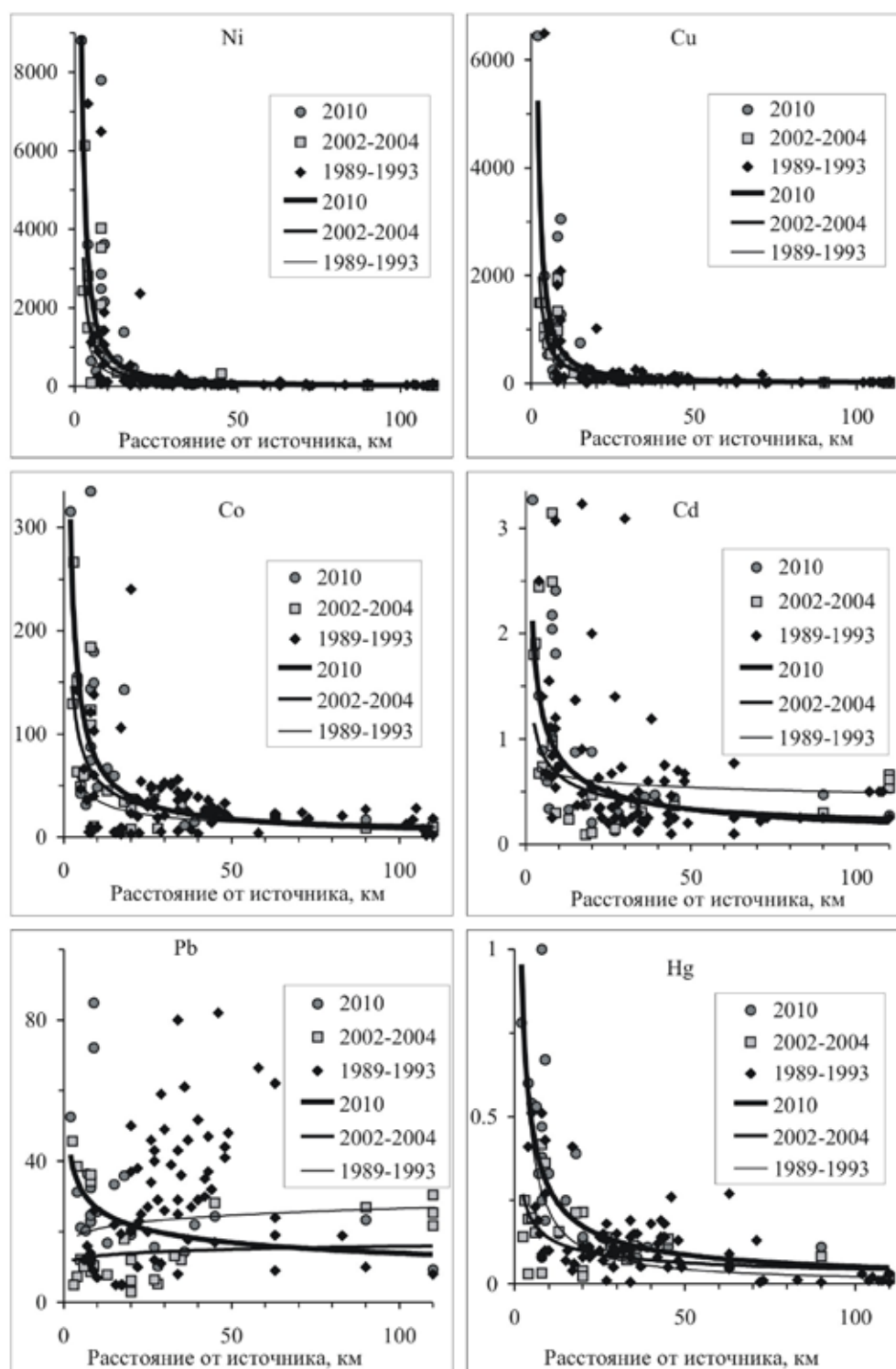


Рис. 2. Распределение концентраций основных загрязняющих элементов (мкг/г сухого веса) в поверхностном слое (0-1 см) ДО исследуемых озер по мере удаления от комбината «Печенганикель» в разные годы.

По мере удаления от комбината на 20-30 км наблюдается уменьшение концентраций металлов до 2-3 фоновых значений. Подобная закономерность наблюдается в распределении As и Hg. В распределении Pb по результатам исследований 2010 г. впервые отмечена тенденция увеличения содержания в поверхностных слоях ДО по мере приближения к комбинату. Ранее в региональном распределении Pb была отмечена отличная от всех ТМ картина – увеличение концентраций с востока на запад. В целом по результатам исследований 2010 г. отмечено увеличение концентраций практически всех загрязняющих ТМ в поверхностных слоях ДО озер Мурманской области и приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией по сравнению с исследованиями 2002-2004 и 1989-1993 гг., что говорит об усилении антропогенной нагрузки на водосборы озер.

ПРОБЛЕМА ПОЛУЧЕНИЯ ДЛИННЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ РЯДОВ ДЛЯ ЗАДАЧ КЛИМАТОЛОГИИ

Демин В.И.

Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Апатиты, demin@pgia.ru

DIFFICULTIES OF LONG-TERM AIR TEMPERATURE TIME SERIES FINDING FOR CLIMATOLOGICAL PROBLEMS

Demin V.I.

Polar Geophysical Institute KSC RAS, Apatity

Диагностика климатических изменений требует максимально длинных рядов исходных рядов. Однако продолжительность инструментальных метеорологических измерений, как правило, не превышает сотни лет, а чаще ограничена десятками лет. В таких условиях, как правило, прибегают к реконструкции климатов прошлого с привлечением, например, дендрологических или палеолимнологических данных, что предполагает установление надежной связи между динамикой изучаемых ими объектов и измеренных показателей тепло- и влагообеспеченности.

На рис. 1 представлены изменения, произошедшие за 120 лет в долине р. Юмьегор со времен экспедиции В. Рамзая, когда были получены первые фотографии Хибин. Если считать, что на пределе распространения древесной границы в Субарктике температурный фактор имеет ведущее значение [1, 2], то обнаруживаемые увеличение площади леса и его продвижение вверх по склонам, увеличение сомкнутости крон, высоты и диаметра древостоев, наличие подроста стволовой формы, безусловно, свидетельствуют, что XX век, в целом, является более теплым, чем XIX век, что подтверждается и данными инструментальных наблюдений в регионе (рис. 2).



Рис. 1. Долина р. Юмьегорр в июне 1891 г. (слева) и в июне 2007 г. (справа).

Однако при таком подходе мы уже сталкиваемся с трудностями. Например, в начале 1930-х гг. были детально изучены почвы и растительность в котловине оз. Малый Вудъявр, которую А.Е. Ферсман назвал заповедником хибинской тундры. По описанию сотрудника его экспедиций В.Ю. Фридолина, долина в то время представлялась «широким ровным пространством без деревьев, поросшим вереском, карликовой березой и ягелем». Между тем, уже к началу 1980 гг., долинная тундра в котловине оз. М Вудъявр заметно заросла березняком, что дало основание для утверждений, что тундровые комплексы в Хибинах становятся лесотундровыми, а лесотундровые – лесными (см., например, [3]). Таким образом, уже за период с 20-30-х гг. до 70-х гг. XX века тундровая растительность в долине озера М. Вудъявр сменилась лесотундровой, несмотря даже на некоторое ухудшение в этот период термических условий вегетационного периода (рис. 2).

Аналогичная ситуация и с положением верхней границы леса. Согласно палеоклиматическим исследованиям в Хибинских горах, изменения средней летней температуры за последние 700 лет около $\pm 1^\circ\text{C}$ соответствовали вертикальные движения верхней границы леса в диапазоне примерно 240-260 м [4]. На рис. 3 представлены фотографии юго-западного склона г. Кукисвумчорр, сделанных в августе 1936 г. и 2006 г., которые показывают заметное движение верхней границы леса вверх по склону за прошедшие 70 лет, несмотря на то, что современные температуры не превосходят температур 1930-х гг. Более того, о повышении верхней границы леса и даже ее «ускорении за последние 40 лет» (т.е. с 1920-х гг.) было сообщено еще в ходе обработки материалов фототеодолитных съемок начала 60-х гг. [3]. В данном случае снова приходится констатировать, что продвижение границы леса вверх происходило на фоне неизменных или даже ухудшающихся условий вегетационного периода.

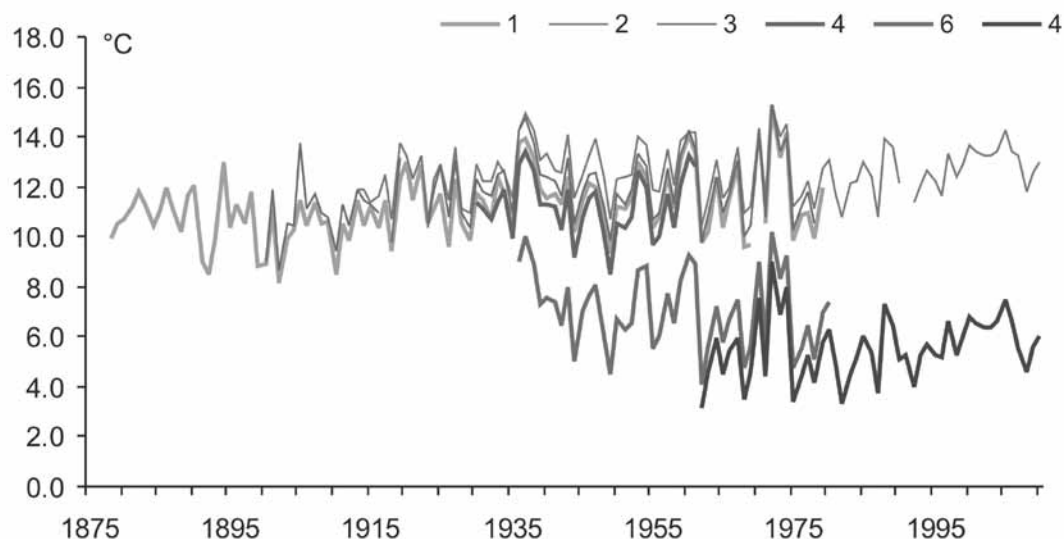


Рис. 2. Вариации средней летней температуры воздуха на Кольском полуострове (1 – Кола, 2 – Кандалакша, 3 – Хибины оп. поле, 4 – Апатитовая гора (360 м), 5 – г. Юкспор (910 м), 6 – г. Ловчорр (1091 м).

По данным длительных полевых наблюдений [5, 6] подъем верхней границы леса в долинах рек Тульйок и Юмечорр за период с 1958 по 2009 гг. составил в среднем на 30 м, причем распространение березы и сосны не происходило синхронно. Не обнаружено также связи и с летней температурой. Это заставило авторов исследования вспомнить гипотезу В.В. Крюкова [7]: температура воздуха не является лимитирующим фактором произрастания леса в Хибинах – большая роль принадлежит режиму увлажнения. Это несколько странное предположение для региона с большим количеством осадков (в Хибинах более 900 мм в год). Однако каменисто-мелкоземистые грунты склонов действительно удерживает мало влаги. В сухие годы ее запасы могут опускаться до уровня устойчивого завядания, что ограничивает выживание молодых деревьев. Возможно, также сказывается физиологическая сухость холодных почв, зимние засухи из-за сильных иссушающих ветров.

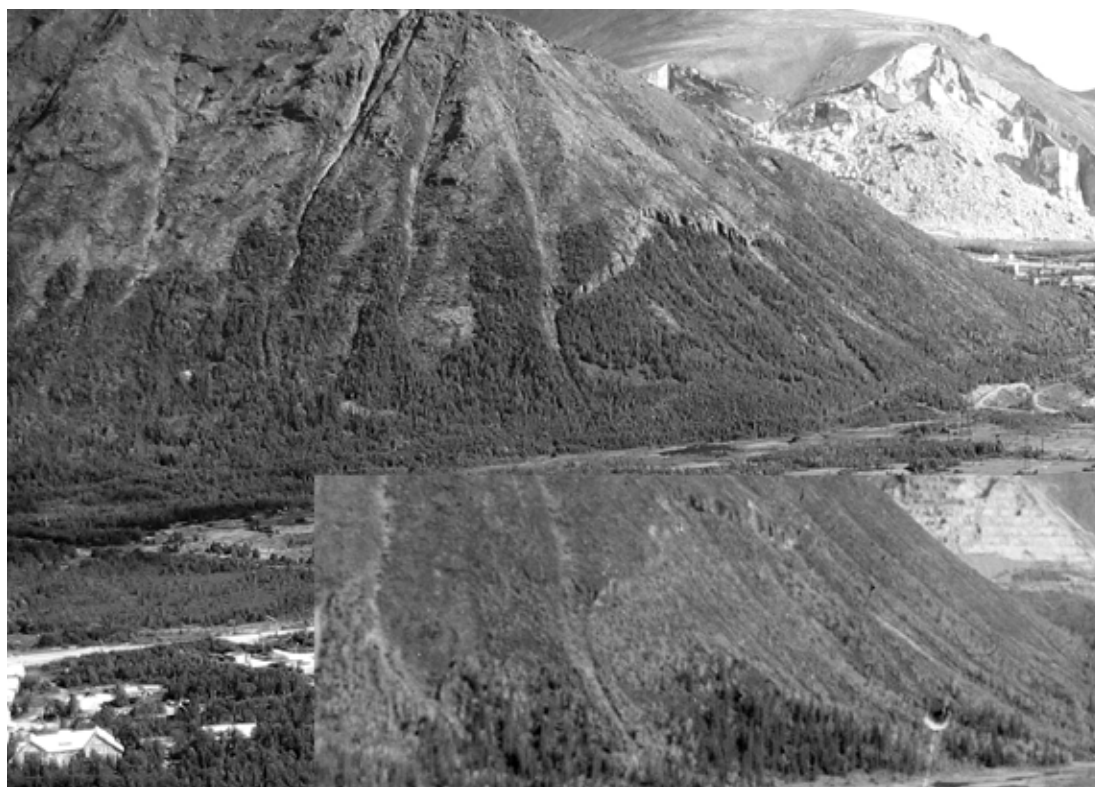


Рис. 3. Юго-западный склон г. Кукисвумчорр в августе 2006 и 1936 г. (врезка).

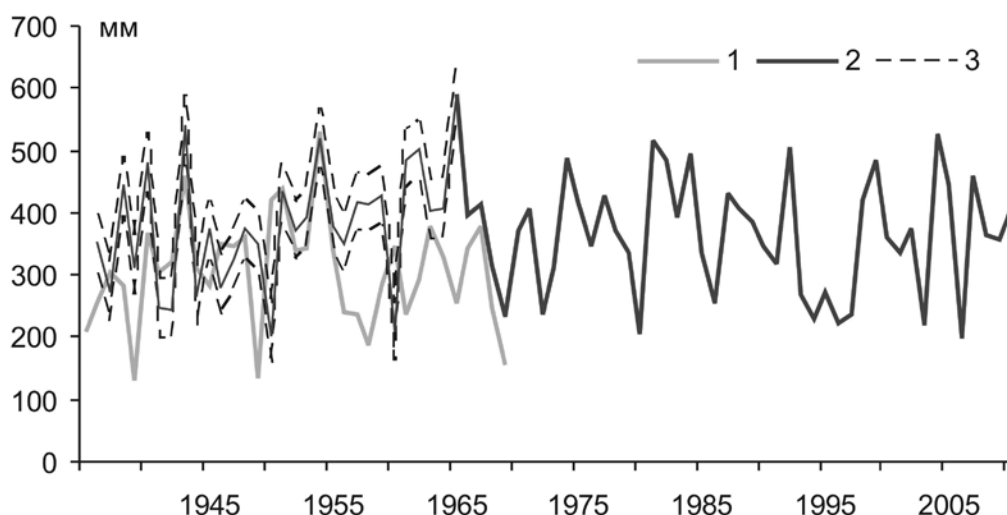


Рис. 4. Вариации суммарной годовой и летней суммы осадков в Хибинах (1 – г. Юкспор, 2 – г. Ловчорр, 3 – ряд по г. Ловчорр, продленный до 1936 г. с средн. кв. ошибкой (4)).

Фактором увлажнения действительно можно в какой-то степени объяснить продвижение верхней границы леса в Хибинах к 1960-м годам.: в регионе имеет место небольшой вековой тренд суммы осадков, а 1960-е гг. отличались их наибольшим количеством (рис. 4). Однако в последующее время позже сумма осадков даже несколько снизилась, что не помешало растительности по-прежнему продвигаться вверх. Таким образом, вопрос о том, какой же фактор является лимитирующим для положения границ леса в Хибинах, следует считать открытым.

Заметим, что современные границы леса в Хибинах расположены примерно на 150 м ниже, чем, например, на Полярном Урале и много ниже, чем в Скандинавских горах.

Другая особенность последних десятилетий – значительное сокращение радиального прироста деревьев в с середины XX в, тренд которого только в последние 10-15 лет сменил знак на положительный [9, 10]. С учетом этого мы сталкиваемся с необходимостью объяснить уменьшение годового прироста деревьев одновременно с экспансией лесной зоны на тундровую, принимая определяющую роль температуры воздуха и для и другого процесса. Актуальность постановки такой проблемы в том, что сложности в интерпретации возникают даже на современном этапе, когда мы располагаем не только данными о динамике растительности, но и инструментальными метеорологическими измерениями, которые, очевидно, отсутствуют при реконструкции климата прошлого.

Ситуация с неоднозначностью имеют место не только в Хибинах, но и в других районах. Например, исследования на территории Кандалакшского государственного природного заповедника и на мысе Киндо (комплексный заказник «Полярный круг») «не показали сходного для всех древостоев отклика приростов подроста сосны на температуры. Судя по полученным результатам, определяющими в характере зависимости прироста от температур являются различные локальные (в т.ч. микроклиматические) факторы».

Факты сложной реакции древесной растительности на изменения климата говорят о недостаточной надежности дендроклиматических реконструкций при современном уровне знаний в данной области. Реконструкции температуры летнего сезона, часто служащей в качестве главного термического показателя климатов прошлого, могут иметь место при условии неизменности многих других факторов, что едва ли могло иметь место, так менялись не только метеорологические условия, но и интенсивность и характер геохимических процессов, происходила эволюция почвенного покрова и т.д. Очевидно, этим и объясняется, что реконструкции, выполненные разными авторами, дают часто разные картины (см., например, [9, 10]).

ЛИТЕРАТУРА

1. ACIA, Impacts of Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. – Cambridge University Press, 2004. – 140 p.
2. Шиятов С.Г. Дендрохронология верхней границы леса на Урале. – М.: Наука, 1986. – 136 с.
3. Природные условия Хибинского учебного полигона. – М.: МГУ, 1986. – 169 с.; – 1960. – С.174–214.
4. Kremenetski C., Vaschalova T., Sulerzhitsky L. The Holocene vegetation history of the Khibiny Mountains: implications for the post-glacial expansion of spruce and alder on the Kola Peninsula, northwestern Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – V. 209 (1-4). – P. 113-125.

5. Mikheeva A. et al. Change of the treeline ecotone in Khibiny Mountains, Kola Peninsula, Russia, over the last 50 years // Presentation on IPY-OSC. Oslo. June, 10-12 2010. [<http://ipy-osc.no/abstract/373818?lightbox>]
6. Михеева А.И. Пространственная изменчивость положения верхней границы леса в Хибинах (по материалам дистанционного зондирования) // Вестник Моск. ун-та. – Сер. 5. География. – 2010. – № 4. – С. 18–22.
7. Крючков В.В. Факторы, определяющие верхние пределы растительных поясов в Хибинских горах // Тр. Хибинской геогр. станции / Под ред. А.И. Попова. – М. МГУ, 1960. – Вып. 1. – С. 174–214.
8. Кухта А.Е. Влияние температуры и осадков на годичный линейный прирост сосны обыкновенной на берегах Кандалакшского залива // Лесной вестник. – 2009. – № 1. – С. 61–66.
9. Kononov Yu. et al. Regional Summer Temperature Reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by Means of Tree-ring Width during the Last Four Centuries // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2009. – V. 41. – № 4. – P. 460–468/
10. Gervais, B.R. and G.M. MacDonald. 2000. A 403-year record of July temperatures and treeline dynamics of *Pinus sylvestris* from the Kola Peninsula, Northwest Russia // Arctic Antarctic and Alpine Research. – 2000. – V. 32 (3). – P. 295–302.

ИЗМЕНЕНИЯ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. АКАДЕМИЧЕСКОЕ (ХИБИНЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Денисов Д.Б.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, denisow@inep.ksc.ru

DIATOM COMPLEXES CHANGES IN ACADEMICHESKOE LAKE SEDIMENTS (Khibiny Massif, Kola Peninsula)

Denisov D.B.

Institute of the North Industrial Environmental Problems (INEP) KSC RAS, Apatity

Введение. В центре внимания мировой научной общественности в последние десятилетия стоят проблемы глобальных преобразований в биосфере, связанных с долговременной динамикой климатической системы Земли и соотношением этих процессов с усиливающимся антропогенным влиянием на экосистемы. К настоящему времени разработаны обоснованные концепции действия определяющих глобальные изменения климата факторов и составлены прогнозы его дальнейшего преобразования, которые, тем не менее, иногда описываются диаметрально противоположными направлениями у разных авторов. При этом, далеко не все прогнозы проходят успешную проверку временем, что особенно касается результатов прогнозирования, основанного на показателях солнечной активности. Палеоэкологическая реконструкция исторического прошлого экосистем и оценка динамики региональных и глобальных изменений среды представляется одним из наиболее ценных современных научных направлений. Палеолимнологические исследования малых горных высокоширотных озер на основе анализа диатомовых комплексов донных отложений (ДО) занимают центральное место в мировой и отечественной практике [3, 4, 5]. Впервые были исследованы диатомовые комплексы донных отложений оз. Академическое (Хибинский горный массив, Кольский полуостров), реконструированы параметры среды (рН, сапробность), обнаружена связь интегральных показателей диатомовых комплексов с солнечной активностью за последние 900 лет.

Материал и методика. Озеро Академическое представляет собой уникальный объект для палеоэкологических исследований в силу целого ряда особенностей, обусловленных батиметрическими характеристиками, происхождением и ландшафтно-географическим положением (рис. 1, а). Водоем расположен в центре Хибинского горного массива на высоте 759,4 м н. у. м., площадь зеркала – 0,23 км², площадь водосбора 1,45 км², Средняя глубина 10 м, максимальная – 18,5 м [2]. Водоем характеризуется высокой прозрачностью (до 15 м) и голубым цветом воды, летом устанавливается температурная стратификация. Следует отметить, что это единственное озеро на Кольском полуострове, сочетающие сравнительно большие глубины, крайне малую площадь водосбора при весьма значительной высоте над уровнем моря.

Отбор проб донных отложений (ДО) проводился стандартными методами, по описанной ранее схеме [1, 3]. Дополнительно был проведен отбор проб воды и колонки ДО для химического анализа, который был выполнен в аналитической лаборатории ИППЭС КНЦ РАН. Для диатомового анализа была использована колонка ДО мощностью 21 см.

Результаты и обсуждение. Согласно литературным данным [6], а также с учетом особенностей батиметрии, структуры и малого размера водосборной площади, отсутствия интенсивного поступления аллохтонного

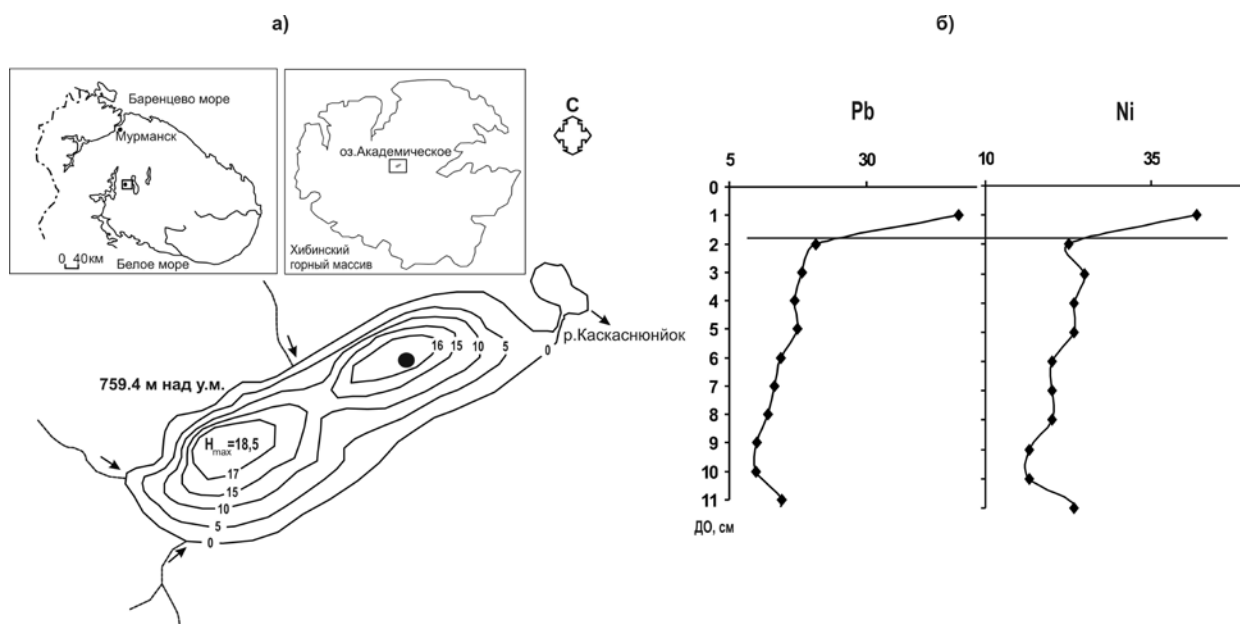


Рис. 1. а) – Карта-схема расположения и батиметрические характеристики оз. Академическое; точкой отмечено место отбора колонок ДО; б) – распределение тяжелых металлов (мкг/г) в ДО. Линией отмечен период начала интенсивного накопления, соответствующий мощному развитию промышленности на северо-западе Европы в XIX-XX вв. и в дальнейшем – на Кольском п-ове.

вещества с водотоками, в основу анализа было положено предположение, что скорость накопления ДО в озере крайне низкая, и составляет около 0,1 мм в год. Также был исследован характер распределения химических элементов, связанных с глобальным загрязнением северо-запада Европы за последние 200 лет, в первую очередь Pb и Ni. Концентрации элементов в ДО были использованы в качестве маркера, иллюстрирующего начало антропогенного загрязнения и позволяющего косвенно определить возраст отложений (рис. 1, б). Таким образом, исследованный период формирования ДО мощностью 21 см составляет приблизительно 900-1000 лет. Всего было обнаружено 28 таксонов диатомовых водорослей, наиболее массовые виды, составляющие основу численности, представлены на рисунке 2.

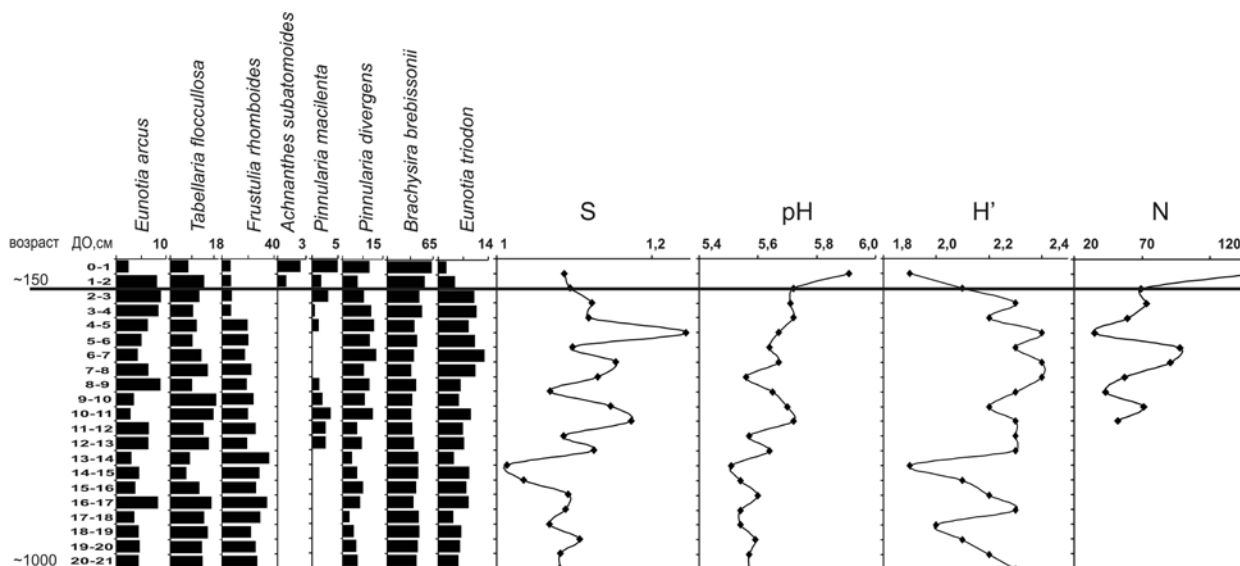


Рис. 2. Диатомовые комплексы оз. Академическое: относительная численность (%) наиболее массовых видов, сапробность (S), реконструированные значения pH, видовое разнообразие (индекс Шеннона-Уивера H'), N – численность створок диатомей на 1 г. сухого вещества ДО. Линией отмечен период начала интенсивного накопления тяжелых металлов.

Наиболее информативными интегральными показателями исторической динамики условий и сукцессионных процессов в экосистеме озера являются реконструированные значения pH, индекс сапробности (S) как

косвенный показатель изменения трофического статуса и содержания элементов биогенного питания водорослей, и видовое разнообразие, выраженное индексом Шеннона-Уивера (H').

Внимания заслуживают выявленные экстремумы этих показателей. Основываясь на предполагаемых скоростях седиментации, подтвержденных характером накопления тяжелых металлов в ДО, динамика pH, S и H' была сопоставлена с величиной солнечной постоянной (TSI, Вт/м²) за последние 1200 лет, реконструированной по космогенному ¹⁰Be из разрезов полярных льдов в Гренландии (в рамках проекта Greenland Ice Core Project – GRIP), и представленной в работах авторов [8, 9]. Было выявлено значительное сходство экстремумов этих величин и показана практически идентичная их динамика на всем исследованном периоде, за исключением последних полутора веков (рис. 3). Вероятно, подобная зависимость сразу трех интегральных биологических показателей от величины TSI убедительно подтверждает наличие тесной взаимосвязи между солнечной активностью и историческим развитием экосистем через динамику климатической системы Земли.

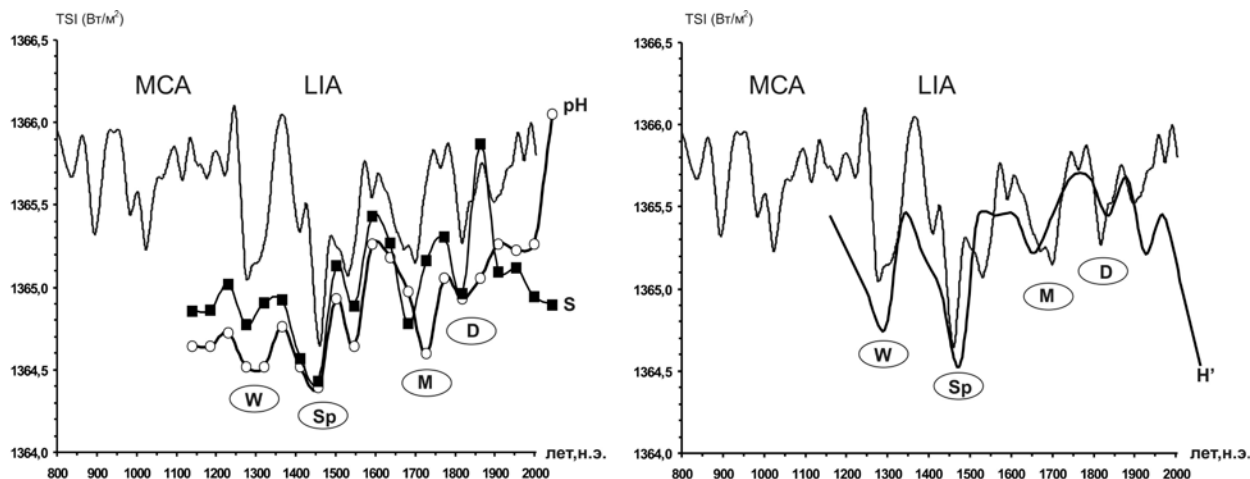


Рис. 3. Динамика реконструированных значений солнечной постоянной (total solar irradiation – TSI, Вт/м²) за последние 1200 лет в сопоставлении с интегральными показателями диатомовых комплексов донных отложений оз. Академического: – S (индекс сапробности), pH (реконструированные значения) и видового разнообразия (H' , бит/экз.). MCA (Medieval Climate Anomaly) – средневековый климатический оптимум, LIA (Little Ice Age) – малый ледниковый период. Минимумы солнечной активности: W – Вольфа; Sp – Шпёрера; M – Маундера; D – Дальтона.

Минимумы всех трех реконструированных показателей (pH, S и H') четко совпали со всеми минимумами солнечной активности; самые низкие значения для них соответствовали минимуму Шпёрера, который длился с 1460 по 1550 гг. и пришелся на Малый ледниковый период (рис. 3). Начало антропогенного преобразования экосистемы водоема с XIX века демонстрирует полное расхождение интегральных показателей диатомовых комплексов с величиной солнечной постоянной. Очевидно, что даже незначительное поступление веществ антропогенного происхождения, повлиявшее на гидрохимические характеристики, сделало невозможным отслеживать прямую взаимосвязь динамики водорослевых сообществ с солнечной активностью.

Заключение. Таксономический состав и структура комплексов ДО диатомовых водорослей оз. Академического характеризуется присутствием массовых видов-индикаторов олиготрофных условий, развивающихся при малом содержании биогенных элементов. Установлена четкая зависимость реконструированных значений pH, индекса сапробности (S) и видового разнообразия (H') с солнечной активностью, выраженной величиной TSI (солнечной постоянной). Выявление подобной четкой зависимости стало возможным благодаря уникальности самого озера, на развитие экосистемы которого в минимальной степени оказывают влияние водосборные процессы. Полученные зависимости, очевидно, не отражают динамики только лишь температурных условий, а являются результатом воздействия целого комплекса средообразующих регулирующих факторов, и требуют дополнительных исследований и анализа механизмов трансформации и характера передачи энергии Солнца между компонентами климатической системы к живым организмам. Являясь фотоавтотрофами, диатомовые водоросли оказались способны четко обнаружить наличие связи с солнечной активностью, что открывает определенные возможности для палеоклиматических реконструкций. Для Хибинского горного массива наименее благоприятные условия для развития водорослей сформировались в XIV-XV вв., в Малый ледниковый период, и приходились на минимум солнечной активности Шпёрера. Наглядно показано, что появление дополнительного фактора, в данном случае, антропогенного загрязнения, делает невозможным отслеживать связь с солнечной активностью биологических показателей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисов Д.Б., Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Каган Л.Я. Долговременные изменения состояния субарктических водоемов в условиях антропогенной нагрузки (по данным диатомового анализа) // Биология внутренних вод. – 2006. – № 1. – С. 24-30.
2. Денисов Д.Б., Терентьев П.М. Первые результаты исследований оз. Академическое (Хибинский горный массив) // Сборник материалов IV школы молодых ученых и специалистов «Сбалансированное природопользование: глубокая переработка минеральных ресурсов» (6-8 ноября 2007 г.). – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2008. – С. 161-166.
3. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Каган Л.Я. Горные озера как маркеры загрязнения воздуха // Водные ресурсы. – 1997. – Т. 24. – № 5. – С. 600-608.
4. Моисеенко Т.И., Разумовский Л.В. Новая методика реконструкции катионно-анионного баланса в озерах (диатомовый анализ) // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 427. – № 1. – С. 132-135.
5. Gaiser, E. and Rühland, K. Diatoms as indicators in wetlands and peatlands // The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences: 2nd Edition / Smol J.P. and Stoermer E.F. (editors). – Cambridge: Cambridge University Press, 2010. – P. 473-496.
6. Norton S.A., Dillon P.J., Evans R.D., Mierle G., Kahl J.S. The history of atmospheric deposition of Cd, Hg and Pb in North America: Evidence from lake and peat bog sediments // Sources, Deposition and Capony Interactions. V. III, Acidic Precipitation / Lindberg S. E. et al. (Eds.). – New York: Springer-Verlag, 1990. – P. 73-101.
7. Velichko A.A., Klimanov V.A., Kononov Yu.M. Climate change for the last thousand years in front of climatic variations in Holocene. – M.: 2004.
8. Steinhilber F., Beer J. and Frohlich C. Total solar irradiance during the Holocene // Geophysical Research Letters. – 2009. – V. 36. doi:10.1029/2009GL040142.
9. Steinhilber F., Beer J. Solar activity – the past 1200 years // PAGES news. – 2011. – V. 19. – № 1. – P 5-6.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ОЗЕР ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Дерягин А.В.

РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Ullgrim@mail.ru

NATURAL FEATURES OF SEDIMENTOGENESIS IN THE LAKES OF THE EASTERN SLOPE OF THE SOUTH URAL

Deryagin A.V.

Herzen State Pedagogical University of Russia, St.-Petersburg

На территории Южного Урала расположено более 3000 озер [1], в каждом из которых идет процесс накопления донных отложений. Широко известна роль озерных осадков как высокоразрешающей летописи природных событий на водосборе и в водной массе [2]. Однако к концу первого десятилетия XXI века на Южном Урале и в Зауралье современными методами проведены палеоолимологические исследования не более 10 озер. Автору известна лишь одна попытка систематизации и обобщения особенностей озерного седиментогенеза этого региона, но она относится, в основном, к озерам Среднего Урала [3].

Для выявления эволюционных этапов развития озера большое значение имеет морфологическая структура его донных отложений, которую обычно при отборе стратифицированной колонки можно оценить визуально. [4]. Автором предпринята попытка выявления некоторых черт озерного седиментогенеза с помощью визуального описания колонок и сравнения донных отложений горных озер восточного склона Южного Урала.

При выборе методов исследования мы основывались на возможности донных отложений озер накапливать информацию о физико-географических условиях водосбора на протяжении многих лет. В формирующемся осадке отражаются все процессы на водосборе: геолого-геоморфологические, климато-гидрологические, геохимические, биологические, антропогенные [5].

Отбор проб донных отложений осуществлялся с использованием гидрологического оборудования широко известных конструкций, позволяющего получать образцы с ненарушенной стратификацией. Для получения колонок (кернов) донных отложений с ненарушенной стратификацией применялась поршневая трубка Ливингстона. Используемой нами конструкцией возможен отбор иловой колонки с ненарушенной стратификацией мощностью в 9,5 м на глубине озера до 10 м. Для отбора стратифицированных проб неконсолидированных поверхностных донных осадков применялись коробчатые дночерпатели (в частности, Экмана-Берджи) или цилиндрические гравитационного типа с нижней отсекающей диафрагмой

Полученные результаты основываются на визуальном анализе колонок с ненарушенной стратиграфией отобранных на глубинах 6–10 м. Для иллюстрации выводов в данной работе приведены схемы стратификации донных отложений 4 озер: Увильды, Тургояк и Б. Кисегач (крупнейшие озера Южного Урала), а также оз. Серебры (Карабашская группа, типичное горное озеро восточного склона). Все они относятся к Восточно-Предгорной лимнологической провинции [6] и расположены в озерно-лесной подзоне сосново-лиственных пород провинции восточных предгорий Южного Урала [7]. Котловины тектонического происхождения, абсолютная высота озер от 268 до 374 м. Озера слабопроточные, со слабым ветровым перемешиванием, что связано с достаточно большими глубинами (Б. Кисегач – 34 м, Серебры – 8,5 м, Тургояк – 32,5 м, Увильды – 38,4 м). Для оз. Увильды были сделаны радиоуглеродные датировки, которые установили возраст ранних озерных отложений не менее 12 тыс. лет [8].

Полученные данные позволили построить графические схемы изменения структуры и цветности донных отложений (рис. 1). Эти показатели напрямую зависят от количества органического вещества и скорости осадконакопления.

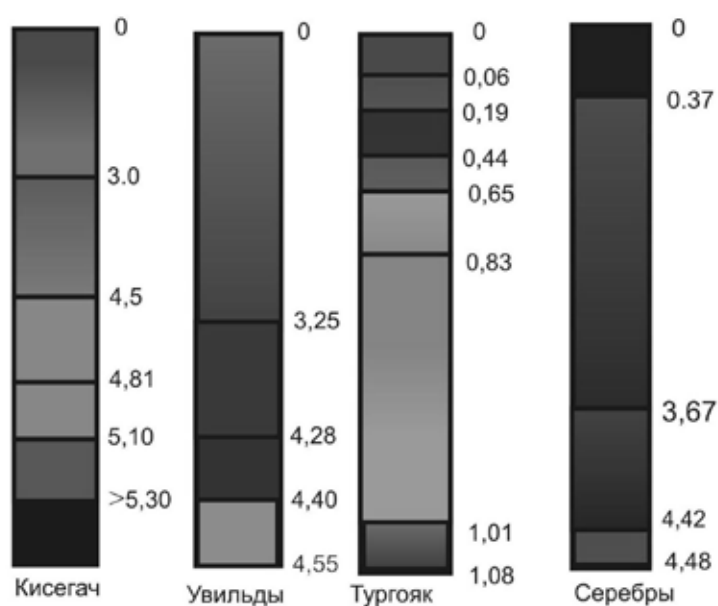


Рис. 1 Слоистость донных отложений некоторых озер восточного склона Южного Урала.

При построении использовались данные, начиная с 1987 г. (озеро Б. Кисегач, [9]). Бурение остальных озер проводилось в промежутке с 1991 [8] по 2010 гг. Бурение двух озер (Тургояк и Серебры) производилось с участием автора в составе экспедиций Лимнологического-экологического центра ГОУ ВПО ЧГПУ.

Верхний слой донных отложений оз. Б. Кисегач представлен серо-оливковым илом мощностью 300 см, постепенно переходящим в более темный оливковый консолидированный ил до слоя 450 см. Следующий 31 см представлен мелкоалевритовым слабо органическим известковистым илом темно-оливкового цвета с обломками ракушки. От 481 до 510 см залегает ракушняковый ил серовато-кремового цвета, мелкоалевритовый. До уровня 530 см сформировался глинистый ил с большим количеством растительных остатков. Большое количество погребенных растительных остатков может свидетельствовать о смене климатических условий: резкое падение уровня воды сменилось быстрым обводнением. Ниже лежащий горизонт представлен песком черного цвета с металлическим блеском, хрящеватым, местами глинистым.

В прибрежной зоне оз. Увильды В.И. Хомутовой, Д.А. Субетто, В.Ю. Радаевой и др. на глубине воды 3.5 м поршневым буром отобрана колонка донных отложений мощностью 455 см. Верхний слой до уровня 325 см представлен оливковым бескарбонатным алеврит-пелитовым сапропелем. Глубже (от 325 до 428 см) находится зона мелкой слоистости, которую при бурении описали, как «сапропель, розовато-белесый, карбонатный, плотный, пелит-алевритовый, слоистый (переслаивание светлых слоев, насыщенных карбонатами, и темных, насыщенных гумусом), содержит большое количество раковин моллюсков и их обломков» [8]. Глубже, до 440 см, залегает торф бурый, плотный, «сухой». С 455 см вскрыт слой разнотекстурированного серого песка.

На озере Тургойск бурение проводилось в южной части акватории озера на глубине 10,5 м. Полученная колонка имеет четко выделяемые зоны седиментогенеза, верхнюю из которых мы считаем зоной современного, а ниже лежащую – и древнего осадконакопления. Зона современного осадконакопления (0-65 см) нами выделена по оливковой окраске с прослоями черных илов. Это результат осаждения органогенного автохтонного вещества. С 65 см начинаются горизонты древнего осадконакопления, индикаторами которых являются серые илы с большой примесью минерогенного вещества. Горизонт 101-108 см представляет собой смесь глины серо-стального цвета со щебнем кристаллических пород [10].

Колонка донных отложений мощностью 448 см отобрана со льда в центральной части оз. Серебры с глубины 7.1 м. Литостратиграфическое описание позволило выделить зону современного седиментогенеза, которая имеет мощность в 37 см (неконсолидированный черный пелитовый органогенный ил с блестками слюды, текучей консистенции). Слой 37-367 см имеет буро-оливковый цвет. К нижней границе слоя на срезе появляется зеленоватый оттенок, постепенно переходящий в мелкодисперсный пелитовый ил черного цвета. Слой 367-442 см – это темный буро-оливковый, почти черный, консолидированный ил минерогенного происхождения. Ниже лежащий горизонт 442-448 состоит из полуокатанного щебня и мелкодисперсного песка с большой примесью слюдистых чешуек, что указывает на существование волноприбойной зоны.

Визуально оцениваемая структура донных отложений отражает локально-региональные условия осадконакопления, из которых важнейшими мы считаем климатические и геолого-геоморфологические. Под их влиянием сформировались значительные, не менее 80 % длины, участки керна. В них отмечаются характерные направления осадконакопления: очень сходные, практически однородные или наоборот, ритмически чередующиеся (но также однородные) слои. Наиболее глубокие слои (оставшиеся 20 % и менее) представляют собой небольшие участки керна, где по цвету, консистенции и другим признакам отмечаются флуктуации в рамках общего тренда осадконакопления.

Несмотря на различную мощность толщи донных отложений озер горно-лесной зоны Урала, их общий план строения (структура, морфология) в общих чертах схожи. Осадки можно подразделить на две зоны: сапропелевых илов и слоистости (рис. 1). Практически во всех озерах горно-лесной зоны сапропелевые илы, накапливавшиеся последние 5-7 тыс. лет, занимают 85-95 % длины отобранных колонок.

Это означает, что стабильное увлажнение горно-лесной территории и термический ее режим при образовании этих осадков (около 70 % времени существования водоемов, соответствующее текущему межледниковому периоду) были благоприятными для существования характерного для пресноводных озер умеренной зоны комплекса гидробионтов, составляющих основную часть осаждаемого вещества. Зона выраженной слоистости, располагающаяся в основании отобранных колонок, занимает, соответственно, 5-15 % длины отобранных колонок и характеризует, вероятно, временной интервал резких колебаний позднеледникового и послеледникового климата

ЛИТЕРАТУРА

1. Природа Челябинской области. – Челябинск: Изд-во ЧГПУ, 2000. – 269 с.
2. Субетто Д.А. Особенности осадконакопления в разнотипных озерах северо-запада Восточно-Европейской равнины как показатель их эволюции в поздне- и послеледниковье. Автореф. дисс. ... кгн, СПб, 1993.
3. Сукачев В.Н., Поплавская Г.И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. - М.: Наука, 1946. – № 8. – С. 5-37.
4. Дерягин В.В. Донные отложения озер Среднего и Южного Урала как летопись их эволюции // VII Зыряновские чтения: материалы Всероссийской научно-практ. конф (Курган, 10-11 декабря 2009 г.). – Курган: изд-во Курганского гос. Ун-та, 2009. – С. 6-8.
5. Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им А.И. Герцена, 2009. – 339 с.
6. Андреева М.А. Озера Среднего и Южного Урала. – Челябинск, 1973. – 270с.
7. Челябинская область. Атлас / под ред. проф. В.В. Латышина. – Челябинск: АБРИС, 2010. – 32 с.
8. Хомутова В.И., Андреева М.А., Давыдова Н.Н., Неуструева И.Ю., Радаева В.Ю., Субетто Д.А. Южный Урал. Озеро Увильды // История озер Севера Азии. – СПб: Наука, 1995. – С. 22-40.
9. Ландшафтный фактор в формировании гидрологии озер Южного Урала. - Л.: Наука, 1978. – 248 с.
10. Дерягин А.В. Тяжелые металлы в донных отложениях озера Тургойск (Южный Урал). География: проблемы науки и образования. Материалы ежегодной Международной научно-практической конференции LXIV Герценовские чтения посвященной памяти А.М. Алпатьева (Санкт-Петербург, 21 – 23 апреля 2011 г.). – СПб: Астерион, 2011. – С. 106 – 109.

ПРИРОДНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕХНОСЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ОЗЕРАХ ЮЖНОГО УРАЛА

Дерягин В.В.¹, Удачин В.Н.², Дерягин А.В.³

¹ Челябинский государственный педагогический университет, Челябинск, vderyagin@mail.ru

² Институт минералогии УрО РАН, Миасс

³ РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург

NATURAL AND TECHNOGENESIS ACCUMULATION OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN LAKES OF SOUTH URAL

Deryagin V.V.¹, Udachin V.N.², Deryagin A.V.³

¹ Chelyabinsk State Pedagogical University

² Institute of Mineralogy, Miass

³ Herzen State Pedagogical University of Russia, St.-Petersburg

Комплексное загрязнение окружающей среды промышленного Урала общеизвестно. В связи с развитием индустрии наиболее проблемными для Южного Урала являются загрязнения тяжелыми металлами и радионуклидами. Именно они вызывают наибольшую озабоченность экологов: целый ряд массовых заболеваний человека связан с образованием техногенных геохимических аномалий [1], которыми «богата» эта территория. Наиболее известными районами техногенных геохимических аномалий являются южноуральские центры металлургии (Карабаш, Гай, Сибай, Медногорск).

Визуальное изучение вертикальной структуры стратифицированных донных отложений озер Карабашской группы не показало существенных изменений в характере осадконакопления. Лишь в водоемах, получающих твердый сток с хвостохранилищ медеплавильного производства, был отмечен пиритный наиллок. Однако исследования химического состава донных осадков практически всех озер позволило предположить изменение характера седиментогенеза с естественного на техногенный. Следовательно, в озерных геосистемах формируется отклик на техногенное воздействие, который носит намного более интегрированный характер, нежели отклик почв, растительности, всех других компонентов озерного природного комплекса.

Цель данной работы – выявление характера техногенных изменений седиментогенеза в озерах близ медеплавильного центра Южного Урала. Исходными материалами послужили описания стратификации разрезов донных отложений 14 озер Карабашской группы, полученных с помощью поршневой трубки Ливингстона, и анализы отобранных из них проб на содержание тяжелых металлов. В данной работе приведены результаты исследования колонок 3 озер. Отобранные из кернов пробы анализировались В.Н. Удачным на атомно-абсорбционном спектрофотометре «Perkin Elmer 3110». Главным результатом исследований мы считаем выявление особого характера распределения тяжелых металлов в верхних слоях донных отложений до глубин в 50-60 см. При этом доказано [2], что вертикальная миграция тяжелых металлов по слоям озерных осадков отсутствует. Кроме того, во всех исследованных озерах природное осадконакопление длится более 10 тыс. лет. За это время было три периода осадконакопления: минерогенное, карбонатонакопление (или накопление торфоподобных отложений) и накопление оливкового желеобразного сапропеля.

По характеру распределения тяжелых металлов в верхних слоях донных отложений нами выделено три зоны техногенного воздействия: ближняя, среднеудаленная и дальняя.

В ближней зоне изучены концентрации металлов в донных отложениях 6 озер. Наиболее типично выражено распределение концентрации тяжелых металлов в донных отложениях оз. Серебры (рис. 1), лежащего в 4,5 км к NNW от труб медеплавильного производства. Заметное снижение в поверхностных слоях 0-3,5 см вызвано снижением и остановкой медеплавильного производства в конце XX столетия.

Причинами высоких концентрации трех типоморфных металлов (Cu до 6580 мг/кг, Zn до 4400 мг/кг, Pb до 1199 мг/кг) в верхних слоях донных отложений оз. Серебры являются несколько способствующих этому условий. Во-первых, географическое положение озера в 4,5 км на северо-северо-запад от труб комбината. В соответствии с розой ветров, юго-юго-восточные ветры в районе Карабаша относительно редки. Однако существенно, что именно с юго-восточными ветрами в этой местности связана погода, характеризующаяся облачностью, осадками и пониженным давлением (прохождение циклонов). Это те условия, при которых понижена летучесть техногенных аэрозолей. Во-вторых, гипсометрические уровни труб комбината (около 450 м БС), зеркала озера (374 м БС) и гребней окружающих озеро хребтов (около 520 м БС) таковы, что шлейф дыма медеплавильного производства при юго-восточном ветре попадает в котловину оз. Серебры на 50-70 м выше поверхности озера. В-третьих, особенности рельефа горной котловины таковы, что единственная тектоническая впадина, по которой вытекает из озера р. Серебрянка, ориентирована на юго-восток, навстречу дымам комбината. В-четвертых, котловина озера является местом, где зарождается мощный горно-долинный ветер. Авторы неоднократно наблюдали, как в холодное время года этот поток буквально засасывает шлейф дыма, направляя его далее по долине р. Серебрянки на гор. Эти четыре фактора создают условия для повышенного оседания аэрозольных поллютантов на зеркало озера.

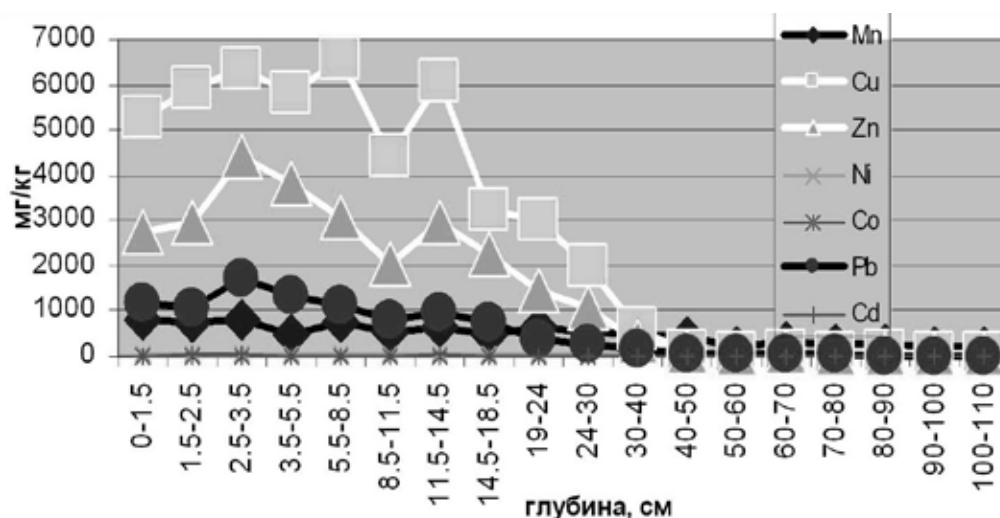


Рис. 1. Распределение концентраций тяжелых металлов по глубине донных отложений центральной части оз. Серебры, 4,5 км к NNW от источника эмиссии тяжелых металлов.

Распределение тяжелых металлов по толще донных отложений 3-х водоемов среднеудаленной от ЗАО «Карабаш-медь» зоны характеризуется повышенными значениями в поверхностном слое и резким снижением концентрации поллютантов к горизонту 20-30 см. Главный признак принадлежности водоема к среднеудаленной зоне, по нашему мнению, это концентрация Mn в верхних слоях осадков, превышающая концентрации типоморфных металлов.

Географические условия сыграли ведущую роль и в формировании загрязнения донных отложений оз. Уфимского. Единственный путь проникновения тяжелых металлов в бассейн этого озера – аэральные выбросы. По розе ветров удаление на северо-запад от комбината должно обуславливать небольшое загрязнение, однако те же географические факторы, что и для оз. Серебры, создают повышенные до 1,5-2,5 тыс. мг/кг концентрации типоморфных поллютантов в осадках оз. Уфимского (рис. 2). Особенностью воздушной циркуляции в окрестностях этого озера является то, что котловина его в зимнее время служит начальным пунктом мощного потока горно-долинного (стокового) ветра по долине р. Уфы. Перехваченный стоковым воздушным течением дымовой шлейф буквально «ударяется» об лед озера, осаждая на него принесенные загрязняющие вещества.

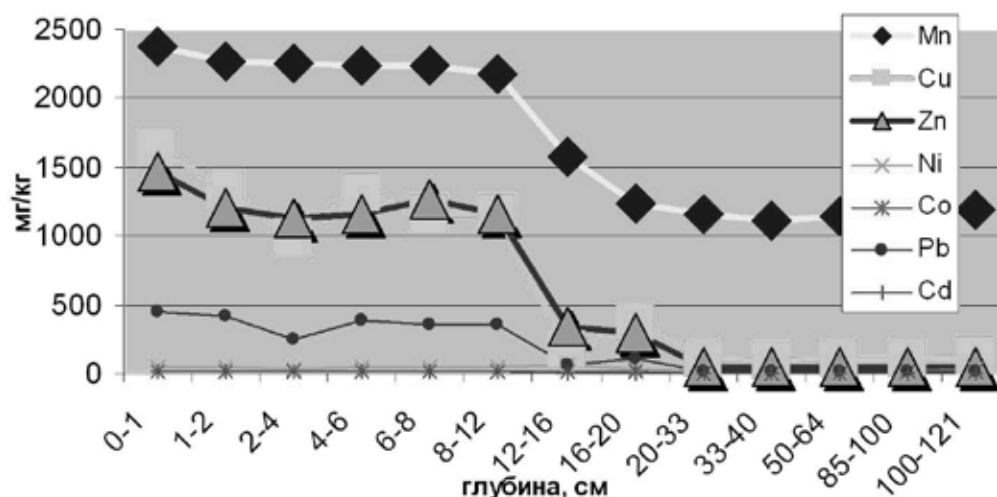


Рис. 2. Распределение концентраций тяжелых металлов по глубине донных отложений центральной части оз. Уфимское, 8 км к NNW от источника эмиссии тяжелых металлов.

Принадлежность озера к среднеудаленной зоне подтверждают концентрации Mn: по всей глубине отобранной колонки Mn имеет концентрации, много (в данном случае на порядок) выше остальных, т.е. концентрации типоморфных поллютантов здесь снижены до уровня естественного геохимического фона по Mn. Концентрации Mn в слое донных отложений 0-20 см складываются из концентраций естественного геохимического фона и привнесенного с аэральными выбросами «медиоплавильного» Mn.

По уровню концентрации типоморфных тяжелых металлов и их характеру распределения в верхнем (30 см) слое донных отложений, водоемы, расположенные далее 11 км, отнесены к дальней зоне техногенного воздействия. Характер распределения тяжелых металлов по толще донных отложений 5-ти водоемов удаленной от ЗАО «Карабаш-медь» зоны отличается своеобразным «рисунком» графика: пониженными концентрациями в приповерхностном слое 2-7 см, пиком концентраций к 10-20 см, резким спадом к 30 см. По нашему мнению, глубже 30 см располагается зона естественного геохимического фона.

Предположительно, повышение концентрации на уровне 10-20 см от поверхности донных осадков на 1500-1500 мг/кг относительно глубины 4-8 см связано с технологией обжига руды в кипящем слое, применявшейся ранее при производстве штейна в печах шахтного типа, не имевших свода. Кипящий слой создавался усиленным продуванием раскаленного слоя руды снизу, при этом мелкие рудные фракции вылетали с дымом. В дальнейшем ввели кислородное дутье, закрыли шахтные печи сводами, попытались окомковывать руду перед обжигом. Совершенствование технологии привело к снижению количества выброшенных частиц, т.е. аэральные выбросы сократились за счет понижения доли летучих частиц. Это вызвало уменьшение концентрации металлов в приповерхностном слое донных отложений удаленных озер, здесь они изменяются в пределах 150-450 мг/кг, кроме оз. Увильды (рис. 3), имеющего особые географические условия. При значительной удаленности оз. Увильды от источника эмиссии, его нельзя однозначно отнести ни к среднеудаленной, ни к дальней зонам. По уровню концентрации это средняя зона, однако по географическому положению (удаленности) и по характеру распределения поллютантов в озерных осадках – дальняя зона.

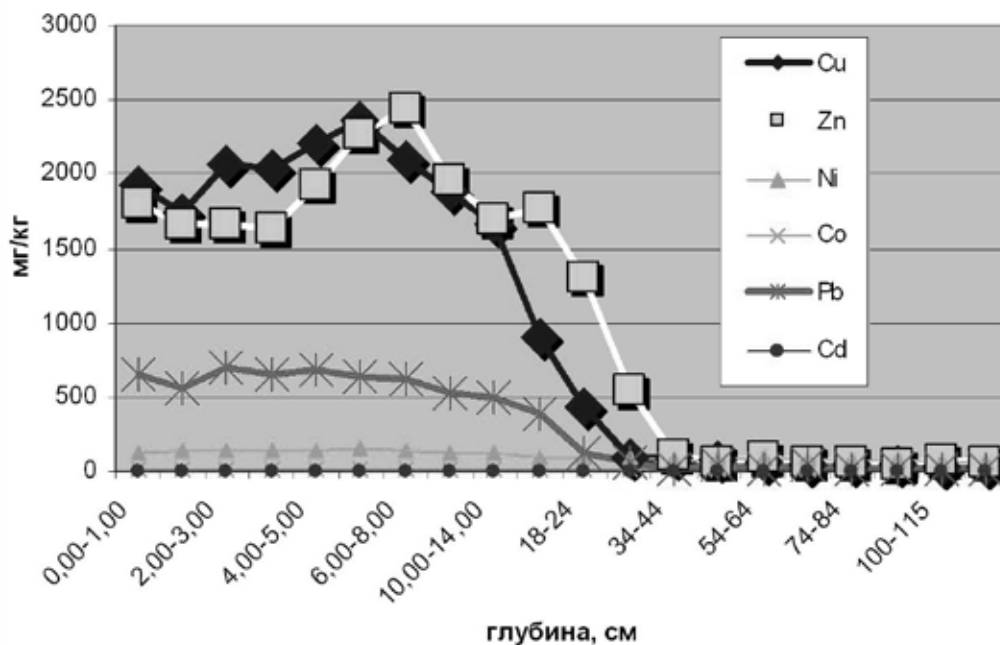


Рис. 3. Распределение концентраций тяжелых металлов по глубине донных отложений центральной части залива Чебак оз. Увильды, 15 км к NNE от источника эмиссии тяжелых металлов.

Это озеро является одним из ярких доказательств, что принадлежность к той или иной зоне техногенного воздействия определяет не уровень концентрации тяжелых металлов, а их характер распределения в поверхностном слое донных отложений, зависящий от географических факторов: расположения относительно эмитента поллютантов по розе ветров и подстилающей поверхности на пути аэральных выбросов. А в географическом положении многое определяет направление расположения озера относительно источника эмиссии и характер подстилающей поверхности по этому направлению.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Три этапа естественного накопления осадков в исследуемых озерах выражены в трехслойном строении донных отложений: минерогенные, карбонатные или торфоподобные, типичные органогенные сапропели;
2. Для современного этапа интенсификации техногенного воздействия на озерные геосистемы в целом (и на донные отложения озер в частности) существенно, что поверхностный слой органогенных сапропелей играет роль биогеохимического барьера, препятствующего миграции тяжелых металлов в озерной экосистеме;
3. Техноседиментогенез в донных отложениях озер Карабашской группы заключается в накоплении повышенного количества тяжелых металлов;

4. На характер распределения тяжелых металлов по слоям озерных осадков оказывают влияние как физико-географические факторы (удаленность озера от источника эмиссии, преобладающие ветры, рельеф, характер подстилающей поверхности), так и экономико-исторические (динамика объемов производства и аэ-ральных выбросов, изменение технологии производства и источников сырья);

5. Характер распределения тяжелых металлов по слоям озерных осадков позволяет выделить три геогра-фических зоны интенсивности техногенного воздействия: ближнюю, среднеудаленную и дальнюю.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко Т.И., Кудрявцева Л.П., Гашкина Н.А. Рассеянные элементы в поверхностных водах суши: технофильность, биоаккумуляция и экотоксикология. – М.: Наука, 2006. – 261 с.

2. Удачин, В.Н., Дерягин В.В., Китагава Р., Аминов П.Г. Изотопная геохимия донных отложений озер Южно-го Урала для оценки масштабов горнопромышленного техногенеза // Вестник ТюмГУ. – 2009. – № 3. – С. 48-52.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ МАССИВА ПЕСКОВ САРЫКУМ

Джамирзоев Г.С.¹, Идрисов И.А.²

¹ Государственный заповедник «Дагестанский»

² Институт геологии ДНЦ РАН

MODERN CONCEPTS OF THE FORMATION OF MASSIVE SANDS SARYKUM

Dzhamirzoev G.S.¹, Idrisov I.A.²

¹ State Fores^t «Dagestanskij»

² Institute of geology DSC RAS

Сарыкум более 150 лет привлекает к себе внимание исследователей. Массив протягивается на 12 км с северо-запада на юго-восток, в поперечном направлении от 1 до 3 км. В целом имеет форму треугольника, юго-западная сторона которого полого переходит в хр. Нараттубе. Максимальная высота 237 м. Относительные перепады высот внутри массива достигают 130 м [1]. Название Сарыкум означает в переводе «Желтые пески», по аналогии с Каракумами и Кызылкумами (Черными и Красными песками). Пески массива практически мономинеральные, содержание кварца превышает 98 % [2]. По минералогическому составу идентичны песчаникам неогена, которые слагают хребет. В этой связи можно сделать однозначный вывод о том, что пески массива Сарыкум являются переотложенными субстратом неогеновых песчаников региона. Пески различных частей Сарыкума в целом имеют идентичное строение, что позволяет сделать вывод, что весь массив формировался и развивался как единый природный объект. Однако в силу локальных отличий разные части массива в настоящее время приобрели различные особенности.

Сарыкум резко выделяет на фоне окружающих практически плоских террасовых уровней древнекаспийских бассейнов. Террасы сложены грубообломочным галечником и крупным песком, который на ряде участков образует плотно сцементированный конгломерат. В целом террасы, на которых залегает массив Сарыкум, имеют высоту от +80 до +120 м., что соответствует уровням хазарских террас выделенных на территории Восточного Кавказа [3]. Поскольку песчаный массив залегает поверх этих отложений, возраст массива Сарыкум можно однозначно идентифицировать как послехазарский [4], т. е. менее 100 тыс. лет. Для окрестностей массива заметно, что подстилающие отложения под массивом песков дислоцированы. Эти породы с угловым несогласием покрывают глины неогена. В окрестностях массива имеются выходы минеральных вод, включая 2 газифицирующих сероводородом и 1 с повышенным содержанием железа. Массив разделен долиной р. Шураозень на Западный (площадью около 18 км²) и Восточный Сарыкум (площадью около 6 км²). Восточный Сарыкум отделен от хр. Нараттубе полосой шириной до 3 км. Ширина долины порядка 400 м. Глубина вреза в поверхность хазарских террас порядка 35 м. В долине реки имеются аккумулятивные террасы высотой 6, 4 и 1,5-2,0 м. Также характерна современная широкая пойма (ширина 100-200 м), по которой река разбивается на множество русел. По нашим представлениям долина реки образовалась после формирования песчаного массива. Иначе сложно предположить механизм, который мог переносить пески через речную долину и формировать однотипное внутреннее строение двух частей Сарыкума. Самая высокая из речных террас непосредственно выходит на поверхность конуса выноса, который лежит на террасе максимальной стадии Новокаспийской трансгрессии. Возраст этой максимальной стадии можно оценить максимум в 7-8 тыс. лет и соответственно время формирования массива – не менее 9-10 тыс. лет. Это позволяет сделать вывод, что современная долина р. Шураозень

оформилась в период спада позднехвалынской трансгрессии либо, что более вероятно, в период мангышлакской регрессии (9-7 тыс. л. н.). Во всяком случае, речных террас, связанных с одной из стадий позднехвалынского времени, в долине не обнаружено.

Рассмотрим разные версии формирования этого природного объекта. Сарыкум предлагалось считать дюной [5]. В данном вопросе следует отметить, что только в научной литературе бывшего СССР использовалось терминологическое различие барханов и дюн. В настоящее время термины барханные дюны и барханы используют как равнозначные. Вероятно, авторы данной работы считали Сарыкум прибрежной (береговой) дюной. Это следует из сравнения ими высот Сарыкума и береговых дюн Куршской косы и Бискайского залива. Мы считаем, что этот массив нельзя считать береговой дюной по следующим соображениям. Во-первых, направление крупных положительных форм рельефа на поверхности Сарыкума поперечно направлению берегов (береговые дюны формируются вдоль берегов). Во-вторых, основание массива Сарыкум находится на разных отметках от +110 до +80 м. Согласно данным большинства исследователей палеогеографии Каспийского моря эти высоты относятся к различным стадиям хазарской трансгрессии. Соответственно время их формирования разделено десятками тысяч лет [4]. Существуют и другие соображения, которые противоречат версии о прибрежном генезисе массива. Описание массива Сарыкум как бархана также слабо обосновано [6]. На Сарыкуме есть сотни барханов (барханных дюн), несколько крупных прямых поперечных дюн, большие площади бугристых песков и т. д. Соответственно сочетание «Бархан Сарыкум», часто используемое в литературе, не несет никакой смысловой нагрузки [7]. Также широко распространены взгляды, что Сарыкум формируется за счет эоловой обработки песчаников в настоящее время, однако наши наблюдения не подтверждают эти взгляды. Еще менее обоснованы другие варианты генезиса Сарыкума [8].

Представленные версии слабо учитывали особенности внутреннего строения массива. Рассмотрим внутреннее строение толщи песков Сарыкума (рис. 1). Непосредственно на хазарских породах залегает толща «белых песков». Для этой толщи характерна слоистость с наличием тонких прослоев крупнозернистого, вплоть до гравийного, материала, размеры уплощенных обломков до 2-3 см. Ее мощность различна: на Восточном Сарыкуме до 15 м; на Западном возрастает до 30 м. Обломки средне окатанные, прослои часто сцементированы. Мощность прослоев до 10 мм, преимущественно 2-5 мм. В этой толще отсутствуют раковины морских моллюсков. В толще встречаются линзы грубообломочного материала с массой валунов до 20 кг. Также заметны эрозионные врезы в толщах слоистых песков, выполненные песчано-гравийным субстратом. Имеются линзы с тонко параллельной слоистостью и т.д. Время формирования можно оценить в интервале от 90 до 16 тыс. л. н.

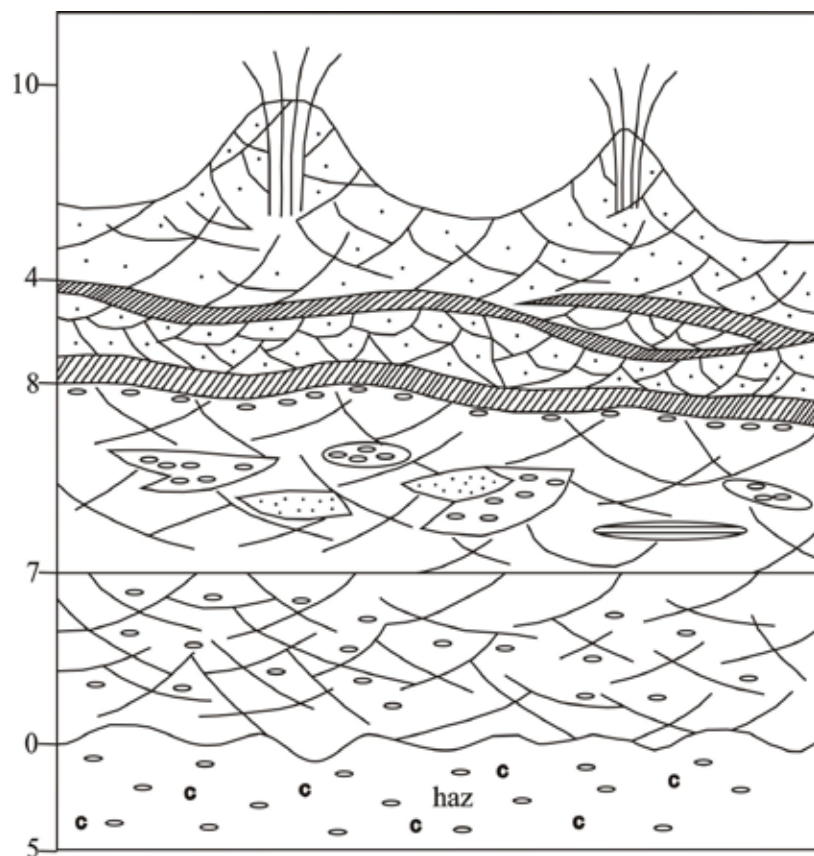


Рис. 1. Схематический профиль массива Сарыкум.

Эта толща представляет собой сложное чередование эоловых, делювиальных, аллювиальных отложений, которые подвергались вторичному переиванию и т.д. (в целом это соответствует условиям накопления отложений в аридном конусе выноса).

Показательно, что прослои белых песков встречаются в окрестностях массива Сарыкум на поверхностях различных морских террас хвалынского возраста. В частности в районе сел. Корксмаскала и пос. Тюбе на высоте +30 м имеется заброшенный песчаный карьер, где добывались именно такие пески. Показательно, что линза песков располагается по обоим берегам долины р. Шураозень, соответственно долина этой реки к моменту второй стадии раннехвалынской трансгрессии (около 14 тыс. л. н.) была в начальной стадии и проходила сквозь массив белых песков [9]. Однако за пределами Сарыкума их мощность не более 5 м, имеются фрагменты морской фауны хвалынского возраста, отсутствует косая слоистость и т.д.

Выше залегает толща косослоистых песков желтого и бурого цвета. Из этой толщи сформированы многочисленные формы эолового рельефа. Собственно цвет этой толщи и дал название Сарыкум. Заметно, что в верхней толще отсутствует мелкий гравий. Эта толща содержит несколько горизонтов погребенных почв, гумусовые горизонты которых окрашены в каштановый цвет, более интенсивный, чем у современных почв.

Для самой нижней из погребенных почв имеется радиоуглеродная датировка гумуса 3500 лет, что является к настоящему времени максимально допустимым возрастом формирования верхней тощи песков. Возможно, дальнейшие исследования позволят выявить более древние почвы, в частности, датируемые 4,5 тыс. лет. Полученные данные в целом совпадают с материалами проекта IGCP 481, где для сопредельного участка выделялась погребенная почва возрастом 3400 лет.

По данным [10], [11] и др. около 4000 тыс. л. н. на всей территории юго-восточной Европы и Прикаспийской низменности развилась катастрофическая дефляция, которая привела к полному удалению верхних горизонтов местных почв. В период около 3,5 тыс. л. н. климатические условия вновь способствовали формированию мощных почв. Вероятна сложная история трансформации почвенного покрова для данного времени. Эти выводы соответствуют реконструкции развития региона во второй половине голоцена [12].

Подобные особенности внутреннего строения массива позволяют сделать вывод, что он является реликтом прошлых природных обстановок. В настоящее время накопление песков на массиве не происходит. За прошедшие тысячи лет после своего формирования первичная толща песков белого цвета была в значительной степени разрушена (частично эродирована р. Шураозень). Верхняя ее часть прошла несколько стадий почвообразования и последующего развевания. Отсутствие современного поступления песка на массив подтверждается тем, что материнские породы (песчаники неогена) состоят из белых зерен (вернее прозрачных зерен кварца), а верхняя толща Сарыкума сложена песками желтого цвета. Показательно, что современный аллювий малых ручьев (Истису, Алтав), стекающих с хр. Нараттюбе, представлен песками белого цвета.

Массив Сарыкум занимают разнообразные формы рельефа. Большую часть занимают бугристые пески. На Западном Сарыкуме выделяется до 5 крупных поперечных дюн. Длина дюн до 1000 м, расстояние между гребнями 200-250 м, протягиваются с северо-востока на юго-запад и расположены поперек к господствующим направлениям ветров. Максимальная относительная высота может быть оценена в 100 м. С учетом подстилающей толщи белых песков максимальная мощность толщи песков до 130 м. Основание поперечных дюн стабильно, но гребень может перемещаться на десятки метров [13]. Дюны производят эффектное зрелище в силу значительной высоты и светло-желтого цвета, что позволяет наблюдать их на расстоянии в 20-30 км.

При перемещении песка по поверхности массива Сарыкум формируются небольшие подвижные барханы в поперечнике до нескольких десятков метров, которые на окраинах Сарыкума задерживаются древесно-кустарниковой растительностью [14] и превращаются в грядовые или бугристые пески. Высота отдельных бугров 5-7 м. Характерно, что подвижные эоловые формы рельефа на значительной части Сарыкума подстилаются мощными погребенными почвами. Эти почвы резко выделяются на фоне современных слабогумусных (менее 1 % органики) почв [15]. Можно предположить, что закрепление бугристых песков и барханов произошло относительно недавно (первые сотни лет). При изменении внешних условий (усилении засушливости или пастбищной дигрессии) можно предполагать резкую активизацию эоловых процессов и перемещение этих форм рельефа на периферию массива Сарыкум.

Отсутствие поперечных дюн на Восточном Сарыкуме на наш взгляд связано с тем, что до катастрофической дефляции второй половины голоцена [10] массив имел мощный почвенный покров, подвижных песков не существовало. При дефляции почвенный покров был разрушен. Пески стали подвижными и уже имели к тому времени желтоватый оттенок (цвет песков изменился в результате почвообразования). На Западном Сарыкуме в силу его большей площади смогли сформироваться поперечные дюны, а на Восточном формировались лишь небольшие барханы. Эти особенности также свидетельствуют о том, что к началу дефляции долина р. Шураозень была сформирована. Таким образом, время образования поперечных дюн можно оценить второй половиной голоцена.

Выводы:

1. Специфическая желтая окраска верхней пачки песков массива связана с тем, что эти пески прошли (вероятно, несколько раз) стадии почвообразования.
2. Массив формировался в несколько этапов. Первоначально произошло накопление толщи песков с прослоями гравия, валунами и т.д. В дальнейшем эта толща длительное время находилась в стабильном состоянии.
3. В течение последних 3-4 тыс. лет произошла катастрофическая дефляция и образовались разнообразные формы эолового рельефа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ а 08-06-00061.

ЛИТЕРАТУРА

1. Идрисов И.А. К истории формирования и развития песчаного массива Сарыкум // Тр. гос. прир. зап.-ведника «Дагестанский». – Махачкала, 2010. – С. 19-27.

2. Тулышева Е.В. Речные долины Дагестана и их неотектоническая обусловленность. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. – М.: Ин-т географии РАН, 2002. – 26 с.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. – М., 1997. – 364 с.
4. Янина Т.А., Рычагов Г.И. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: VI Щукинские чтения. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – С. 454-457.
5. Акаев Б.А., Игнатов В.И. Генезис Сарыкума // Тезисы докладов конференции по итогам географических исследований в Дагестане. – Махачкала, 1992. – Вып. XX. – С. 20-21.
6. Майоров А.А. Эоловая пустыня у подножья Дагестана. Махачкала, 1927. 116 с.
7. Бархан Сарыкум / Г.М. Абдурахманов (отв. ред.). – Махачкала: Наука плюс, 2006. – 270 с.
8. Физическая география Дагестана / Б.А. Акаев (отв. ред.). – М., 1996. – 383 с.
9. Свиточ А.А., Селиванова А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. – М., 1998. – 291 с.
10. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. – М.: Наука, 2005. – 223 с.
11. Песочина Л.С. Закономерности позднеголоценового почвообразования в нижнедонских степях // Тр. V Международной конференции: Эволюция почвенного покрова: история идей и методы, голоценовая эволюция, прогнозы. – Пущино, 2009. – С. 205-207.
12. Идрисов И.А. Изменение климата Дагестана второй половины голоцена // Вестник Института истории, археологии и этнографии. – Махачкала, 2010. – № 3. – С. 63-71.
13. Бигарелла Дж. Эоловые обстановки осадконакопления // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. – М.: Мир, 1974. – С. 22-86.
14. Истомина А.Г. К характеристике почв каштанового типа предгорной части Терско-Сулакской низменности // Тр. отд. почвоведения Даг. филиала АН СССР. – Махачкала, 1959. – Т. 4. – С. 200-233.

СОСТАВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ НАННОПЛАНКТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ

Дмитренко О.Б.

ГУ Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, senidol@yandex.ru

COMPOSITION OF THE LATE PLEISTOCENE NANNOPLANKTON ASSAMBLAGES IN DIFFERENT ENVIRONMENTS OF THE S-W ANLANTIC

Dmitrenko O.B.

P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Изучены известковые наннофоссилии из 5 колонок Бразильского бассейна, поднятые в 17 (2003 г.) и 18-м (2004 г.) рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов». Колонки взяты в районах континентального склона Южной Америки (АСВ-17-1431, АСВ-17-1447 и АСВ-17-1469), а также в осевой зоне Бразильской котловины (АСВ-18-1535 и АСВ-18-1540), где глубины их расположения соответствуют и превышают глубину карбонатной компенсации. Все они занимают несколько разное стратиграфическое положение.

Осадки колонок АСВ-17-1431 и АСВ-17-1469 принадлежат зоне *Emiliana huxleyi* s.l. верхнего плейстоцена-голоцена. Низы колонок датируются соответственно 70 и 100 тыс. лет назад. В разрезе колонки АСВ-18-1535 выделено 5 зон по шкале С. Гартнера [1]: *Emiliana huxleyi* acme; *Emiliana huxleyi*; *Gephyrocapsa oceanica*; *Pseudoemiliana lacunosa*; мелких *Gephyrocapsa*. Ниже 340 см кокколиты практически не встречаются. Придонная обстановка в период седиментации была изменчивой, но в целом сравнительно спокойной, при которой почти не происходило поступления вторичных видов кокколитов. Резкие флуктуации были связаны с гидрологическими условиями и зависели от изменения поступления холодных антарктических вод, агрессивных по отношению к карбонатному материалу. При усилении этого подтока кокколиты в разной степени растворялись, порой, не достигая дна вовсе, что происходило в более холодные климатические периоды.

В разрезе колонки АСВ-17-1447 верхние 159 см достоверно отнесены к зоне *Emiliana huxleyi* верхнего плейстоцена-голоцена. Ниже осадки предположительно принадлежат к верхнему плейстоцену по присутствию в нижних горизонтах растворенной *Emiliana huxleyi* и *Gephyrocapsa oceanica*. Образование осадочной толщи в районе колонки связано, скорее всего, с местным поступлением переотложенного материала со склонов поднятия Риу-Гранди в район расположения колонки в течение позднего плейстоцена-голоцена. Продвигаясь с высокой скоростью по каналу Вима, антарктическая донная вода выносит наннопланктон, вымывая его из

бортов канала, являющихся разрезом возвышенности Риу-Гранди. Интенсивное поступление холодных антарктических вод в район расположения колонки АСВ-18-1447 привели к резкому усилению процессов растворения кокколитового материала и к почти полному отсутствию в нижней части разреза плейстоценовых видов.

Похожая ситуация складывалась при образовании осадочной толщи разреза колонки АСВ-18-1540. В верхних 250 см кокколиты не встречены. Интервал 250-510 см отнесен к верхнему плейстоцену, верхам зоны *Pseudoemiliana lacunosa* (0,44-0,9 млн. лет) на основании присутствия в диапазоне 425-510 см видов *Gephyrocapsa protohyxley* и *Discosphaera tubifera*. Виды вторичного залегания преобладают в ассоциациях колонки АСВ-18-1540, составляя 50-77,7 % от общего количества кокколитов, их разнообразие в отдельных случаях достигает 24-х видов. Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким преобладанием дискоастеров верхнего плиоцена. Вымирание дискоастеров было, в свое время, одним из основных критериев проведения плиоцен-четвертичной границы. Усиливаются и поступления более древних представителей. Такой значительный привнос вторичного материала, по-видимому, в какой-то степени связан с Гвинейским Южным пассатным течением, но в большей степени — с проникающими сюда турбидитными потоками, обусловленными вдольбереговыми течениями Южной Америки и взаимодействующими в данном районе с водами Гвинейского пассатного течения.

Высокие скорости и значительная концентрация переотложенного карбонатного материала обусловили сохранность четвертичных видов кокколитов. Они как бы экранируются более древними видами наннопланктона, что защищает их от растворения на глубине, на 1000 м превышающей уровень карбонатной компенсации этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleont. – 1977. – V. 2. – P. 1-25.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В КВАРТЕРЕ

Друщиц В.А., Садчикова Т.А.

Геологический институт РАН, Москва, drouchits@ginras.ru

DRIFT PECULIARITIES OF SEDIMENTARY MATERIAL ON EASTERN ARCTIC CONTINENTAL MARGIN FOR THE QUATER

Drouchits V.A., Sadchikova T.A.

Geological Institute RAS, Moscow

В раннем миоцене (бурдигалий) Северный Ледовитый океан представлял собой бассейн озерного типа с низким уровнем. Осадки его накапливались в восстановительных условиях. Воды характеризовались слабой соленостью. Предполагается, что существовал приток больших объемов пресных вод из бассейна Бофорт-Маккензи. Далее наступает эстуарная фаза (типа внутреннего моря с ограниченным водообменом) (18,2 млн. лет назад). Эта стадия совпадает со временем открытия пролива Фрама. 17,5 млн. лет назад этот бассейн превращается в океан с хорошо перемешиваемыми солеными водами [1]. Очевидное влияние морского льда и айсбергов на осадконакопление, вызванное развитием оледенения в Гренландии, отмечается 3,2 млн. лет назад [2].

Формирование осадочного чехла шельфа арктических морей в позднем кайнозое тесно связано с процессами гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана, охвативших в силу исключительной отлогости арктического шельфа громадные пространства. В течение позднего кайнозоя уровень арктических морей неоднократно понижался до отметок границы внешнего шельфа, более того не все трансгрессии достигали или превышали современный уровень. Этот цикл открывает глубокая регрессия на рубеже миоцена и плиоцена проявившаяся в пределах всего северного шельфа Евразии. Устанавливаются также следы значительной регрессии, по времени отвечающей последнему среднеледниковому похолоданию (186-127 тыс. лет), сохранившиеся на внешнем шельфе Чукотского моря. Наиболее глубокая береговая линия этого возраста сохранилась на глубине 135 м [3]. Регрессия раннего валдая (90-57 тыс. лет) достигала -20, -30 м., однако в период последнего ледникового максимума (23-11,5 тыс. лет) понижение уровня моря составляло 100 м и более, что привело к осушению шельфа в полосе сотен километров.

На современном этапе на границе океан-континент, несмотря на суровые ледовые условия, активно работают волнение, течения, сгонно-нагонные явления и приливы. В течение безледного времени может раз-

виваться волнение с максимальной высотой волн до 6,5 м. Явное воздействие волнения на дно фиксируется до глубины 25 м. Ветровые вдольбереговые течение на глубинах 1-8 м способны размывать среднезернистые пески и переносить частицы диаметром до 0,5 мм. Активная динамика обломочного материала наблюдается на подводных банках, в эрозийных ложбинах поливов, на подводном береговом склоне. Терригенный материал удаляется с мелководья сгонными течениями и гравитационными потоками [4; 5]. В морях с большим периодом ледового покрытия материал береговой термоабразии и материал, выносимый реками, отлагаются преимущественно на подводном береговом склоне. Эти наносы способны участвовать в обратном движении к континенту при действии волнения и сгонно-нагонных явлений. Гидрологические исследования последних лет [6] выявили существенное влияние атлантических вод на формирование водной обстановки на континентальной окраине моря Лаптевых. Были обнаружены фронты теплых вод мористее отметок 30-50 м, а интрузии теплых соленых вод достигают изобаты 20 м.

Основные черты механизма перемещения обломочного материала на континентальной окраине Восточной Арктики определились вместе с открытием Северного Ледовитого океана. В четвертичное время формируется циклический характер процессов, отвечающих за перемещение осадков. В холодные регрессивные эпохи основным агентом перемещения осадков от континента к океану становятся реки, морской лед, айсберги. На переходном этапе к более теплым стадиям мощным агентом, доставляющим огромные массы вещества к подножию склона, являются флювиогляциальные потоки. Примером такой аккумуляции может служить глубоководный конус выноса на глубине 3200 м в западной части континентального подножия моря Лаптевых. Он образовался за счет выноса материала с Северного Таймыра, плато Путоран, Анабарского плоскогорья по подводной долине р. Хатанга [7].

Хорошими реперами, фиксирующими перемещение обломочного материала на континентальной окраине Восточной Арктики, могут служить осадки подводных хребтов Ломоносова и Менделеева как конечных пунктов аккумуляции терригенного вещества.

В межледниковье значительное влияние на седиментацию оказывает перенос атлантических вод вдоль края шельфа. В течение последних двух миллионов лет более высокие значения изотопного отношения неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) характерно для ледниковых эпох, а более низкие для межледниковий и для современности. Полагают [8], что единственным источником такого распределения неодима в осадках хребта Ломоносова могут быть базальты плато Путоран. Причина этого явления – открытие пролива Фрама. Вещество могло переноситься промежуточными арктическими водами на глубинах 200-1500 м. В неогене состав этих вод формировался, в основном, за счет растворенного и взвешенного вещества с евроазиатского шельфа, они имели лишь небольшую составляющую вод Северной Атлантики. При современной циркуляции в водных массах атлантическая составляющая имеет гораздо большее значение, чем арктические рассолы и взвеси, которые играют подчиненную роль, поэтому отношение изотопов неодима низкое, типичное для межледниковий.

Сравнение минерального состава четвертичных осадков хребта Ломоносова с аналогичными данными по поверхностным осадкам моря Лаптевых, современным донным осадкам р. Лена, неоплейстоценовым моренам Верхоянских гор и четвертичным лессам из этого же района позволили определить основной поток терригенного материала меридиональный перенос от континента к абиссали (с небольшим дополнением материала плато Путоран) [9].

Эти данные согласуются с результатами изучения береговых обнажений Новосибирских островов и приморских низменностей моря Лаптевых [10]. В составе терригенных минералов островных обнажений преобладают кварц, полевые шпаты и слюды. Темноцветные минералы распространены повсеместно и представлены гранатами амфиболами, минералами андалузит-силлиманитовой группы, пироксенами, турмалином, эпидотом, сфеном, цирконом, черными рудными (магнетитом, титаномагнетитом) и редко – оливином. Судя по минеральному составу, источником поступления обломочного материала, являлись, в основном, реки Лена, Яна, Индигирка, абразионные берега приморских низменностей (табл. 1). Аналогичный минеральный состав имеют четвертичные отложения хребта Ломоносова.

Таблица 1. Состав алевритовой фракции терригенных минералов отложений островов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского

Место отбора	Гранат	Амфибол	Анд-Сил.	Турмалин	Пироксен	Эпидот	Сфен	Циркон	Ставролит	Оливин	Рудные
о. Фаддеевский	+	+	+	+	*	*	*	*	-	*	*
о. Сардах	+	+	-	-	+	+	*	*	*	-	+
о. Котельный	+	+	-	-	+	+	*	*	-	-	+
о. Новая Сибирь	*	+	-	-	.	+	*	*	-	-	+

Примечание. Количественное содержание минералов: + – много; * – мало; - – следы и отсутствие

В теплые эпохи значительную роль в перемещении терригенного материала играют вдольбереговое течение, контурные течения, сгонно-нагонные явления и приливы. Частицы песчаного размера, доставленные из

моря Лаптевых, находят в разрезе четвертичных осадков моря Бофорта и хребта Менделеева. Это доказывает существование трансполярного переноса в течение как ледниковых так и межледниковых эпох [11].

Во второй половине среднего неоплейстоцена выдвинутые на 200-100 км приморские равнины дренировались несколькими магистральными долинами, в большей и меньшей степени сохранившимися в рельефе современного шельфа. Большинство из них имели ширину до 10-25 км и весьма пологий продольный профиль с уклоном в пределах равнинной части 0,00004-0,00005. Реки выносили огромное количество вещества за пределы континентального шельфа. За короткий срок была дренирована огромная территория шельфа восточной Арктики. В период последнего ледникового максимума (23-11,5 тыс. лет) длина долин на восточно-арктическом шельфе увеличилась на несколько сот километров. В регрессивные стадии за счет развитой долинной сети происходит массовое вовлечение материала в движение в сторону океана. В этот процесс включаются континентальные образования площадей, которые дренируются реками; пылеватые частицы морских отложений, обнажившиеся после отступления моря, переносимые воздушными массами; аллювиальные и склоновые отложения, вторично вовлекаемые в транзит за счет термоабразии бортов долин речным стоком. В настоящее время эти процессы можно наблюдать в долине р. Макензи.

Средне- и позднеплейстоценовые отложения Северного Ледовитого океана отличает присутствие диамиктоновых осадков. Они определяются по резким контактам с вышележащими и подстилающими отложениями, по наличию грубой фракции, и их распространение не находится в прямой зависимости от донного рельефа. Происхождение этих осадков – разрушение айсбергов. Диамиктоны хребта Ломоносова отличаются общим мелкозернистым составом, что связано с источниками сноса, расположенными в Восточной Арктике. Диамиктоны приурочены к переходным периодам: от ледниковый к межледниковьям. Время ИКС 6 для хребта Ломоносова характеризуется наличием материала ледового разноса. Максимального количества материала ледового разноса откладывается при переходе от холодной стадии к стадии потепления. Слоистые глинистые осадки с присутствием фауны формируются за счет действия суспензионных потоков в эпохи потепления [12; 13].

С помощью петрографического анализа установлено, что в течение среднего и позднего неоплейстоцена в южную часть хребта Ломоносова поступал материал с архипелага Северная Земля, п-ова Таймыр. Это перемещение проходило за счет турбидитовых потоков, вдольсклонового течения, ледового и айсбергово разноса [14].

Неоднократная смена субаэральных и субаквальных условий на огромных шельфовых низменностях современного шельфа и прилегающей суши генерировала возвратно-поступательное движение обломочного материала. В трансгрессивные эпохи наблюдается возвратное движение материала от моря к континенту с аккумуляцией, главным образом, в пределах береговой зоны.

Своеобразие литодинамики арктических морей сводится к наличию льдов, покрывающих их акваторию большую часть года. Но даже для суровых арктических морей с длительностью стояния ледового покрова более 8 месяцев нельзя исключать из осадочного цикла влияние гидродинамического фактора. В море Лаптевых существуют несколько полыньей: Восточно-Североземельская, Таймырская, Ленская и Новосибирская. Их ширина достигает нескольких десятков, а протяженность – многие сотни километров [15]. В Чукотском море при штормовых ветрах, в свободных ото льда районах развиваются ветровые волны высотой до 6,5 м. Вдоль побережья Чукотского полуострова существует Чукотское течение, оно несет холодные распресненные воды Восточно-Сибирского моря к Беринговому проливу и далее. Ледовый перенос и айсберги играют большую роль в перемещении осадочного материала от континента к океану. Интенсивность основных осадочных потоков на континентальной окраине Восточной Арктики в четвертичное время была связана с климатическими изменениями. В регрессивные холодные эпохи преобладал речной вынос, в переходные стадии значительные массы вещества перемещались льдами, айсбергами, флювиогляциальными потоками. Трансгрессивные (межледниковые) эпохи характеризуются интенсивными вдольбереговыми и вдольсклоновыми течениями. Волновой перенос, нагоны, приливы обеспечивают миграцию наносов сторону континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Jakobsson M., Backman J., Rudels B. and others. The early Miocene regime in the Arctic Ocean // *Nature. Letters*. – V. 447 [21 June 2007] doi:10.1038/Nature 05924.
2. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic Palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. – 2006. – V. 444/1. Doi: 10.1038 // *Nature* 04800.
3. Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет // *Берингия в кайнозойе*. Владивосток, 1974. – С. 9-27.
4. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // *Криосфера Земли*. – 2006. – Т. X. – № 4. – С. 74-94.
5. Dudarev O.V., Semiletov I.P., Charkin A.N. Depositional Setting on the Continental Shelf of the East Siberian Sea // *Doklady Earth Sciences*. – 2006. – V. 409A. – P/ 1000-1005. Doi: 10.1134/S 1028334X06060389
6. Dmitrenko I. A., Kirillov S.A., Tremblay L.B. et al. Impact of the Arctic Ocean Atlantic water layer on Siberian shelf Hydrography // *Jornal of Geophysical Research*. – 2010. – V. 115. 2010co80010. – 17 p. doi: 10.1029/2009jc006020.

7. Kleiber H.P., Neissen F., Weiel D. The Late Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia — implication from sub-bottom profiling // *Global and Planetary Change*. — 2001. — V. 31. — P. 105-124.
8. Harley B.A., Frank M., Spielhagen R.F., Eisenhauer A. Influence of brine formation on Arctic circulation over the past 15 million years // *Natural Geoscience*. — 2008. — № 1. — P. 68-72.
9. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю. и др. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Строение и история развития литосферы*. — М.: Paulsen, 2010. — С. 464-490.
10. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. — М.: ГЕОС, 2009. — Вып. 1. — С.173-189.
11. 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. — № 71. — P. 129-144.
12. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. — М.: ГЕОС, 2007. — 404 с.
13. Matthiessen J., Niessen F., Stein R., Naafs B.D. Pleistocene Glacial Marine Sedimentary Environment at the Eastern Mendeleev Ridge, Arctic Ocean // *Polarforschung*. — 2009. — V. 79. — № 2. — P. 129-137.
14. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // *Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр.* — 2009. — № 4. — С. 45-54.
15. Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полярны. — М. Научный Мир, 1999. — 334 с.

СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕВАЛДАЙСКОГО МЕЖСТАДИАЛА В БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Евзеров В.Я.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, yevzerov@geoksc.apatity.ru

STRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY OF MARINE DEPOSITS OF THE MIKULINIAN INTERGLACIAL AND THE EARLY VALDAIAN INTERSTADIAL IN THE WHITE SEA DEPRESSION

Yevzerov V.Ya.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Палеогеографические и стратиграфические реконструкции, восстанавливающие условия и последовательность формирования осадочных толщ любого возраста должны базироваться прежде всего на результатах геологических и палеонтологических исследований. Геологические наблюдения позволяют установить характер залегания осадков и динамику среды, в которой они отлагались. Палеонтологическое изучение органических остатков, особенно важное для отложений четвертичного возраста, дает возможность составить представление о климатической обстановке в период осадконакопления и разграничить межстадиальные и межледниковые образования. Датировать осадки тем или иным методом имеет смысл только в комплексе с указанными исследованиями. Тем не менее, некоторые специалисты полагают, что «становым хребтом» всех реконструкций должны быть результаты датирования. С этим никак нельзя согласиться по той причине, что результаты датирования любым из применяемых физических методов не являются абсолютными. С философских позиций абсолютный возраст — это не что иное, как абсолютная истина, которая, как известно, недостижима. Кроме того, все геохронометрические модели обладают неоднозначностью, поскольку в хронометрии решается типичная обратная задача естествознания: по следствиям, наблюдаемым сегодня, восстанавливается причина, действовавшая в геологическом прошлом. Известно, что решение таких задач неоднозначно [1]. В связи с этим результаты датирования обязательно должны тестироваться другими методами. К такому заключению достаточно давно пришли зарубежные специалисты, занимающиеся радиоуглеродным датированием [2]. Можно было бы привести много примеров, когда результаты датирования, опережающие геолого-палеонтологические исследования, привели к ошибочным заключениям. Однако, мы ограничимся рассмотрением конкретных материалов по морским отложениям микулинского межледниковья и ранневалдайского межстадиала, распространенным в Беломорской котловине.

Упомянутые отложения широко представлены в обнажениях по берегам рек, впадающих в Белое море. Детальное исследование их разрезов началось в XX в. Наибольший вклад внесли специалисты по фауне морских моллюсков, палинологии и литологии [3-5]. По результатам геологического и палеонтологического изучения были выделены отложения микулинского межледниковья и ранневалдайского межстадиала [4]. В период оптимума микулинского межледниковья наземная растительность занимала позиции более или менее близ-

Таблица. Результаты датирования плейстоценовых морских отложений северного побережья Беломорской котловины различными методами

Отложения позднеплейстоценовых трансгрессий						
№ № разрезов	Геологическая позиция	Датированный материал (абс. высота отбора проб в м)	Возраст, тыс. лет			ОСЛ
			C ¹⁴	U-Jo	ЭПР	
Отложения ранневалдайской трансгрессии (стрельнинские слои)						
1	?	Песок ; 22,5 м				44,4±3,2 Tln1521-103*
2	?	Раковины, без уточнения; 36,5 м			58,7±4,4 Tln344-073*	
3	Нижняя часть разреза	Песок; 51,5 м Раковины, без уточнения; 47,5 м			85,5±6,6 Tln347-073*	80,5±7,0 Tln1522-103*
4	то же	Раковины; 28,5 м			99,0±7,6 Tln343-073*	
5	Весь разрез	Песок; 59,0 м Раковины без уточнения; 39,5 м Песок, 35,5 м			90,4±6,7 Tln345-073*	85,6±9,3 Tln1519-103* 101,9±12,2 Tln1520-103*
Отложения микулинской трансгрессии (понойские слои)						
6	Верхняя часть разреза	Neptunea despecta +Astarte elliptica	43,0 (вн) LU-144B			
7	Верхняя часть разреза	Chlamys islandicus +Neptunea sp.	33,65±4,0 TA-271			
8	Средняя часть разреза	Cyprina (Arctica) islandica +Hyatella arctica	38,85±0,97 (вн) LU-142A 44,2±1,77 (в) LU-142B			
5	то же	Раковины без уточнения; 33,5 м			111,5±12,4 Tln346-073*	
9	то же	Cyprina (Arctica) islandica	35,54±0,51 (вн) LU-136A 43,7 (в) LU-136B	102,0±4,0 (в) LU-452A 114,0±4,0(вн) LU-452B		
10	Нижняя часть разреза	Cyprina (Arctica) islandica Astarte borealis Раковины без уточнения; 9 м	34,5±0,45 TA-270	85,5±3,2 (в) LU-464A 86,0±3,9 (вн) LU-464B	131,8±11,2 RLQG 267-129 127,5±10,2 RLQG 267-129 128,7±7,5*Tln 268-010	
Примечание. При радиоуглеродном и уран – иониевом датированием 30–40% массы раковин удалялось растворением в HCl, остаток датировался либо полностью, либо с разделением на внешнюю (в) и внутреннюю (вн) части по 30-35% каждая. Звездочкой отмечены датировки из [9], остальные - из работ автора разных лет. Адреса разрезов 1-5 по [9], остальные по материалам автора: 1 – долина р. Большая Кумжеева (66° 13' 39" с. ш., 39° 40' 32" в.д.); 2 – долина р. Каменки (66° 05' 41" с. ш., 38° 17' 10" в.д.); 3 – приустьевая часть ручья Лудяного (66° 19' 34" с.ш., 39° 56' 47" в.д.); 4 – долина р. Чаваньги (66° 09' 02" с. ш., 37° 46' 55" в.д.); 5 – правый берег р. Стрельны в 6,5 км от устья (66° 05' 54" с.ш., 38° 31' 37" в.д.); 6 – правый берег р. Поной в 7 км выше бывшего села Поной; 7 – левый берег р. Поной; 8 – среднее течение ручья Полова, впадающего слева в р. Поной в 3 км ниже бывшего села Поной; 9 – верховья ручья, впадающего в р. Малую Качковку в 2 км к северо-западу от устья; 10 – левый берег р. Чапомы в 3,5 км от устья.						

Примечание. При радиоуглеродном и уран – иониевом датировании 30-40% массы раковин удалялось растворением в HCl, остаток датировался либо полностью, либо с разделением на внешнюю (в) и внутреннюю (вн) части по 30-35% каждая. Звездочкой отмечены датировки из [9], остальные – из работ автора разных лет.
Адреса разрезов 1-5 по [9], остальные по материалам автора: 1 – долина р. Большая Кумжевая (66° 13' 39" с. ш., 39° 40' 32" в. д.); 2 – долина р. Каменки (66° 05' 41" с. ш., 38° 17' 10" в. д.); 3 – приустьевая часть ручья Лудяного (66° 19' 34" с. ш., 39° 56' 47" в. д.); 4 – долина р. Чаванги (66° 09' 02" с. ш., 37° 46' 55" в. д.); 5 – правый берег р. Стрельный в 6,5 км от устья (66° 05' 54" с. ш., 38° 31' 37" в. д.); 6 – правый берег р. Поной в 7 км выше бывшего села Поной; 7 – левый берег р. Поной против бывшего села Поной; 8 – среднее течение ручья Попова, впадающего слева в р. Поной в 3 км ниже бывшего села Поной; 9 – верховья ручья, впадающего в р. Малую Качковку в 2 км к северо-западу от устья; 10 – левый берег р. Чапомы в 3,5 км от устья.

кие к современным. Широколиственные леса подходили к южному побережью Белого моря. Поэтому удалось успешно сопоставить пыльцевые диаграммы морских отложений микулинского межледникового Архангельской области с диаграммами морских и континентальных межледниковых отложений средней России и западной Европы [4]. Сопоставление позволило оценить продолжительность стадий развития морского бассейна посредством подсчета годовых слоев диатомита межледникового озера [6], фактически проигнорировав имеющиеся результаты датирования физическими методами [7].

Разрезы микулинских межледниковых осадков на северном побережье Белого моря находятся вблизи предела распространения лесной растительности, вследствие чего спорово-пыльцевые диаграммы этих разрезов невозможно корректно сопоставить с аналогичными диаграммами более южных разрезов. Сводный разрез упомянутых отложений составлялся автором с учетом фаций осадков и их гипсометрического положения. По результатам геологического и палеонтологического изучения отложений, залегающих под мореной поздневалдайского оледенения, здесь были выделены понойские и стрельнинские слои, относящиеся, соответственно, к микулинскому межледниковью и ранневалдайскому межстадиалу [8]. Результаты датирования позднеплейстоценовых отложений северного побережья Белого моря приведены в таблице.

Понойские слои по палеонтологической характеристике являются типичными межледниковыми образованиями, сформировавшимися в климатической обстановке более благоприятной, чем современная.

Начало их образования пришлось на период деградации московского оледенения. Поэтому в основании разреза залегают ледниково-морские осадки (морской диамиктон), встреченные в низовьях рр. Чапомы и Поной (против села Поной) на отметках около 9-10 м над уровнем моря (ур. м.). Отложения, накопившиеся в период, близкий к максимуму трансгрессии, обнаружены в упоминавшемся разрезе на р. Поной (глины в интервале высот 10-16 м н. у. м.) и разрезе на р. Малой Качковке (глины и сменяющие их вверх по разрезу пески на отметках около 134-125 м над ур. м.). Этап регрессии запечатлен в последовательно накапливающихся песках и детритовых песках разрезов на р. Малой Качковке (134-126 м над ур. м.), ручьях Поповом (118-115 м н. у. м.) и Пахтенном (105-103 м н. у. м.) левых притоках р. Поной и р. Поной против села Поной (27-16 м н. у. м.). Отметим, что комплексы фораминифер в глинах и детритовых песках последнего разреза идентичны. Поэтому нет оснований относить их к разным трансгрессиям, как это сделано в [10]. Анализ таблицы показывает, что все радиоуглеродные конечные и уран-иониевые датировки значительно моложе возрастного интервала микулинской трансгрессии (морская изотопная стадия (МИС) 5е). Только результаты датирования методом ЭПР отвечают возрасту МИС 5е. Не соответствуют этой стадии датировки, полученные методами ЭПР и ОСЛ ($71,9 \pm 8,2$; $73 \pm 7,5$; $74 \pm 8,8$; 96 ± 8) для толщ глин и детритовых песков обнажения на р. Поной [10].

Стрельнинские слои залегают на ледниковых отложениях или с размывом на понойских слоях. По палеоклиматической характеристике они являются межстадиальными и палинологически вполне удовлетворительно сопоставляются с осадками межстадиала перьяпохьёла Финляндии [8]. Для них методами ЭПР и ОСЛ получены датировки в диапазоне от примерно 44 до 101 тыс. лет (табл.). Отложения с наиболее молодыми возрастными ни по положению в разрезе, ни по палеонтологическим характеристикам не отличаются от осадков с более древними возрастными. Следовательно, для выделения самостоятельной средневалдайской трансгрессии, как это сделано в работе [9], нет достаточных оснований. Кстати, в Архангельской области тоже без палеонтологического изучения, только по результатам датирования выделены морские осадки морской трансгрессии среднего валдая [11]. Между тем климато-гляциологические данные свидетельствуют о невозможности существования эвстатического уровня моря, близкого к современному, в период среднего валдая, следовательно, и невозможности развития морской трансгрессии в это время [12].

Изложенный материал показывает, что результаты датирования четвертичных отложений, как, впрочем, и отложений любого возраста, полезны при стратиграфических исследованиях, но не могут рассматриваться как абсолютные. Во избежание серьезных ошибок в определении стратиграфического положения осадочных толщ эти результаты должны обязательно тестироваться геологическими, палеонтологическими, палеомагнитным и другими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тихонов А.Н., Гончарский А.В. (ред.). Некорректные задачи естествознания. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 303 с.
2. Fowler A.J., Gillespie R., Hedges R.E.M. Radiocarbon dating of sediments by accelerator mass spectrometry // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1986. V. – 44. – P. 15-20.
3. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. – Л.: Наука, 1964. – 106 с.
4. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск: Карелия, 1982. – 156 с.
5. Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // *Хронология и климаты четвертичного периода. Докл. сов. геол. на междунар. геол. конгрессе, XXI сессия*. – М.: Наука, 1960. – С. 124-136.

6. Grøsfjeld, K., Funder, S., Seidenkrantz, M.-S., Glaister, C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. – 2006. – V. 35. – P. 493-520.
7. Molodkov A., Raukas A. ESR age of the Late Pleistocene transgressions in the eastern part of the White Sea coast // *Geologija*. Vilnius. – 1998. – № 25. – P. 62-69.
8. Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // *Региональная геология и металлогения*. – 2007. – № 30-31. – С.172-178.
9. 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.
10. Корсакова О.П., Семенова 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: Мат. межд. научн. конференции (Мурманск, 27-30 октября 2010 г.). Вып. 10.* – М.: ГЕОС, 2010. – С. 169-175.
11. Ensen M., Larsen E., Demidov I., Funder S., Kjær H. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Archangelsk region, northwestern Russia // *Boreas*. – 2006. – V. 35. – P. 521-538.
12. Möner N.-A. The position of the Ocean Level during the Interstadial at about 30 000 B.P. - A Discussion from a Climatic-Glaciologic Point of View//*Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1971. – V. 8. 132. – P. 132-143.

ПОКРОВНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ВАЛДАЕ

Евзеров В.Я., Николаева С.Б.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, yevzerov@geoksc.apatity.ru

THE EARLY AND MIDDLE VALDAIAN ICE SHEETS IN THE KOLA REGION

Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B.

Geological Institute KSC RAS, Apatity

Морена ранневалдайского оледенения обнаружена в карьерах западной части Кольского региона, включающего территорию Мурманской области и прилегающие к ней шельфы Баренцева и Белого морей, и в кер-нах скважин, пробуренных в северных предгорьях Ловозерского горного сооружения [1]. Она, судя по петрографическому составу обломков галечной фракции, близкому составу подстилающих пород, и ориентировке длинных осей галек, была сформирована ледником, который перемещался в восточном - северо - восточном направлении [1]. В окрестностях города Ковдора эту морену перекрывают межстадиальные отложения, в предгорьях Ловозерских тундр – морена горного оледенения. Весьма вероятно, что оставившее её покровное оледенение, как и в северной Финляндии [2], отвечает стадиялу редесталл (морская изотопная стадия (МИС) 5b), поскольку, залегающие на морене межстадиальные континентальные отложения в Кольском регионе и в Финляндии (межстадиал перяпохёла), хорошо сопоставляются по палинологическим характеристикам. В период упомянутого межстадиального потепления сформировались и морские отложения (стрельнинские слои), обнаруженные на побережье восточной части Кольского полуострова [3]. По имеющимся данным площадь распространения ранневалдайского ледника в Кольском регионе была близка к таковой на схеме, составленной группой исследователей, работавших по международной программе «Четвертичные обстановки Евразийского Севера» [4] (рис. 1 А). Предел проникновения этого оледенения на восток подтверждают геофизические и литолого-фациальные материалы. Российские и финские ученые, проводившие геотермические исследования в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава (Федорова тундра и Пана) и севернее Панской интрузии, реконструировали палеотемпературный режим земной поверхности в течение последних 150 тыс. лет (рис. 1 Б) [5]. Анализ полученного графика свидетельствует о том, что территория расположения скважин покрывалась ледниками только в периоды московского оледенения и позднего валдая, когда температура дневной поверхности была близка к 0°C; на протяжении раннего и среднего валдая имело место существенное переохлаждение поверхностных пород участка вследствие отсутствия здесь ледникового покрова. С приведенным заключением увязываются результаты исследований четвертичных отложений восточной части Кольского полуострова. Здесь развиты отложения стрельнинских морских слоёв, сформировавшиеся в раннем валдае. В основании их разреза залегают песчано-галечные осадки, весьма сходные с современными отложениями пляжа (рис. 1 В). Следовательно, трансгрессия, образовавшая стрельнинские слои, оккупировала восточную часть полуострова, свободную от ледникового покрова. В случае же наличия здесь ледника в осно-

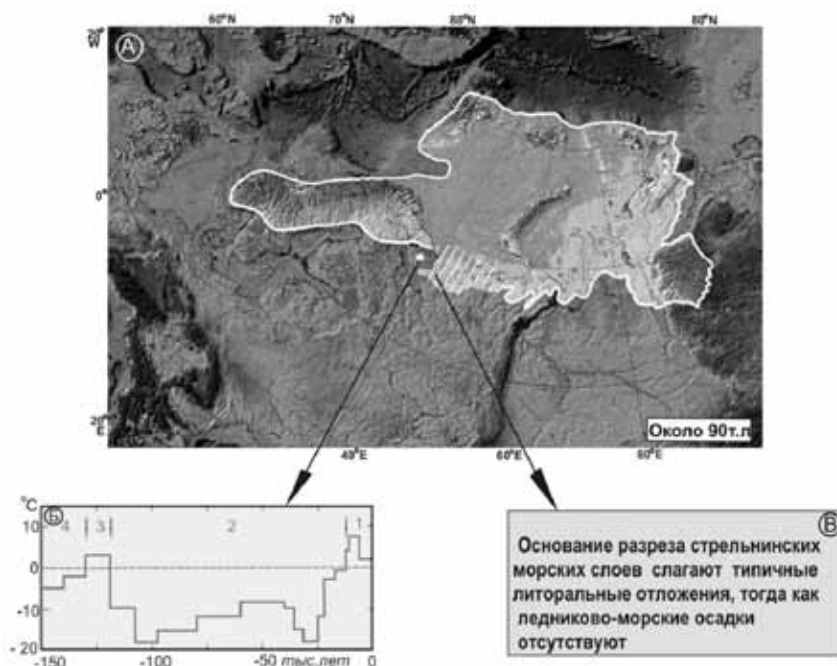


Рис. 1. Материалы о распространении ранневалдайского ледникового покрова в Кольском регионе: А – схема развития Евразийского ледникового щита [6]; Б – палеотемпературный режим земной поверхности в голоценовый (1), валдайский (2), микулинский (3) и московский (4) хронологические ярусы [7]; В – сведения о строении основания разреза стрельнинских слоев.

вании разреза стрельнинских слоев залегали бы не типично морские, а ледниково-морские осадки подобно тому, как это имеет место в разрезах отложений микулинской (эемской) трансгрессии [6].

Отложения средневалдайского оледенения (МИС 4) обнаружены в непрерывном разрезе четвертичных отложений северной Финляндии, вскрытом бурением в непосредственной близости к границе России, в районе массива щелочно-ультраосновных пород Сокли. Стратиграфически выше там залегают отложения средневалдайского межстадиала (МИС 3), во время формирования которых на окружающих пространствах господствовала тундровая растительность [2]. С ними по палеонтологическим характеристикам хорошо сопоставляются торф и слоистые осадки, обнаруженные В.Я. Евзеровым в карьере рудника «Железный» в окрестностях пос. Ковдор между вторым и третьим сверху горизонтами морены [1]. Отметим, что верхний (первый) горизонт морены, как и соответствующий ему горизонт I в Финской Лапландии [7], представляет собой абляционную морену поздневалдайского ледника и стратиграфически принадлежит периоду поздневалдайского оледенения. Восточнее средневалдайские межстадиальные отложения, равно как и подстилающая их морена средневалдайского оледенения, в пределах Кольского региона не обнаружены. Тем не менее, по представлениям международной группы исследователей [4] рассматриваемое оледенение покрывало весь Кольский полуостров (рис. 2 А) и было вызвано активизацией Карско-Баренцевоморского ледникового покрова, распространяясь, соответственно, в южном направлении. Однако в восточной части Кольского региона достоверно установлен только один горизонт валдайской морены, оставленный поздневалдайским оледенением, что, как отмечалось, подтверждают и геофизические данные. Относительно перемещения обломочного материала ледником в южном направлении известно следующее. А.А. Никонов [8], обобщив материалы и мнения различных исследователей, предположил, что один из ледниковых покровов, предшествовавших последнему (поздневалдайскому), двигался именно с севера. При детальном анализе исходных данных не оказалось надежных свидетельств в пользу такой трактовки ледниковых событий. Дополнительно в 2009 г. авторы обследовали отложения поздневалдайского оледенения в карьерах, канавах и глубоких придорожных выемках вдоль дороги Мурманск – Печенга, проложенной в области распространения кристаллических пород архея и протерозоя. Изучение петрографического состава 2400 обломков размером 5-10 см из 24 пунктов распространения морены и флювиогляциальных осадков с попутным осмотром валунов показало, что они представлены в основном породами кристаллического фундамента, широко распространенными в районе исследований. Среди них обнаружены различные гранитоиды, гранодиориты и диориты, содержание которых варьирует от 3 до 80 %, гнейсы и амфиболиты (от 15 до 90 %), породы основного и ультраосновного состава (1-15 %). Кроме того, в ряде подсчетов в количестве 11-26 % установлены обломки вулканогенно-осадочных пород печенгского комплекса, которые в коренном залегании развиты юго-западнее мест отбора соответствующих галечных проб (рис. 2 Б). Однако в составе галечного материала совершенно отсутствуют обломки осадочных пород, слагающих полуострова Рыбачий и Средний, которые расположены севернее упомянутой дороги. Очевидно, что даже при незначительном экзарационном воздействии поздневалдайского ледника на подстилающие породы, мы неизбежно обнаружили бы в том или ином количестве обломки осадочных пород полуостровов Рыбачьего и Среднего, в случае пере-

мещения предшествующего ледникового покрова в южном направлении. Против широкого распространения средневалдайского оледенения в Кольском регионе свидетельствуют не только приведенные выше геофизические и геологические данные. При фронтально – ареальной дегляциации, характерной для большей части Кольского региона, вследствие достаточно сурового климата в периоды межстадиальных потеплений массивы мертвого льда не успевали стаять в течение одного межстадиала [9]. Следовательно, в случае развития средневалдайского ледникового покрова на всей рассматриваемой территории последняя была бы к началу поздневалдайского оледенения почти повсеместно покрыта мертвым льдом. В такой обстановке, при отсутствии на значительной части территории непосредственного контакта с осадочными и кристаллическими породами ложа, поздневалдайский ледник не смог бы сформировать огромное количество аккумулятивных форм, широко распространенных в Кольском регионе [9].

Таким образом, по имеющимся и полученным нами в результате специальных работ материалам, средневалдайский ледниковый покров продвигался с запада и занимал лишь самую западную часть Кольского региона, что удовлетворительно согласуется с палеогляциологической реконструкцией шведских исследователей [10] (рис. 2 А). Вполне достоверно установлено также, что Карско-Баренцевоморский ледниковый покров в среднем валдае, не перекрывал рассматриваемый регион и, естественно не соединялся в пределах последнего со Скандинавским ледником. Иными словами, средневалдайское оледенение на севере Европы несомненно занимало значительно меньшую площадь, чем это показано в работе [4].

Работа частично поддержана программой ОНЗ РАН 11 «Физические и химические процессы в атмосфере и криосфере, определяющие изменения климата и окружающей среды».

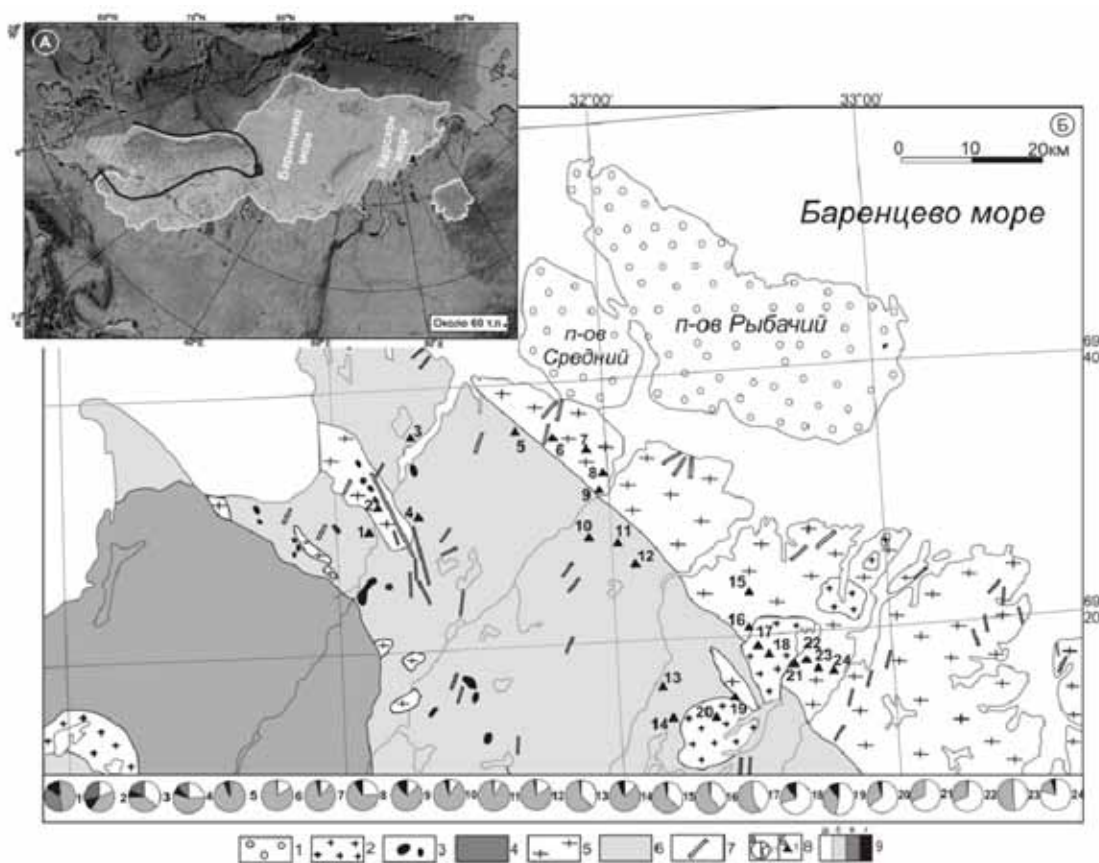


Рис. 2. Материалы к оценке масштаба средневалдайского оледенения (подробности в тексте).

А – площадь распространения Евразийского ледникового щита в среднем валдае по: [4] – белый контур, площадь Скандинавского ледникового покрова в среднем валдае по: [10] – чёрный контур; местонахождение территории, показанной на рис. Б, – чёрный прямоугольник; Б – фрагмент геологической карты Кольского региона масштаба 1:500 000 под редакцией Ф.П. Митрофанова с упрощениями и диаграммы петрографического состава галечного материала ледниковых отложений поздневалдайского оледенения. Верхний протерозой: 1 – осадочные породы полуостровов Среднего и Рыбачьего. Нижний протерозой: 2 – граниты, гранодиориты, диориты; 3 – габбро, клинопироксениты, верлиты; 4 – вулканогенно-осадочные породы печенгского комплекса. Верхний архей: 5 – гранодиориты, диориты, тоналиты, плагииграниты; 6 – гнейсы, мигматиты, амфиболиты. Прочие обозначения: 7 – дайки мафитов разного возраста; 8 – диаграммы петрографического состава галек (а), места отбора проб и их номера (б); 9 – состав пород в диаграммах: а – различные гранитоиды, гранодиориты, диориты, б – гнейсы и амфиболиты, в – породы печенгского комплекса, г – ультраосновные и основные породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1980. – 105 с.
- Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // *Quaternary Science Reviews* 19. – 2000. – P. 1605-1623.
- Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 172-178.
4. Svendsen J.I., Alexandersen H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – V. 23. – P. 1229-1271.
5. Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б., Ёкинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова // Доклады РАН – 2004. – Т. 396. № 1. – С. 102-104.
6. Евзеров В.Я. Гляциостатические 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.
7. Hirvas H. Glacial transport in Finnish Lapland // *Prospecting in areas of glaciated terrain* 1977. – London: Elsevier. – 1977. – P. 128-137.
8. Никонов А.А. О стратиграфии морен и оледенениях в западной части Кольского полуострова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. – Апатиты: изд. КолФАН, 1960. – С. 121-135.
9. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. – 2000. – С. 61-73.
10. Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeve A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial inversion model // *Journal of Glaciology*. – 1997. – V. 43. № 144. – P. 283-299.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ КВАРТЕРА БЕЛАРУСИ

Еловичева Я.К.

Белорусский государственный университет, Минск, yelovicheva@yandex.ru

MODERN PROBLEMS OF THE QUATERNARY STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE BELARUS

Yelovicheva Ya.K.

Byelorussian State University

Многообразие природных событий на территории Беларуси проявилось на протяжении всей истории развития Европейской равнины и обосновывалось результатами методов абсолютной и относительной геохронологии, палеонтологии, межрегиональной корреляции событий, а также антропогенного влияния на природу в последние 5 тыс. лет. Знание истории природы геологического прошлого в сравнении с оценкой ее нынешнего состояния позволяет научно обосновать возможный прогноз ее изменения в будущем. Большой интерес для ученых представляет наиболее молодой этап развития природной среды – послетретичный или четвертичный (антропогенный) период (плейстоцен и голоцен), объем которого, количество оледенений и межледниковий и их длительность оставались долгое время дискуссионными. Трудность разрешения этих вопросов примерно до середины XX в. заключалась в отсутствии на континенте как надежных абсолютных датировок возраста органических толщ с ископаемой флорой и фауной, так и наиболее полных разрезов плейстоцена с несколькими межледниковыми органическими толщами. Общеизвестными являлись четыре оледенения (G, M, R, W), разделенные тремя межледниковьями (G-M, M-R, R-W).

С постепенным развитием радиоуглеродного метода ^{14}C и внедрением его в практику исследований за рубежом и странах СНГ, в том числе и на Беларуси, представилось возможным датировать отложения голоцена и позднего плейстоцена в пределах 60 тыс. лет. Отдельные абсолютные датировки межледниковых образований в опорных и стратотипических разрезах Восточно-Европейской равнины касались преимущественно верхнего плейстоцена, а среднего плейстоцена (например, собственно шкловского горизонта с датами 7 изотопного яруса) воспринимались только как имеющие погрешность. Но во внеледниковых районах, на Украине, датировки в разрезах серии лессов и ископаемых почв на основе термолюминесцентного метода с определенной вероятностью позволяли давать представление о хронологии весьма сложного цикла седиментогенеза. К сожалению, эти осадки содержали мало органики с флорой фауной и их корреляция с межледниковыми сериями озерно-болотных отложений была не самой надежной. Тем не менее, именно разрезы почвенно-лессовой се-

рии давали более реальные представления о сложности и многообразии природной обстановки плейстоцена, чем это базировалось на материалах палеонтологических методов исследований межледниковых толщ и числа ледниковых горизонтов в пределах областей развития покровных материковых оледенений с учетом неполноты геологической летописи.

Несмотря на подобную упрощенность понимания климато-стратиграфии и палеогеографии плейстоцена, в работах С.А. Яковлева и А.И. Москвитина 50-60-х гг. XX в. уже излагались их представления о более сложной структуре плейстоцена, множественности событий в истории его развития и выделялось до 8 межледниковий, разделенных ледниковыми периодами. Но к концу XX в. принятые региональные стратиграфические схемы бывших союзных республик (в т. ч. Беларусь – в 1982 г.) и обобщенная межрегиональная схема Восточно-Европейской равнины в 1984 г. еще не в полном объеме базировались на данных абсолютной геохронологии, а отражали лишь последовательность выделенных 6-ти ледниковых и 5-ти межледниковых горизонтов без учета их длительности.

Оценивая характер появившихся во второй половине XX в. преимущественно за рубежом изотопно-кислородных, изотопно-углеродных, инсоляционных, палеомагнитных и температурных шкал на геохронологической основе по донным океаническим (Атлантической, Тихоокеанской, Индийской) и морским (Байкальской, Прикаспийской) отложениям, почвенно-лессовым сериям (Китай, Украина) и керну льда (Антарктической, Гренландской), прослеживаются достаточно четкие ритмические изменения на протяжении последних 3,5 млн. лет (рис. 1):

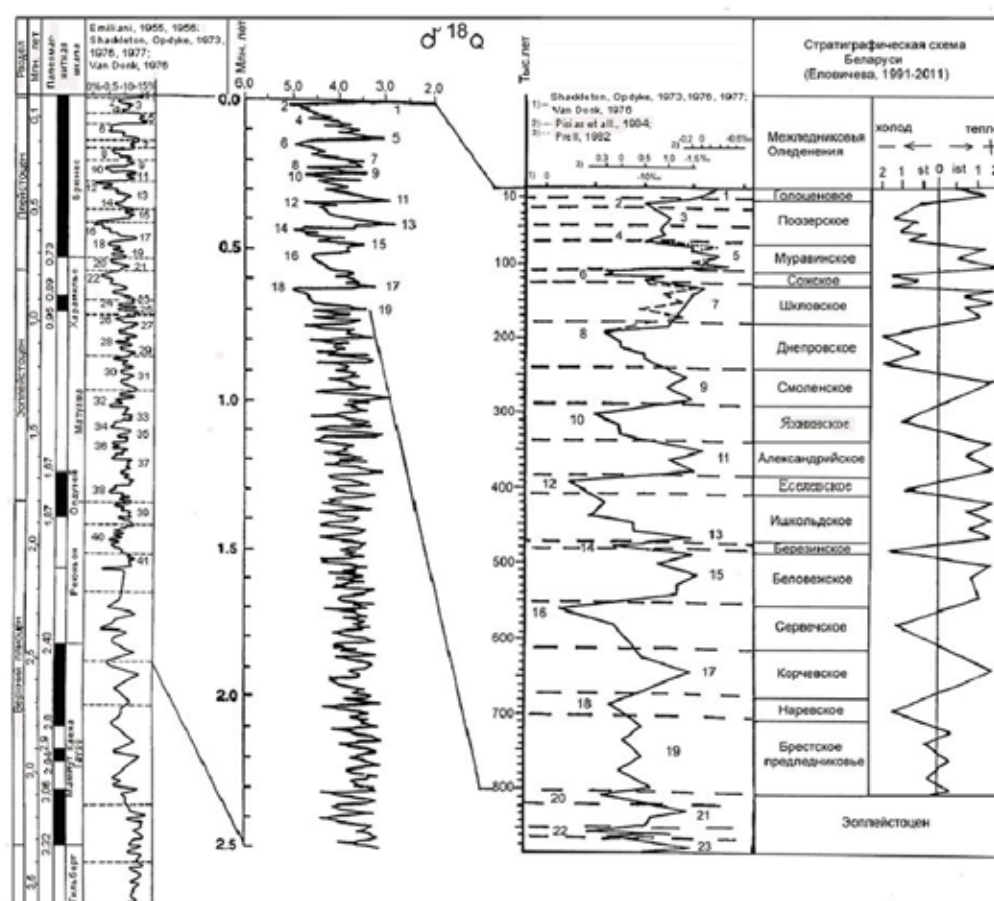


Рис. 1. Корреляция климато-стратиграфических, палеомагнитных и изотопно-кислородных шкал плейстоцена и голоцена по океаническим отложениям северной Атлантики и континентальным образованиям Европы.

– **голоцен** в объеме 10300 лет рассматривается ныне в ранге самостоятельного, но еще незавершенного межледниковья;

– **гляциоплейстоцену** (в объеме около 750-800 тыс. лет с развитием ледникового покрова на равнине) свойственно наличие 8 холодных (ледниковых) и 8 теплых (межледниковых) интервалов с максимальной амплитудой, причем на каждые сто тысяч лет приходилось два события: одно межледниковье и одно оледенение;

– временной интервал примерно от 750-800 тыс. лет до 1,2 млн. лет (**вторая половина эоплейстоцена** с существованием древних похолоданий, но все еще без развития ледникового покрова на равнине) отличался сменой (некоторым увеличением частоты) ритмики температурных колебаний и наличием на каждые 100 тыс. лет четырех положительных и четырех отрицательных пиков со значительно меньшей амплитудой (похолодания были существенно меньше ранга ледниковых, потепления не столь велики в сравнении с межледниковьями);

– в интервале от 1,2 млн лет до 2,1 млн лет (**первая половина эоплейстоцена** с существованием весьма древних похолоданий, но еще без развития ледникового покрова на равнине) эти различия еще более усиливались – на каждые 100 тыс. лет приходилось уже 6 событий: 3 теплых и 3 холодных с примерно равной амплитудой колебаний минимального размаха, чем в предыдущее время;

– с 2,1 до 3,0 млн лет (верхний плиоцен) ритмика колебаний существенно изменилась: на каждые 100 тыс. лет приходилось в среднем только одно колебание – последовательно или потепление, или похолодание с увеличившейся амплитудой;

– с 3,0 до 3,6 млн лет (**начало верхнего плиоцена и часть нижнего плиоцена**) приблизительно повторилась равномерная ритмика с шестью событиями на каждые 100 тыс. лет: 3 теплых и 3 холодных с минимальной амплитудой колебаний, но существенным их сдвигом в температурном отношении — потепления превышали ранг межледниковий, а похолодания стали весьма незначительными и приняли практически ранг оптимумов межледниковий плейстоцена.

Как видно, характер ритмичности изотопно-кислородных и температурных кривых представляет собой естественные рубежи в развитии природных событий за последние 3,5 млн. лет. Ритмика гляциоплейстоцена (оледенения/межледниковья) наиболее отчетливо показала объем ледникового интервала кайнозоя (последние 750-800 тыс. лет), особенности климатических изменений на протяжении ледниковых (главные стадии, межстадиалы) и межледниковых (количество оптимумов и разделяющих их межоптимальных похолоданий) эпох, отвечающих самостоятельным изотопным ярусам, а последние – горизонтам в стратиграфических шкалах. Все это подтвердило прежние представления о значительно большей сложности палеогеографической обстановки гляциоплейстоцена за счет большего числа ледниковых и межледниковых эпох, при этом оказалось, что ледниковья имели меньшую длительность, чем межледниковья.

Несколько позднее [1] была разработана целая серия палинологических характеристик основных компонентов природной среды гляциоплейстоцена для конкретного разреза на основе детальной микростратиграфии: тип ландшафта (открытый, залесенный), динамика развития флоры, растительности и природных зон, своеобразие экзотических видов растений (определяет возрастной ряд межледниковых палеофитоценозов и специфику перигляциальной флоры гляциоплейстоцена), сукцессии палеофитоценозов (наличие их с полным или неполным макросукцессионным рядом доказало самостоятельность климатических оптимумов межледниковьев и их многократность – от одного до трех; сходство макросукцессий разрезов не доказывает их одновозрастность в особенности при дальней корреляции), миграцию древесных пород и травянистых растений, изменение климата, характер седиментогенеза, эволюцию палеоводоёмов и болот, антропогенное влияние на окружающую среду, отнесение пыльцевой диаграммы к одной из четырех основных их групп: голоценовой, муравинской, александрийской, шкловской). Совокупность этих данных уже по нескольким разрезам из различных частей изучаемой территории воспроизводит указанные характеристики для целого региона в пространстве. С этих позиций любая межледниковая эпоха, охарактеризованная палеоботанически во времени и пространстве, уже рассматривается в виде палеоэкосистемы высшего ранга по сравнению с современными элементарными экосистемами.

Наконец, при составлении сводного усложненного варианта стратиграфической схемы Северного полушария на основе материалов детальных биостратиграфических исследований в г. Рино на XIV Конгрессе INQUA в 2003 г. (Америка, штат Невада) зарубежными учеными было предложено александрийский (гольштейнский, лихвинский) межледниковый горизонт среднего плейстоцена сопоставлять с 11-й изотопно-кислородной стадией. Учет указанных достижений в стратиграфии и палеогеографии позволил убедиться в реальности разработанного варианта региональной стратиграфической схемы Беларуси (Еловичева, 2010), что позволило на качественном уровне провести межрегиональную корреляцию природных событий гляциоплейстоцена в пределах территории Центральной Европы (Беларусь, Польша и Украина) [2-5].

Нам представляется, что предстоящая работа специалистов палеогеографов и стратиграфов заключается в детальном палинологическом изучении керна скважин и разрезов обнажений, разработке критериев (степени экзотичности) выделения межледниковий, сходных по макросукцессионному ряду и типу пыльцевых диаграмм; установлении числа и длительности климатических оптимумов межледниковых эпох; выделении и установлении ранга похолоданий: в качестве самостоятельных ледниковий, разделявших межледниковые интервалы, или только промежуточных похолоданий между оптимумами межледниковий; восполнении неполноты геологической летописи путем уделения особого внимания разрезам со сложным седиментационным циклом и наличием нескольких межледниковых горизонтов; стремлении получать подтверждение возраста межледниковых органических толщ и ледниковых комплексов методами абсолютной геохронологии, которая, несмотря на имеющуюся

погрешность, занимает далеко не последнее место в стратиграфии и корреляции. Продолжение использования стратиграфических схем лишь уровня середины XX в. ныне наносит урон развитию значимости палеонтологических методов, качеству представлений об эволюции природы региона и Земли в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси. – Мн.: БелСЭНС, 2001. – 292 с.
2. Линднер Л., Гожик П., Еловичева Я., Марциняк Б., Маркс Л. Главные климатические изменения в квартере Польши, Беларуси и Украины // Проблемы стратиграфии фанерозоя Украины: Сборник научных работ XXVII сессии палеонтологического общества Украины, Львов, 25-28 мая 2004 г. – Киев, 2004. – С. 202-206.
3. Lindner L., Bogucki A., Jelowichewa Ya., Marciniak B., Wojtanowicz Jo. Problem braku przykrycia morenowego większości stanowisk osadów interglacjału Mazowieckiego (Aleksandryjskiego, Lichwińskiego) w przygranicznych obszarach Polski, Białorusi i Ukrainy // XI Konferencja stratygrafia Plejstocenu Polski: Złodowacenia I Interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Poland, Supraśl, 30 sierpnia — 3 września 2004. – Warszawa, 2004. – S. 54-55.
4. Lindner L., Boguckij A., Chlebowski R., Jelowiczewa Ya., Wojtanowicz Jo., Zalesskij I. Główne poziomy stratygraficzne w Pleistocenie Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina) // Stratygrafia plejstocenu Polski: XII Konferencję «Lessy i utwory lessopodobne w stratygrafii plejstocenu», 31 sierpnia—3 września 2005 roku, Zwierzyniec, Rostocze, Poland. – Warszawa: PIG, 2005a. – S. 51-53.
5. Lindner L., Boguckij A., Chlebowski R., Jelowiczewa Ja., Wojtanowicz Jo., Zalesskij I. Zarys stratygrafii Pleistocenu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina) // Гляціал і перігляціал Волинського Полісся: Матеріали XIII українсько-польського семінару, 11-15 вересня 2005 г., Шацк, Україна. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франко, 2005б. – С. 54-82.

КОСМОЦИКЛЫ, ПУЛЬСАЦИИ ЗЕМЛИ И РИТМЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА КАК ОСНОВА ГЕОХРОНОЛОГИИ

Епифанов В.А.

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, v-pif@sniiggims.ru

COSMIC CYCLES, THE EARTH PULSATIONS AND CLIMATE CHANGE RYTHMS AS A BASIS OF GEOCHRONOLOGY

Yepifanov V.A.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

«Как только мы обращаемся к геологическому прошлому, мы теряем главный инструмент для установления хронологии событий – внешние по отношению к этим событиям часы, роль которых для исследователя современных процессов исполняет, скажем, вращение Земли вокруг Солнца и своей оси»

С.В. Мейен

«Совершенно правомерны не только ревизия и уточнение границ отдельных подразделений, но, естественно, и пересмотр используемой в настоящее время стратиграфической шкалы»

В.В. Меннер

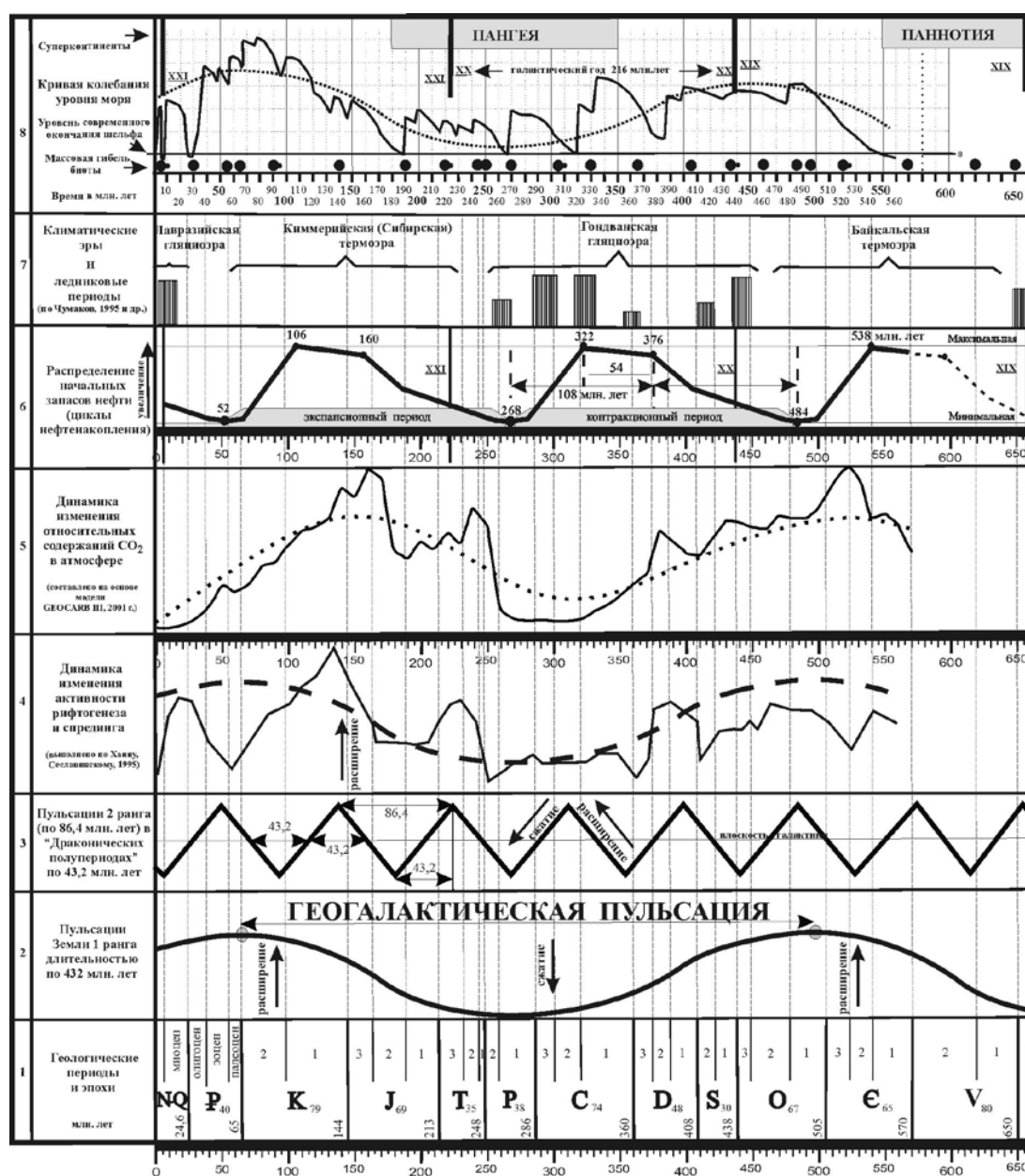
Эти мнения, высказанные несколько десятилетий тому назад, актуальны и поныне. Научные споры ведутся о границах и объёмах тех или иных подразделений, о местонахождении стратотипических разрезов ярусов и отдельных свит. С целью согласования мнений и решения существующих проблем проводятся международные экскурсии, совещания, работают комиссии. Общая, региональные и Международная стратиграфические шкалы регулярно уточняются.

Всё это в полной мере относится и к стратиграфической шкале четвертичной системы, в которую недавно был включен Гелазий [1]. В свете наших представлений о гармоничном развитии Земли [2, 3, 4,] этот факт закономерен и символичен. Такое событие может быть весьма значимым для геоэкологии, поскольку геогенез подчиняется определённым циклам [5]. Современная нижняя граница системы в 2588000 лет, на наш взгляд, прямо свидетельствует о связи длительности квартала с ритмом Ближнего Космоса, выраженным прецессией земной оси. Один прецессионный цикл длится 25920 лет, сто таких циклов составят 2592000 лет. Разница между этим значением и датировкой новой нижней границы четвертичного периода всего 40 лет. Может быть, столько времени до его завершения и осталось? Что должно быть в финале, и какие процессы его обуславливают? Какие явления сопровождают? Сейчас эти вопросы актуальны как никогда! Ответить на них должны исследования квартала, в том числе изучение событий связанных с возникновением ледниковых эпох.

Но насколько вообще правомерно связывать развитие Земли с космическими циклами, а строение стратиграфической шкалы с какой-либо ритмичностью? Сейчас уже практически всеми геологами признаётся структурированность геогенеза регламентируемая закономерным чередованием во времени глобальных геодинамических обстановок, называемых циклами Вильсона, Бертрана, Штиле и др. При этом начало, длительность и периодичность этих циклов (т. е. их хронологическое структурирование) до сих пор весьма схематичны. В рамках тектоники плит эти вопросы решения не находили, так как оставались не определенными «часы», о которых говорится в первом из эпиграфов. Однако, поскольку Земля является космическим телом, то её развитие и фиксирующая его геологическая летопись очевидным образом должны рассматриваться в ракурсе движения планеты на галактической орбите. В качестве варианта решения означенных выше проблем мы рассматриваем модель пульсационного геогенеза [6].

Пульсационному развитию Земли уделяли серьёзное внимание академики В.А. Обручев, М.А. Усов, П.Н. Кропоткин, Е.Е. Милановский и др., а В.П. Казариновым и Н.Е. Мартыановым ряд её положений работан в объемах монографий [7]. В рамках этой концепции многие положения геосинклинальной модели и тектоники плит выступают как частные случаи геодинамических обстановок разных фаз пульсации планеты.

Таблица. Пульсационное развитие Земли и связанные с ним глобальные процессы и события фанерозоя



В развитие идей предшественников, на основе обобщающих работ отечественных и зарубежных исследователей, нам удалось выполнить построения, позволяющие определить длительность и геохронологическую позицию пульсаций двух крупных рангов 432 и 86,4 млн. лет и реконструировать мегацикл геогенеза длительностью 864 млн. лет [6], а затем выделить гармоник основных космических циклов [3].

Как видно из таблицы, периодичность повторяемости глобальных земных событий заметно проявляется и в чередовании климатических эр. Отчетливо видно (стр. 7), что ледниковые периоды группируются в гляциоэры, совпадающие с глобальным сжатием планеты. С фазами расширения связываются становление термоэр, активизация рифтогенеза и спрединга, распад суперконтинентов, глобальное повышение уровня моря и содержание углекислоты в атмосфере. Массовые вымирания органического мира (стр. 8) также имеют отчетливую периодичность, шаг которой составляет около **86,4 и 216** (соответственно, и **432**) млн. лет. С гармониками геогактических пульсаций связано нефтенакопление (таблица) и внедрение кимберлитов [8].

Гармонические числа, связанные с длительностью сидерического галактического года (**216** млн. лет) и геогактической пульсацией 1 ранга (**432** млн. лет), представляют собой гармоничные ряды. Один из них представлен кратной 2 геометрической прогрессией: 27, 54, 108, **216**, 432, **864** (86,4 млн. лет пульсация 2 ранга, 2-а астрономических «драконических периода»), **1 728** (172,8 млн. лет – аномалистический галактический год). Другой ряд кратен 216: ... $\times 2 = 432$, ... $\times 3 = 648$, ... $\times 4 = 864$ (86400 секунд – время обращения Земли вокруг своей оси, земные сутки), ... $\times 5 = 1080$, ... $\times 6 = 1296$, ... $\times 8 = 1782$, ... $\times 12 = 25920$ (в тыс. лет это прецессия земной оси). В этапах периодов нефтенакпления проявляются числа 108 и 54. Наряду с другими, эти числа (в длительности тысяч лет) нами выявлены в ритмичных изменениях напряжённости палеомагнитного поля Земли (см. таблицу нашего доклада «Связь геолого-климатических событий среднего и позднего неоплейстоцена с прецессионными циклами ...» этого же совещания). Примечательно, что большинство отмеченных эпизодов падения интенсивности магнитного поля длилось около 12960 лет, а это половина прецессионного цикла. В той же таблице видно, что длительность каждой из ледниковых эпох и межледниковий может быть равна двум циклам прецессии – 51840 тыс. лет, либо другому гармоническому числу – 54000 лет (разница **2160** лет).

В Древней Греции существовала теория «Гармонии сфер», согласно которой небесные тела располагаются пропорционально музыкальному ряду. Впервые упоминания о гармонии сфер встречаются в работах Пифагора, который связывал её с тремя музыкальными интервалами – октавой (1:2), квинтой (2:3) и квартой (3:4). Позднее, уже в рамках гелиоцентрических представлений об устройстве мира, к ней вернулся Иоганн Кеплер, который в 1619 г. опубликовал труд «Гармония мира» («Harmonice Mundi»). Он писал о соотношении между расстояниями планет и музыкальными тонами и допускал переход к хроматической гамме в том случае, если число планет вместе с Солнцем и Луной будет равняться 12.

Выполненный нами пересчёт соотношения частот и периодов натурального музыкального звукоряда показал, что базовым гармоничным числом здесь является 8640, а ля-камертон должен иметь частоту 432 Гц, а не 440 Гц, как это принято сейчас в России по ОСТ 7710 [3]. Полученные значения свидетельствуют о музыкально-гармоничном развитии Земли, для которой ранее был определён мегацикл геогенеза длительностью 864 млн. лет, во время которого в каждую из геогактических пульсаций 1 ранга (432 млн. лет) поочерёдно испытывали глобальные расширения Северное и Южное полушария [3].

Как пример гармонической структурированности геологического времени и в качестве оценки перспективы использования геогактических пульсаций в виде «мерной линейки» была приведена разбивка хронологической шкалы по принципу музыкального ряда [4]. Внизу таблицы приведена шкала 1993 г., в которой наиболее древние границы подразделений датированы с точностью ± 10 млн. лет. Поскольку хроностратиграфические границы датируются от настоящего времени и точка отсчета близка к началу XXI галактического года («Мессинский кризис» около 5,6 млн. л.н.), то приведённые ниже расчеты должны быть близки к реальности.

Если вести расчёт «гармоничных границ» от длительности галактического года в 216 млн. лет, то кварта (3/4) составит 162, а по геохронологической шкале это граница $J_{2,3}$, равная **163 млн. лет**, квинта (2/3) будет равна 144, что соответствует рубежу J-K (**144**), октава (1/2) равна 108, что совпадает с границей $K_{1,2}$ (**108**) (если принять прежнее деление периода на 3 части с отнесением к K_2 турона, сеномана и половины альба).

Расчет, выполненный по длительности ГП I ранга (432), позволяет отметить, что здесь квартой является рубеж перестройки структурного плана планеты на границе миссисипий-пенсильваний ($C_{1,2}$) – 324 (**320**), квинтой – 288 – рубеж C-P (**286**), а октавой – граница T-J – 216 (**213**).

От длительности мегацикла геогенеза (864) получаем, что нижняя граница венда является квартой – 648 млн. лет (по шкале – **650** млн. лет), верхняя граница венда (рубеж докембрия) соответствует квинте – 576 (**570**), а граница O-S (рубеж $PZ_{1,2}$) – равна октаве – 432 (**438**).

Как видно из приведённых примеров, с учётом «официальной» погрешности геохронологической шкалы, совпадение численных значений указанных стратиграфических рубежей отделов весьма хорошее. У подобных расчётов могут быть и интересные варианты. Например, если последовательно откладывать квинту сидерического галактического года (144 млн. лет) от начала геогактической пульсации I ранга (~ 650 млн. лет), то определяются рубежи кембрий-ордовика – 506 (**505**), далее – граница D-C – 362 (**360**), а затем и T-J – 218 (**213**).

Учитывая существующие допуски датировок из-за погрешностей анализов, расхождение данных по разным регионам и по типам разрезов, мы полагаем, что и внутри четвертичной системы при детальном анализе стратиграфических границ выявятся явные признаки структурирования в числах этого гармонического ряда.

Таким образом, при решении проблем датировок границ Квартера предлагается учитывать ритмичность развития геосферы и климата Земли. Это интересное, и, на наш взгляд, перспективное направление исследований. Наряду с уже существующими изотопными, палеомагнитными и биостратиграфическими методами, учёт гармоник космогенной цикличности может быть весьма полезен. Очевидно, что именно здесь и сокрыт тот «главный инструмент» [9], о котором сказано в первом из приведённых эпиграфов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ её основных подразделений // Региональная геология и металлогения. – № 41. – 2010. – С. 24-26.
2. Епифанов В.А. Космическая гармония пульсирующей Земли // Наука. Промышленность. Оборона: Труды VII Всероссийской научно-технической конференции НГТУ. – Новосибирск, 2006. – С. 151-155.
3. Епифанов В.А. Признаки единства структуры геоциклов и музыкального звукояра // Наука. Промышленность. Оборона: Труды VIII Всероссийской научно-технической конференции НГТУ. – Новосибирск, 2007. – С. 172-177.
4. Епифанов В.А. Геологические циклы и геохронологическая шкала в системе галактических пульсаций Земли // Новые идеи в науках о Земле: Матер. VIII Междунар. конфер. – Москва, 2007. – Т. 1. – С. 120-123.
5. Епифанов В.А. Пульсации Земли и глобальная геоэкология // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2007. – Вып. 9. – С. 160-168.
6. Епифанов В.А. Метроном планеты Земля - геогалактические пульсации // Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. XL Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. 1. – С. 237-241.
7. Епифанов В.А. Вклад томской геологической школы в идею пульсационного развития Земли // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 314. – № 1. – С. 101-104.
8. Епифанов В.А. Углеродные циклы и периоды кимберлитобразования как свидетельство пульсационного развития Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. совещания. – М.: ГЕОС, 2008. – Т. 1. – С. 283-287.
9. Мейен С.В. В поисках идеального геологического календаря // Природа. – 1978. – № 4. – С. 151-152.

НАПОРНО-ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ «ЛЕДНИКОВОГО ТИПА»

Епифанов В.А.

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, v-pif@sniiggims.ru

PRESSURE-FLUID MODEL OF «GLACIAL TYPE» DEPOSIT FORMATION

Yepifanov V.A.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

На равнинных территориях севера Евразии и Североамериканского континента широко распространен рельеф «волнистого» характера, обусловленный тесным сочетанием в пространстве холмов, валов и гряд с бессточными долинами, низинами и впадинами занятыми озёрами или болотами, часто геометризованными в виде кольцевых дугообразных и округлых форм. В формировании такого рельефа ведущую роль играют осадочные отложения, состоящие из несортированных по размеру и степени окатанности обломков местных пород, иногда содержащих чужеродный для региона «экзотический» материал. Заметную роль в составе осадков играют глины и валунный материал, который представлен в виде отдельных крупных валунов, расположенных на земной поверхности, реже в матрике из мелкозёма, но чаще всего в виде обособленных прослоев и линз, слагающих самостоятельные горизонты. Такое сочетание литолого-геоморфологических особенностей воспринимается как типично ледниковое, сформированное в обстановке существования и деградации мощных подвижных ледников в результате их экзарационной и аккумулятивной деятельности. После датирования осадков формирование таких палеоледниковых ландшафтов соотносят с той или иной ледниковой эпохой (гляциалом), и выделяют область её распространения. На севере России в неоплейстоцене выделено 8 таких эпох. Характерно, что на таких территориях современный аллювий, а иногда и сами ледниковые толщи, нередко содержат россыпи алмазов, золота, платины, касситерита и целого ряда других полезных ископаемых, которые,

как принято считать, могут быть местными, а могли быть принесены ледником издалека за сотни, а порой и тысячи километров. Выявление коренных источников таких россыпей является крайне сложной задачей.

Разрабатываемая нами дегазационная модель развития оледенений адаптирует под себя все указанные литолого-геоморфологические особенности, но отрицает былое существование на равнинах континентов мощных ледников и возможность их экзарационной деятельности. По этой модели обломочный материал в места своего накопления поступал не по латерали в результате волочения по земной поверхности, а по вертикали снизу в результате выбросов высоконапорными газово-водными фонтанами. Такой механизм близок к грязевому вулканизму, но отличается от него обилием воды, повышенными газоносностью и динамикой.

Это явление было изучено и описано П.П. Иванчуком как «гидровулканизм» при поисковых работах на нефть в пустынных и полупустынных районах Средней Азии [1, 2]. В монографическом виде оно даёт понятие о мощных и слабых проявлениях гидровулканизма и описывает механизм этих процессов. В виде самостоятельных глав рассматриваются такие особенности как: субвертикальные каналы, сформированные при гидровулканизме (глава 2); линзы гидравлического нагнетания (глава 3); поверхностные следы проявления гидровулканизма (глава 4); гидротермальный карст (глава 5) и т.д. [2]. Автор описан природный амагматический процесс, способный сформировать рельеф и осадочные толщи, характерные для типичных «ледниковых обстановок». П.П. Иванчук эти природные явления не связал лишь только потому, что работал в южных регионах СССР, где тема четвертичных оледенений не актуальна и её проблемы малоизвестны.

Гидровулканизм хорошо вписался в дегазационную гипотезу оледенений, что позволило использовать его при моделировании процессов образования рельефа ледниковых эпох [3, 4] и дать объяснение факту массового накопления ледниковых отложений, в том числе содержащих «экзотику» и полезные ископаемые [4, 5]. Поскольку при описании амагматических процессов следует избегать использования слова «вулканизм», нами было предложено заменить его на термин *blowout* (блоуаут, дословно – выброс фонтана) [4, 5].

Для описания процесса напорно-флюидного формирования отложений «ледникового типа» приведём цитату-выборку из работы автора 1967 г.: «в эпохи тектонических активизаций ... в глубоко погруженных песчаных резервуарах создавались огромные пластовые давления. Слоистая толща осадков не выдерживала и рвалась, ломалась. Захороненные подземные воды с огромной силой вырывались вверх, в эти разломы. Пластовые воды, попав в раздробленный разломами участок ... сдвигали с места огромные обломки породы, перетирали их и выталкивали вверх... Подземные воды вырывались по каналу с такой силой и скоростью, что выносили обломки породы весом более тонны... Воды, первоначально чистые, становились растворами ... наиболее крупные обломки породы и песок выпадали вблизи устья ... воды, несущие взвешенные обломки пород, в виде потока скатывались во впадины ... это были временные потоки, и они не были похожи на современные типичные речные системы» [1, с. 56-57]. К этому следует добавить, что по нашей модели такое «чисто водное» фонтанирование вначале предварялось «сухой» напорной дегазацией с формированием «многолетней мерзлоты», а следом должна была фонтанировать флюидно-каменная смесь (некалиброванная пульпа), иногда превращаемая в ледово-каменные «микрометеориты» за счёт адиабатических процессов ещё при движении в канале. В монографии также отмечается, что слабые проявления гидровулканизма в виде выбросов жидкости с обломками пород из жерлов грязевых сопков в сейсмически активных районах наблюдаются и сейчас. Например, на о. Сицилия фонтан грязи высотой около 35 м выбрасывал обломки известняков вверх на 55 м.

Блоуаутингом и оплыванием вынесенного материала может быть объяснено образование «морен», а оттайкой ледово-каменных потоков и содержащих обломочный материал снежных покровов – «камов и озов». «Зандровые поля» формируются в результате плоскостного размыва вынесенного материала напорными водными потоками. В местах дегазации за счёт карстования и эрозии приустьевых частей каналов образуются мелкие депрессии, впоследствии замкнутые либо заболоченные. При мощных проявлениях блоуаутинга непосредственно над устьями каналов образуются круглые озёра, а вследствие выноса на дневную поверхность из водоносных горизонтов значительных масс терригенного материала происходят просадки территорий с образованием замкнутых впадин, часто также интенсивно заозёрненных. При слабых проявлениях блоуаутинга формируются серии (группы) «песчаных даек», либо мелких каналов (от первых до 10-20 см в диаметре), заполненных обводнённым глинисто-песчаным материалом, как правило, гидротермально изменённым – ожелезнённым или выщелоченным до глин, иногда с сульфидной минерализацией. Такие суспензионные растворы обладают тиксотропными свойствами – способностью разжижаться и становиться текучими при механических нагрузках, например, при вибрации и сейсмических толчках. Тиксотропия отмечается и у «типично ледниковых отложений» [6]. Стенки каналов обычно выполнены оксидами железа и часто имеют вид вертикальных труб, секущих в целом нормально залегающие терригенные породы.

Каналы мощных проявлений блоуаутинга тяготеют к купольным структурам, либо границам тектонических блоков, располагаясь в зонах пересечения разломов близких по кинематике к оперяющим разломам взбросо-сдвигов. Слабые проявления блоуаутинга обычно являются завершающей фазой сильных и наследуют их места расположения. В случаях самостоятельного проявления они размещаются вдоль зоны разлома и в современных ландшафтах могут быть выражены цепочками округлых озёр, либо группой углубленных

озёрвидных расширений в руслах мелких прямолинейных водотоков. В полях развития карбонатных пород существование былых приразломных каналов слабого блоуаутинга может быть отражено в ориентированном расположении карстовых воронок, внутри и вокруг которых породы интенсивно выщелочены (до каолинов, аллитов и бокситов), ожелезнены и окремнены. Наследование водотоками таких зон разломов приводит к размыву заполняющего карст материала, и, при наличии в нём полезного компонента, к формированию аллювиальных россыпей.

Изложенная принципиальная модель напорно-флюидного формирования «ледниковых отложений» подразумевает сочетание в пространстве и времени процессов формирования глубинных водно-газовых залежей, создания в них аномально высокого пластового давления и образования проницаемых разломных зон в земной коре. Для четвертичного оледенения такая комбинация обстановок может быть связана с активизацией рифтогенеза в акватории Северного Ледовитого океана. Спрединг северной ветви Срединно-Атлантического хребта создавал тангенциальные напряжения в литосферных блоках на севере Евразии и Северной Америки. В зонах тектонического сжатия происходит накопление упругих напряжений, формирующих объёмно-напряжённое состояние среды вблизи предельного уровня её ненарушенного состояния [7]. При добавлении даже незначительных усилий напряжения, которые могут быть вызваны даже пульсирующим подтоком глубинных газов, в земной коре проявляются взбросово-надвиговые деформации, которые по наблюдениям В.Г. Чувардинского [8], обуславливают формирование «курчавых скал» и «бараньих лбов», обычно рассматриваемых как результат ледникового воздействия. Одновременно с этим на дилатансных глубинах (от 1-2 до 8-10 км) происходит субгоризонтальное растрескивание кристаллических пород [9]. В результате процессов дилатансии возникают трещинные коллекторы, в которые нагнетаются флюиды, и увеличивается объём горной массы, вследствие чего на кристаллических щитах происходят блоковые движения, а в областях развития осадочного чехла формируются купольные поднятия. Под этими структурами в дилатансных трещиноватых зонах располагаются залежи с аномально высоким пластовым давлением воды и газов. При разрушении залежей и прорыве флюидов с больших глубин на земную поверхность выносятся чуждый для территории «экзотический материал», обычно оцениваемый как «принесённый ледником издалека», иногда за сотни километров.

Специалистами, занимающимися вопросами гидротермокарста, указывается на существование в земной коре трёх планетарных гидродинамических уровней [10]. В верхней части среднего из них располагается зона максимально уплотнённых горных пород, являющаяся буфером – регулятором дефлюидизации глубоких горизонтов земной коры, и именно под ней возникают сверхвысокие флюидные давления. Ещё ниже, на глубинах до 12-15 км располагается зона литостатических давлений «...с восходящими потоками термальных газово-жидких флюидов эндогенного и метаморфогенного происхождения ... Газоёмкость вод достигает экстремальных значений ... Они обогащены специфическими глубинными веществами – углекислотой, гелием, фтором, мышьяком и др.» [10, с. 17]. Таким образом, в верхней части литосферы континентов повсеместно располагаются зоны концентрирования флюидов под сверхвысокими давлениями. В экологии, геологии, и в процессах формировании углеводородов, в последние годы особое внимание отводится водороду. Его дегазация давно уже выявлена в литосферных зонах глобального растяжения (срединно-океанических хребтах, молодых рифтах), а теперь установлена и в пределах древних платформ [11]. Глубинным сейсмическим зондированием вплоть до ядра прослежены деструктивные зоны, рассматриваемые как пути движения протонированного водорода. Такие «трубы дегазации» выявлены во всех крупных нефтегазоносных провинциях. Водород и углекислота являются элементной базой для синтеза углеводородов и воды, составляющих основной объём флюидной массы литосферы. Именно поэтому нефтегазоносные территории совпадают в пространстве с областями развития ледниковых отложений, на что давно уже обращал внимание академик А.А. Трофимук с коллегами [5]. Массовым источником глубинной воды и углекислоты также являются осадочные породы чехла, особенно благоприятны глинисто-карбонатные отложения, при метаморфизме которых водно-газовый флюид может выделяться в весьма значительных объёмах [12].

Таким образом, для массовой реализации процессов блоуаутинга в земной коре существуют все необходимые и достаточные условия. В связи с молодым рифтогенезом высокие широты Северного полушария являются территориями наиболее благоприятными для массового развития этих процессов. И именно здесь происходили климатические драмы последнего ледникового периода.

Следы слабого блоуаутинга наблюдаются на древней Сибирской платформе на удалениях 1-2 тыс. км. от рифтовой зоны. В левом борту в нижнем течении р. Талахтах (правый приток р. Б. Куонамка) была описана «песчаная дайка» рвущая карбонатные отложения протерозоя [13]. В правом берегу р. Тюнг (левый приток р. Виллюй) в обнажении верхнемеловых терригенных пород располагаются «субвертикальные трубы диаметром 10-15 см с толщиной стенок 0,5-3,0 см, образованные вишнево-бурым и стеклоподобным кроваво-красным ге-

матитом со следами течения Трубы заполнены рыхлым белесым и ржаво-жёлтым косослоистым песчаником, превращённым в маршаллит. По мере осыпания стенок обнажения трубы выступают на дневную поверхность, достигая высоты 1,0-1,7 м, а затем обламываются, и падают к его основанию» [14, с. 157]. Обе реки содержат россыпи алмазов (на Талахтах промышленную), коренные источники которых до сих пор не выявлены.

Для поисковой геологии большие сложности создаёт конвергентность осадочных пород. Подобными описанным выше могут быть и флюидизатные эксплозии, разделяемые на существенно газовые и гидротермально-грязевые [15]. Первые характеризуются преобладанием во флюиде газовой составляющей, что сказывается на высокой степени окатанности обломочного материала. Вторые представляют собой эксплозивно-гидротермальные грязевые инъекции, в которых интенсивная обводнённость основной массы формирует грязевую пасту, отчасти предохраняющую ксеногенный материал от истирания и окатывания при переносе.

Предлагаемая нами модель формирования «ледниковых отложений» в результате напорной флюидной дегазации даёт геологическое объяснение существующим проблемам ледникового осадконакопления. Она легко модифицируется в методики поисков первоисточников полезных ископаемых «ледниковых россыпей».

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванчук П.П. Гидровулканизм // Природа. – 1967. – № 7. – С. 49-57.
2. Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. – М.: Недра, 1994. – 158 с.
3. Елифанов В.А. Региональные деформации рельефа в «драконических» пульсациях Земли // Теория геоморфологии и её приложение в региональных и глобальных исследованиях: Материалы Иркутского геоморфологического семинара. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – С. 88-89.
4. Елифанов В.А. Дегазационно-водная гипотеза образования ледниковых отложений и ландшафтов // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь – Материалы Всероссийской конференции с междунар. участием. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 163-166.
5. Елифанов В.А. «Blowout fluid» как возможная причина формирования алмазоносных россыпей // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения – Материалы XIV междунар. совещания. – Новосибирск: изд-во ООО «Апельсин», 2010. – С. 234-239.
6. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Вавилов М.А. Поведение индикаторных минералов кимберлитов при формировании механических ореолов рассеяния в ледниковых обстановках // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 4. – С. 363-369.
7. Гуфельд И.Л. Дегазация Земли и сейсмичность // Земля и Вселенная. – 2007. – № 2. – С. 25-32.
8. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. – Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2006. – 85 с.
9. Жамалетдинов А.А. О флюидной природе промежуточных проводящих слоёв в земной коре по результатам электромагнитных зондирований и каротажа сверхглубоких скважин // Физика Земли. – 2011. – № 2. – С. 53-63.
10. Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. Карст в земной коре: распространение и основные типы – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1992. – 76 с.
11. Ларин Н.В., Ларин В.Н., Горбатилов А.В. Кольцевые структуры, обусловленные глубинными потоками водорода // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь – Материалы Всероссийской конференции с междунар. участием. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 284-288.
12. Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А. и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры // Советская геология. – 1973. – № 5. – С. 3-11.
13. Уханов А.В. Песчаниковые дайки в синийских доломитах на р. Талахтах (Анабарский район). // Информационный бюллетень Института геологии Арктики. – Л., 1960. – Вып. 18. – С. 21-23.
14. Черкасов Г.Н. Следы послетриасового вулканизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. – 1979. – № 4. – С. 154-159.
15. Иванкин П.Ф. Внутрикоровые (скрытые) магматические эксплозии и рудогенез // Рудоносные брекчии и их поисковое значение. – Алма-Ата, 1977. – С. 3-11.

СВЯЗЬ ГЕОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА С ПРЕЦЕССИОННЫМИ ЦИКЛАМИ И МОДУЛЯЦИЯМИ ИНТЕНСИВНОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ КАК ЭЛЕМЕНТ ПРОГНОЗА ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ

Епифанов В.А.

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, v-pif@sniiggims.ru

ASSOCIATION BETWEEN MIDDLE AND LATE PLEISTOCENE GEOLOGIC-CLIMATIC EVENTS AND PRECESSIONAL CYCLES AND THE EARTH MAGNETIC FIELD INTENSITY AS FORECAST ELEMENT OF NATURAL DISASTERS

Yepifanov V.A.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

Выполненные в последние годы реконструкции свидетельствуют, что завершение четвертичного периода сопровождалось активными модуляциями климата. На это указывают нижеприведённые цитаты из работ последнего (2009 г.) совещания по проблемам квартера. «Наиболее общей особенностью природной среды позднеледниковья являлась неустойчивость климатической ситуации, которая была обусловлена неоднократной сменой разнопорядковых интерстадиалов и стадиалов» [1, с. 335]. «... Изменения природной среды Восточно-Европейской равнины на протяжении неоплейстоцена были обусловлены сменами 17 глобальных климатических событий: 9 межледниковий и 8 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга» [2, с. 75]. «В позднем неоплейстоцене природные условия менялись весьма часто и носили катастрофический характер. Особенно это касается времени последнего ледникового максимума, который продолжался первые тысячи лет и коренным образом изменил ландшафтный облик региона» [3, с. 196].

Такая «климатическая лихорадка» не характерна для самоорганизующихся систем. Очевидно, что система «ледники-атмосфера-океан» испытывала некие внешние воздействия, которые в рамках традиционных представлений ледниковой теории не распознаются. Например, не находит убедительного объяснения следующий факт. При детальном изучении осадков озера Меерфельдер-Маар (юго-запад Германии) международной группой геологов и климатологов было выявлено, что в конце неоплейстоцена в Европе произошло стремительное похолодание. Установлено, что в начале раннего дриаса (около 12700 л. н.) после фазы нестабильности в несколько десятилетий за 1-3 сезона тёплые западные ветры сменились на холодные северные и среднегодовая температура снизилась на 5-7 °С. Холодная погода существовала около 1300 лет.

Изучение льдов Гренландии дало основания считать, что похолодание могло быть связано с изменением циркуляции теплых вод Атлантики за счёт массового поступления холодных пресных вод. При этом очевидно, что без какого-то катастрофического вмешательства массовое таяние ледников за 1-2 года необъяснимо, и не понятно, какой из ледниковых щитов «виноват» в таком сбросе пресных вод. Метеоритная катастрофа не способна объяснить это явление, в том числе и потому, что похолоданию предшествовала относительно длительная нестабильность погодных условий. Следовательно, причиной этих событий был некий динамичный процесс, который в фазе своей полной реализации обеспечил стремительное поступление в Мировой океан больших объёмов пресных вод. При этом процесс (явление) охватывал всё Северное полушарие, т. к. на Североамериканском континенте в это же время внезапно завершилась «эпоха Кловис» – поселения людей были затоплены и на их месте накопились осадки сложенные сине-зелёными водорослями («чёрные маты»).

Все эти события могут быть объяснены в рамках «дегазационной модели возникновения оледенений», которая в разных аспектах представлена нами в других докладах этого совещания. Здесь же считаем важным обратить внимание на следующую причинно-следственную связь: вращение Земли вокруг своей оси – дегазация недр – северные территории Евразии – формирование ледниковых рельефа и осадков. Существование этой связи даёт возможность сориентироваться во времени, месте и типе возможных природных катастроф.

Как было отмечено ранее, Земля является космическим телом, происходящие на ней геологические процессы и климатические явления подчиняются циклам её вращения вокруг центра Галактики, Солнца и своей оси. В соответствии с Космическими ритмами периодически меняется объём планеты, она живёт, пульсирует, проходя эволюционные стадии и революционные эпохи, в которые происходят глобальные катастрофы, и формы жизни на Земле существенно обновляются [4, 5, 6]. Периоды пульсаций планеты отображены в таблице одного из наших докладов этого совещания.

Из представлений о пульсационном характере развития Земли следует, что при уменьшении объёма её плотность увеличивается, а скорость осевого вращения (угловая скорость) и центробежные силы в литосфере возрастают, в результате чего планета стремится принять форму эллипса. При увеличении объёма уменьшается плотность, замедляется скорость вращения, уменьшаются центробежные силы, Земля стремится к форме шара. Таким образом, очевидно, что любые изменения скорости вращения Земли приводят к возникновению напряжений. Отечественными исследователями (геологами, географами, физиками, математиками) в начале

60-х годов XX в. было определено, что эти напряжения по геоиду распределены неравномерно. Например, увеличение угловой скорости вызывает увеличение плотности в высоких широтах и уменьшение в низких [7]. Широтные и меридиональные напряжения реализуются в формировании однонаправленных деформаций – глобальной и региональной складчатости и зон растяжения. «Планетарные меридиональные и широтные разломы возникали главным образом в экваториальной зоне и зоне высоких широт и были связаны с широтным растяжением корового слоя в сопряженно деформируемом эллипсоиде, причём широтному сжатию корового слоя в экваториальной области соответствовало широтное растяжение коры в высоких широтах и наоборот» [7, с. 268].

Были выделены «критические 61° и 35° параллели» (в обоих полушариях), а также ряд «критических меридианов» – 105° в.д. и 75 з.д., 15° в.д. и 165° з.д., 60° в.д. и 120° з.д. и 150° в.д. и 30° з.д. [8]. М.В. Стовас отмечает, что в докторской диссертации А. Веронне в 1912 году была «... впервые показана особая роль 35-параллели в тектонической жизни Земли – как результат прецессии и нутации» [7, с.225]. Расчеты показали [8], что при изменениях фигуры Земли максимальную тангенциальную нагрузку испытывают области 35°-х параллелей северной и южной широт (приблизительно 35°), а *наибольшие деформации растяжения и сдвига приурочены к широтным зонам приблизительно 61°*. В пользу последнего свидетельствует наличие Транссибирского линейного элемента – зона 62° с.ш.

Таким образом, ротационным режимом планеты в зоне динамического влияния 35-й параллели предопределена высокая сейсмическая опасность. В Евразии от Японии до Гибралтара зона проходит на запад через Китай, Афганистан, Иран, Кипр и Крит, и далее по северу Африканского континента. Землетрясения в восточном средиземноморье и в Японии, происшедшие в 2010 и 2011 гг. указывают на современную тектоническую напряженность этой зоны сжатия. Для территорий расположенных вблизи критической 61-ой параллели аналогичная сейсмическая угроза отсутствует, но природные катаклизмы (и землетрясения тоже) могут быть связаны с разгрузкой аномально высоких пластовых давлений газовых и газовой-водных залежей. По предлагаемой нами модели такая разгрузка недр и происходила в четвертичный ледниковый период, давая начало каждой из слагающих его гляциальных эпох. И именно ротационным режимом и существованием 61-ой критической параллели объясняется избирательная реализация модели дегазационного возникновения оледенений только в северных регионах Евразии (и Северной Америки). В Южном полушарии эта параллель проходит по морской акватории, а расположенный в высоких широтах континент Антарктида покрыт мощным ледяным щитом.

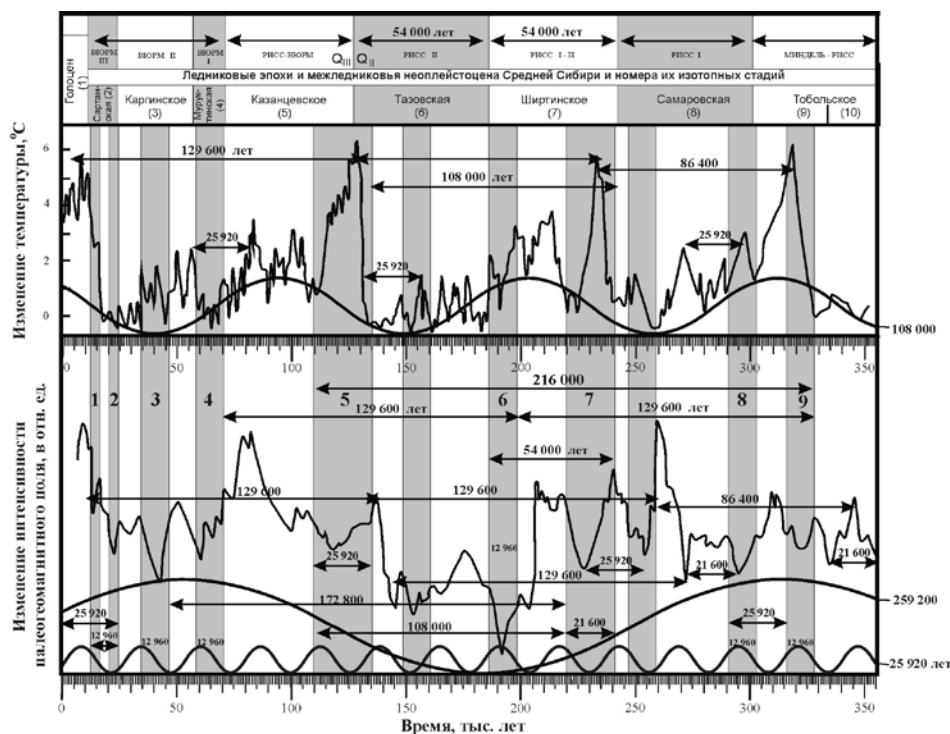
Итак, места и вероятные типы природных катастроф в общих чертах определены. В рамках излагаемых представлений о земных причинах и космическом ритме катастроф может быть определено и время. Связано оно с циклом прецессии земной оси, что предвидел ещё в XIX веке Жозеф Альфонс Адемар, полагая связь оледенений с изменением уровня инсоляции и исходя из прежних знаний о длительности прецессии. В начале XX века с прецессией и нутацией связал тектонические деформации на 35-ой параллели и А. Веронне. Поскольку расчёты велись для геоида, то вполне очевидно, что с ними следует связывать и деформирование земной коры вблизи 61-й критической параллели, т. е. катастрофическую напорную дегазацию недр, резкие похолодания климата и начало гляциальных эпизодов. Попытки оценить прецессионный цикл как возможный метроном климатических изменений ранее делались неоднократно, однако все они исходили из прежних моделей-гипотез возникновения оледенений. Нами предложен принципиально новый вариант такой связи.

Исследованиями последних десятилетий была выявлена связь модуляций климата с изменениями напряжённости магнитного поля Земли. В сочетании с результатами исследования керна бурения ледниковых щитов эта идея была рассмотрена в материалах предыдущего совещания по проблемам квартера [9]. На основании графических данных этой работы нами на детальной хроношкале составлена таблица-график, на которую были вынесены кривые температуры и изменения интенсивности палеомагнитного поля, а также 9 временных интервалов его пониженного состояния (закрашено). В таблице нами показаны ледниковые эпохи и межледниковья в принятых хронологических границах, добавлено 2 временных интервала понижения магнитного поля, а синусоидами и стрелками отражены ритмы гармоничных космических циклов. Численные значения мы не округляем, чтобы подчеркнуть их принадлежность к гармоническому ряду, и естественно, что это «значения средние».

Самый общий анализ таблицы-графика уже показывает, что интервалы времени пониженного состояния магнитного поля Земли часто согласуются с полупериодом прецессионного цикла, длящимся около 12960 лет. Границы интервалов в целом хорошо сочетаются со стратиграфической структурой неоплейстоцена. Из таблицы также видно, что оледенения и межледниковья группируются в интервалы по 54 тыс. лет, что может быть соотнесено с двумя прецессионными циклами (51840 лет), а сартанская эпоха началась примерно один прецессионный цикл и завершилась один полуцикл тому назад, что близко к упомянутой дате раннего дриаса. По локальным понижениям магнитного поля эпоха может быть разделена на 3 равные части длительностью по 4320 лет. Очевидно, что выполненная в этом ключе работа с первичными данными по модуляциям магнитного поля и накопленными материалами по климату Земли может дать реальную основу для выделения мелких гармоник ритмов космической жизни планеты. Это позволит определить время грядущих природных катастроф.

Таким образом, учёт структуры прецессионного цикла земной оси в рамках дегазационной модели оледенений даёт принципиальную возможность прогнозирования времени, места и типа природных катастроф.

Изложенным выше лишь обозначена общая идея. Очевидно, что каждое из положений этой концептуальной модели требует доработки и дополнительной аргументации. Вместе с тем также очевидны её фундаментальность и экологическая значимость, что даёт нам основание выступить с предложением о постановке специализированных исследований под эгидой Комиссии по изучению четвертичного периода. Это может быть Общероссийская программа, в рамках которой силами научных и научно-производственных организаций разных ведомств ставятся темы и решаются вопросы компетенции Академии наук и МЧС России.



Стрелками показаны временные отрезки (в годах), равные значениям численного гармонического ряда, кратного длительности сидерического галактического года в 216 (млн.) лет ($216 \times 2 = 432$, ... $\times 3 = 648$, ... $\times 4 = 864$, ... $\times 5 = 1080$, ... $\times 6 = 1296$, ... $\times 8 = 1782$, ... $\times 12 = 2592$, а также $216 : 2 = 108$, ... $: 3 = 72$, ... $: 4 = 54$, ... $: 5 = 43.2$, ... $: 6 = 36$ и др.). В том числе, временные отрезки, отчётливо связанные с прецессионным циклом движения земной оси длительностью 25 920 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. О специфике позднеледниковых осадконакопления // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Матер. VI Всерос. совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 335-337.
2. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Схема периодизации, корреляция и возраст климатических событий неоплейстоцена // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Матер. VI Всерос. совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 75-77.
3. Друшиц В.А., Садчикова Т.А. Формирование флювиальных систем на шельфе Восточной Арктики в неоплейстоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Матер. VI Всерос. совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 195-197.
4. Епифанов В.А. Влияние космогенных ритмо-циклов пульсационной дегазации Земли на геолого-климатические процессы и явления // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конференции с междунар. участием. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 159-162.
5. Епифанов В.А. Пульсации Земли, изменения климата и катастрофы // IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Квартер – 2005»: Материалы совещания. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 127-129.
6. Епифанов В.А. Пульсации Земли и глобальная геоэкология // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2007. - Вып. 9. – С. 160-168.
7. Стовас М.В. Некоторые вопросы тектогенеза // Проблемы планетарной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 222-274.
8. Каттерфельд Г.Н. К проблеме образования морфологического лица планет типа Земля // Географический сборник, XV. Астрогеология. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 104-131.
9. Кузнецова Н.Д., Кузнецов В.В. Вклад экскурсов и инверсий геомагнитного поля в изменения климата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Матер. VI Всерос. совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 305-307.

**ПРОБЛЕМА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИАНАБАРЬЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)
В СВЯЗИ С РЕВИЗИЕЙ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСТИ РЕГИОНА**

Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А., Собянин И.А., Сыстеров К.Ю.

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, , v-pif@sniigims.ru

**THE PROBLEM OF GLACIAL DEPOSITS IN SOUTH NEAR ANABARA REGION (EAST SIBERIA)
IN THE CONTEXT OF THE REGION ALLUVIAL DIAMOND CONTENT REVISION**

Yepifanov V.A., Loskutov Yu.I., Minin V.A., Sobyenin I.A., Systerov K.Yu.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

Основные алмазоносные территории России располагаются в высоких широтах, в областях развития многолетнемерзлых пород и массового распространения четвертичных ледниковых отложений. Знаменательно, что с подобным типом отложений алмазоносность связана и на других стратиграфических уровнях. Так, сопряженность алмазоносных россыпей с вендскими тиллитами отмечается на Урале и допускается, что рудный материал на Урал мог поступать с северо-запада, из наиболее близких по возрасту известных алмазоносных объектов (1231-1241 млн. лет), располагающихся в Финляндии и Костомукше (архейский Карельский кратон) [1]. И указывается, что такая взаимосвязь была установлена «... между позициями алмазоносных россыпей и ледниковых отложений во многих регионах мира (Бразилии, Намибии, ЮАР, США, Наимее, Таиланде)» [1, с. 53].

Проблеме поиска коренных источников алмазов в гляциальных областях уделялось внимание ведущими отечественными специалистами-алмазниками [2,3 и др.]. Например, изучались особенности переноса и накопления минералов-спутников алмаза (МСА) при формировании флювиогляциальных и моренных отложений. В том числе, масштаб и характер разноса рудного материала предполагаемым ледником оценивались на реальном кимберлитовом теле провинции Слейк (Канада), в результате чего было определено, что минералы-спутники алмазов могут переноситься на десятки километров и при этом практически не изнашиваться, а также формировать веерные ореолы рассеяния в грунтах, обладающих тиксотропными свойствами [3].

Современные россыпи алмазов Сибирской алмазоносной провинции пространственно и генетически связаны с неоген-четвертичными отложениями. Все разрабатываемые россыпные объекты приурочены к четвертичным отложениям, в том или ином виде коррелируемых с событиями миновавших ледниковых эпох. И именно этот стратиграфический уровень здесь изучен наиболее слабо. Такова финансовая политика на производстве.

Одним из активно охваченных неоплейстоценовыми оледенениями алмазоносных регионов провинции является Южное Прианабарье, субширотной полосой протягивающееся вдоль Анабарского щита, непосредственно к югу от кристаллического массива. На крайнем его западе, в Красноярском крае, на междуречье рр. Котуй и Мойеро, в приустьевой части последней, располагается Харамайское кимберлитовое поле, а на крайнем востоке, на территории Республики Саха – Куранахское, Чомурдахское, Биригинское, Лучаканское, Западно- и Восточно-Укуитское кимберлитовые поля. Все они имеют мезозойский возраст и слабо- либо слабоалмазоносны. С запада на восток на всю протяженность в 500 км Южное Прианабарье дренируется р. Арга-Салой (левый приток р. Оленёк), в долине и на притоках которой, начиная с 50-х годов прошлого века, в аллювиальных россыпях обнаруживались единичные кристаллы алмазов, и был выделен Арга-Салинский ореол МСА.

Геологами, изучавшими Харамайское поле, отмечается, что ледниковые отложения занимают до 90% территории и представлены они разновозрастной, сложно построенной толщей мощностью от первых до 100 м [4]. Укрупнённым опробованием ими были установлены минералы-индикаторы (МИ) кимберлитов в ледниковых и водно-ледниковых отложениях и был сделан вывод о том, что аллювий р. Арга-Салы был заражён рудным материалом Харамайского кимберлитового поля, который транспортировался двигавшимися с запада (со стороны плато Путорана) ледниками. По их мнению, собственные коренные источники алмазов в бассейне реки и её притоков отсутствуют. Наличие в составе аллювия отложений экзотических для района протерозойских кварцевых песчаников и архейских кристаллических пород фундамента они объясняют ледниковым транспортом с севера, со стороны Анабарского щита, т.е. под углом более даже тупым чем 90° к направлению движения путоранских ледников. Это возможно, если допускать, что ледники в разные эпохи предпочитали двигаться в разные стороны и загружали осадками бассейн р. Арга-Салы попеременно (миллионной съёмкой здесь выделены самаровский, тазовский и муруктинский горизонты).

Как резюмирует свои полувековые геологические исследования один из первооткрывателей Норильского месторождения, доктор г.-м. наук, профессор В.С. Старосельцев: «Создание основы прогноза промышленно значимых скоплений любых полезных ископаемых должно начинаться с комплексного анализа геологических условий их нахождения в хорошо изученных районах. Прежде всего необходимо определить форму и вещественный состав геологического тела, содержащего полезное ископаемое ...» [5, с. 5].

Южное Прианабарье - один из наиболее слабо изученных районов. Лишь в середине 80-х годов XX в. Государственной геологической съёмкой масштаба 1:200 000 здесь был отснят последний лист. Эти материалы до сих пор ещё не изданы. Однако нами были собраны геологические данные, свидетельствующие в пользу перспективности этих территорий на обнаружение коренных источников алмазов [6].

Территория сложена раннего–позднекембрийскими разнофациальными глинисто-карбонатными породами, изредка интродуцированными триасовыми траппами. Зона Аргасалинского глубинного разлома контролирует северную границу Южного Прианабарья. Глубина залегания фундамента с севера на юг ступенчато увеличивается от сотен метров до 1-1,5 км. Перспективность этого региона определяется:

- находками алмазов нескольких генетических типов (в том числе импактными) и минералов-индикаторов (МИ) кимберлита (пироп, пикроильменит и др.), сконцентрированных на локальных Аргасалинской и Мурунтасской площадях и в Арга-Салинском ореоле МИ, расположенных вблизи узла пересечения алмазоконтролирующих зон региональных глубинных разломов;

- закономерным расположением территории в ансамбле алмазоносных объектов Центральносибирской и Лено-Анабарской алмазоносных субпровинций, в том числе, приуроченностью к оси Котуйско-Мархинской алмазородной зоны, проходящей через Накынское, Далдынское и Алакитское промышленно-алмазоносные кимберлитовые поля;

- структурно-тектонической позицией – расположением (как и кимберлитовых полей Восточного Прианабарья) на границе Анабарского сводового поднятия, а также локальным контролем алмазоносных площадей, выраженных в фундаменте мелкими пликативными структурами осадочного чехла;

- размещением в пределах древнего (нижнепалеозойского) Кукусундинского сводового поднятия, осложненного мезозойско-кайнозойскими депрессиями;

- приуроченностью алмазоносных объектов к южной флекуре, ограничивающей неотектоническую грабенообразную впадину;

- геологическим подобием бокситоносного останца Мурун-Тас, располагающегося в пределах Мурунтасской алмазоносной площади, с содержащим проявления латеритов Харамайским кимберлитовым полем.

Таким образом, комплексный анализ общих геологических условий размещения находок алмазов Южного Прианабарья в целом был выполнен. Следующей задачей стояло определиться с формой и веществом алмазовмещающих осадочных тел, для чего следовало провести ревизию ледниковых отложений и оценить литолого-минералогическую специализацию района. В полевой сезон 2010 г. в нижней части верхнего и в среднем течении р. Арга-Салы нами были проведены поисково-ревизионные работы. Они заключались в штихо-минералогическом опробовании Арга-Салы и её притоков с попутной геолого-геоморфологической ревизией позднечетвертичных ледниковых отложений. В силу нескольких объективных причин весь объём намеченных ревизионных работ не был выполнен, однако даже полученные результаты позволяют по-новому взглянуть на проблему связи алмазоносности региона с четвертичными ледниковыми событиями.

Прежде всего, отметим, что имеющиеся на этот регион карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (южный лист Q - 48,49 автор З.С. Бобкова., 1985 г. и северный лист R - 48-(50) авторы Н.А. Борщева, М.А. Бардеева, 1979 г.) между собой не сбиваются. Часто контуры закартированных тел не совпадают, а нанесенная на них генетическая информация не всегда соответствует действительности. При первой же попытке совмещения листов сразу обнаружилась явная ошибка: на листе Q между меридианами 106° и 110° (в пределах территории полевых исследований) показаны моренные отложения тазовского оледенения ($g Q_{II} t$), а на листе R на стыке с ними – элювиально-делювиальные отложения, причём контуры именно этих тел почти совпадали. Наши маршрутные наблюдения подтвердили правоту геологов, составивших карту листа R-48-(50).

Исследования проводились в основном на территории южного листа (Q). На основе полевых наблюдений мы констатируем, что отображённая на картах роль ледников в формировании рельефа явно преувеличена, а отложения, отнесённые к ледниковым, при ревизии нескольких объектов оказались иного происхождения. В частности: 1) в районе устья р. Далдын на правом и левом берегах р. Арга-Сала вместо «краевых моренных гряд и холмов» находятся коренные развалы глыб кембрийских доломитов; 2) на правом берегу р. Арга-Салаа от руч. Прав. Безымянного и до р. Кюэнеликян на карте показаны ледниковые моренные отложения ($g Q_{II} t$), а на самом деле здесь располагается склон долины, перекрытый элювиально-делювиальными отложениями; 3) в левом борту долины р. Арга-Сала напротив устья р. Безымянка показаны флювиогляциальные отложения тазовского оледенения ($f Q_{II} t$). По нашим же наблюдениям – это типичный аллювий надпойменных террас – I ($h=4$ м), II ($h=4,5-5$ м), III ($h=9-10$ м) – разделённых между собой уступами. Следует отметить, что склоны долины р. Арга-Салаа местами террасированы практически до бровок водоразделов, где может быть выделено до 4-х надпойменных террас. Подобные примеры могут быть продолжены.

В результате полевых ревизионных геолого-геоморфологических и литолого-минералогических исследований, мы считаем возможным отметить следующее:

1. Наличие алмазов и их спутников в современном аллювии не следует объяснять ледниковым разносом материала Харамайского кимберлитового поля, т.к. выявляется прямая корреляция между рудным материалом и наличием северных обломков экзотических пород фундамента, которые на западе отсутствуют. Обнаружение в бассейне р. Арга-Салы импактных алмазов свидетельствует в пользу этого же.

2. Связь современных аллювиальных минералогических аномалий с воздымающимися блоками территории, зафиксированными конусами выноса в устьях притоков р. Арга-Салы, позволяет предполагать питание россыпей за счёт размыва древнего аллювия.

3. Активное террасирование склонов долины р. Арга-Салы и распространение на этих древних террасах

аллювиальных осадков (порой относительно хорошо окатанных) позволяют допускать возможность проявления здесь в прошлом мощных катастрофических паводковых событий.

4. Ранее известные минералогические аномалии и наши новые находки пиропов связаны с аллювием, представленным материалом наиболее хорошей степени окатанности и относительным разнообразием литолого-петрографического состава обломочных пород, в том числе экзотических.

5. Предварительно можно указать, что в пределах исследованного участка русла р. Арга-Салы экзотический материал распределён группами – где-то встречаются мукунские кварцевые песчаники протерозоя, но отсутствуют кристаллические породы архея, где-то наоборот, совместное их нахождение наблюдается нечасто.

6. Анализ увеличенных до масштаба 1:100 000 и 1:200 000 космических снимков позволил по контуру гидросети и рельефу на участках Хаастыыр и Куота выделить ряд кольцевых структур диаметром около 7 км, с некоторыми из которых сопряжены находки алмазов (в том числе, импактных) и ряд ореолов МСА.

7. Выраженная пространственная связь минералов-спутников и самих алмазов с находками бокситов, а также изобилие в шлихах оксидов железа дают основание для допущения парагенетической связи россыпной алмазности с древними корами выветривания, либо указывают на воздействие углекислых растворов на первично алмазные породы.

8. Следует допускать возможность обнаружения в бассейне р. Арга-Салы местных первоисточников алмазов, которые могут быть погребены под четвертичными отложениями на крупных заболоченных участках округлой формы.

9. Иногда в присклоновых частях водоразделов встречаются водно-осадочные отложения типа камов и озов, сложенные несортированными обломками местных пород (99%) и экзотическим материалом.

10. Существует проблема изучения и составления кондиционных карт четвертичных отложений региона.

Неверное отображение реальной ситуации на карте четвертичных отложений листа Q - 48,49, на наш взгляд, объясняется следующим. При составлении карт по космическим и аэрофотоснимкам присклоновые курумы местных карбонатных пород могут быть определены как эмбриональные глетчеры мерзлотного происхождения [7], но их достаточно легко принять и за морены. Присутствие среди обломочного материала экзотических пород (в т. ч. и мелкогалунной размерности), традиционно воспринимается как свидетельство их ледникового разноса, а наличие камов и озов может окончательно убедить исследователей в этом. Вместе с тем, образование подобных микроформ может быть связано не только с ледниковыми покровами, но и с таянием обычных мощных снежников, способных накапливаться в длительные эпохи похолоданий. Экзотический материал на дневную поверхность может быть вынесен с глубин процессами подобными грязевому вулканизму. А сами ледниковые отложения формироваться в результате иных природных процессов.

Ледниковое происхождение древних тиллитов в настоящее время подвергается всё более аргументированной критике [8], а бразильские алмазные конгломераты (часто рассматриваемые как тиллы) на основе «сенсационных данных» прямо диагностируются как эндогенные кластиты [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаранин В.К., Гонзага Г.М., Кампрос Дж.Е.Г., Кудрявцева Г.П. Новая гипотеза гляциального формирования алмазных россыпей Урала // Вестник Московск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2000. – № 5. – С.51-54.
2. Голубев Ю.К., Дьячкова И.В., Шофман И.Л. Особенности транспортировки и обработки поверхностей минералов-спутников алмаза в водно-ледниковых потоках // Труды ЦНИГРИ. – Вып. 250. – 1991. – С. 98-108.
3. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Вавилов М.А. Поведение индикаторных минералов кимберлитов при формировании механических ореолов рассеяния в ледниковых обстановках // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 4. – С. 363-369.
4. Черенкова А.Ф., Черенков В.Г. Кимберлиты Харамайского поля и глубинные ксенолиты в них. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. – 238 с.
5. Старосельцев В.С. Основы прогноза скоплений полезных ископаемых // Геология и минеральные ресурсы Сибири. – 2011. – № 1 (5). – С. 3-7.
6. Епифанов В.А., Гесс Л.В., Мишенин С.Г., Сайчук О.Н., Снегирев О.В. Перспективы алмазности Южного Прианбарья // Геология и минерагения Сибири: Сборник научных трудов. – Новосибирск: СНИИГ-ГиМС. – 2010. – С. 86-96.
7. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 4. – С. 2-11.
8. Копылова Н.Н. Подтверждение неледникового происхождения нижневендских «тиллитов» в свете новых неотектонических представлений // Новые идеи в науках о Земле: Доклады VIII Междунар. конференции. Т. 1. – Москва, 2007. – С.181-184.
9. Петровский В.А., Силаев В.И., Голубева И.И. и др. О вероятно эндогенной природе мезопротерозойских алмазных «метаконгломератов» в Бразилии // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2010. – № 8. – С. 23-32.

КРИОЛИТОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРТЕРНОЙ СИСТЕМЫ

Жабин В.В.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

QUATERNARY CRIOLITOGENIC FORMATIONS

Zhabin V.V.

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

В аспекте четвертичной геологии, наряду с широко распространенными водно-осадочными, обломочно-склоновыми, ледниковыми и эоловыми отложениями, известны еще и образования мало изученной зоны криолитогенеза, распространенной в областях развития резко континентального климата, с наличием длительного морозного периода.

Во всех климатических поясах, где средне суточная температура опускается ниже нуля, Криолитогенез как геологическое явление имеет широкое распространение. Особенно, четко, он проявляется в районах с наличием вечной мерзлоты в подпочвенных горизонтах, которая фиксируется почти на всей территории Сибири, а также в северных и северо-восточных окраинах Российской Федерации.

С продуктами криогенеза геологи, проводящие геологосъемочные и поисковые работы, соприкасаются постоянно, но не заостряют своего внимания на их природе. Однако, они их всегда ищут, особенно, в условиях «дряхлого» рельефа, где выходы коренных пород могут быть обнаружены только в бортах речной сети. В таких случаях они ищут делювиальные обломки, которые, как ни странно, иногда лежат прямо на поверхности песчано-глинистых образований и вдали от коренных выходов. Найдя такой обломок на ровной поверхности, геологи, достаточно уверенно, отмечают на карте наличие этих пород в данной точке, особенно не задумываясь о том, как он мог здесь оказаться? Однако они, совершенно справедливо, полагают: раз обломок лежит на ровной поверхности, то и под ним на глубине должны залегать такие же породы. А как он здесь очутился? Это их, в данном случае, не особенно и тревожит. Другое дело, когда обломок находится на склоне, хотя бы и очень пологом. Тогда считается, что он скатился вниз по склону. А вот почему он скатился и откуда? Ведь склон-то достаточно пологий и коренных выходов нет даже на водоразделе. Следовательно, здесь была какая-то другая причина. Но она, как правило, никогда не выясняется, хотя, в конечном счете, интуитивно, как-то и учитывается.

В практике геологов известны случаи, когда на почти ровной поверхности находились обломки и даже небольшие глыбы руд металлических полезных ископаемых, при отсутствии коренных выходов горных пород в окрестностях. А так как многие такие находки располагались на четвертичных отложениях значительной мощности, то их источники, к сожалению, так и остались не выявленными.

Однако, всем геологам, кто работал на Сибирской платформе, хорошо известны «пятна-медальоны», встречающиеся на плоских заболоченных водоразделах, заросших тундровой растительностью. Такие медальоны находятся среди сплошных ягельников, покрывающих ровные заболоченные поверхности и, обычно, представлены глыбами и крупными обломками траппов, но иногда и обломками бокситов бобового сложения. Они широко развиты и на Анабарском плоскогорье, покрытом мелкой дресвой метаморфических пород, где представлены плоскими глыбами и довольно крупными обломками такого же состава. Нечто подобное мы встречали и на Алданском щите, в окрестностях золоторудного месторождения Курун-Урях, где, в полях преобладающего развития желто-цветных продуктов коры химического выветривания, вдруг появлялись красноцветные окна глинистого материала, и, как правило, наиболее обогащенного золотом.

Вместе с тем, продукты криогенеза имеет место не только на водораздельных выравненных участках и их пологих склонах; они имеют место и в русловых отложениях выположенных долин. В качестве одного из таких примеров, могут служить глыбовые россыпи корундовых и дистеновых руд, находящиеся в пологих частях верховий долины реки Чайныт (бассейна р. Алдана) и являющиеся составными частями Чайнытского месторождения корундитов [1, 2, 3, 4]. Всего здесь выявлено две глыбовых россыпи: дистеновая - в долине р. Чайныта и корундовая, находящаяся в долине ее ручья Корундового.

Выше указанные россыпи изучались рядом исследователей, которые их рассматривали как продукты разрушения верхних частей еще сохранившихся корундовых залежей или корундовых и дистеновых тел, когда-то находившихся в бортах долины и на водоразделах, но к настоящему времени полностью уничтоженных эрозией. Сотрудники СНИИГТиМСа дважды посещали Чайнытское корундовое месторождение: изучали его строение, состав и морфологию корундовых залежей, и их пространственное положение в современном рельефе [1, 2]. Изучались и выше названные россыпи, характеризующиеся большими размерами глыб и их необычным составом. В результате детального обследования рудных залежей и глыбовых россыпей, вскрытых горными выработками, было установлено нижеследующее:

– во-первых, состав руд в россыпях не соответствует таковому ни одной из известных коренных залежей. Во всех рудных залежах, вскрытых горными выработками, в основном, преобладает серый корунд, местами с небольшой примесью красного и зерен светлого дистена, а в россыпях — сохранившиеся рудные глыбы, существен-

но, дистеновые, с крупными сноповидными кристаллами голубовато-зеленого дистена и рубинового корунда;

– во-вторых, скопления рудных глыб, обнаружены только на двух наиболее пологих участках долины р. Чайныта. В промежутках же между ними, а так же ниже и выше по течению распространены глыбы и обломки, в основном, пустых пород, вмещающих рудные тела. И далее, в продольном профиле долины р. Чайныта крупные глыбы в русловых отложениях отмечаются только в пределах рудных россыпей, в других же местах долины, в т.ч. и вверх по реке, глыбовый аллювий имеет более мелкие размеры.

Не обнаружив минералогических аналогов для вышеуказанных россыпей среди коренных залежей, пришлось заняться их детальным обследованием, с целью изучения минерального состава, внутреннего строения и морфологии рудных глыб, результаты которого и излагается ниже.

Корундитовая россыпь занимает среднюю часть долины ручья Корундового и находится на расстоянии 800 м от ближайшей залежи № 4 серых корундитов. С помощью магистральных и пунктирных канав она прослежена по долине на 950 м при ширине 58 м. Рудные глыбы сложены разнозернистым корундом розового и рубинового цвета, но встречаются они довольно редко (Н.А. Коренев, 1946 г.).

Дело в том, что, во время Великой Отечественной войны, эта россыпь обрабатывалась старателями, и поэтому сохранилось мало рудных глыб, хотя их было и довольно много. Об этом могут свидетельствовать многочисленные обустроенные площадки для бывших рудных штабелей. Размеры сохранившихся глыб небольшие и не превышают 0,6×0,5×0,3 м. В месте с тем, все они закруглены только со стороны течения. Остальные углы — острые.

Следует отметить, что в русловом довольно хорошо окатанном аллювии нет корундитовых обломков. Нет их и в песчано-гравийной смеси, представленной кварц-полевошпатовым составом.

Дистеновая глыбовая россыпь находится в долине р. Чайныта, выше устья ручья Корундового и, по Н.А. Кореневу (1946 г.), имеет длину 880 м, при ширине — 25 м.

Морфологически — это довольно пологий участок долины с уклоном до 2°. Вся долинная площадь россыпи завалена уплотненными глыбами с остроугольными краями, реже с закруглениями с одной стороны, направленной против течения. В северо-восточной части россыпи, размещающейся вдоль левого борта долины, глыбы совершенно неокатанные, а углы большинства из них даже не закруглены. Не закруглены и находящиеся здесь глыбы кварца (1,2×1,0×0,8 м). Отдельные глыбы дистеновых пород имеют значительные размеры (1,2×1,5×0,7 м) и обычно закруглены только со стороны течения реки. Есть среди них и само раскалывающиеся глыбы, которые при климатическом воздействии распадаются на остроугольные части, без какого-либо смещения. Если сопоставлять глыбы, находящиеся в долине и непосредственно в русле реки, то легко можно заметить, что в русле они более мелкие. Конечно, есть и довольно крупные, но в основном преобладает мелкий материал с размерами 30-40 см. К тому же, большая часть обломков — окатана.

В русловом аллювии, как и в корундовой россыпи, много песчано-гравийного материала, но и в нем нет ни дистена, ни корунда. В основном он имеет кварц-полевошпатовый и роговообманковый состав.

К этому следует добавить, что дистеновая глыбовая россыпь занимает строго определенное положение в долине р. Чайныта, обусловленное тем, что ни выше, ни ниже по течению дистеновых глыб в долине нет.

Таким образом, используя геоморфологическое положение вышеописанных россыпей, с учетом внешнего вида составляющих их рудных глыб, можно сделать вывод, что рудные глыбы не претерпели какого-либо существенного перемещения вдоль русла. Да, при таком пологом уклоне, они и не могли его претерпеть.

Следовательно, если глыбы россыпей не испытали перемещения, то они должны были образоваться за счет местных источников. А так как вблизи таких источников нет, значит они образовались за счет разрушения рудных залежей, находящихся под долинными отложениями р. Чайныта, и на поверхность выведены в результате периодических промерзания и оттаивания в зоне влияния русловых вод, т.е. происходило выпучивание крупных глыб снизу вверх [5]. Размерами предполагаемых рудных залежей, по-видимому, в какой-то мере и определяются параметры образовавшихся россыпей.

Продукты криогенной природы в условиях пологого рельефа и широкого развития рыхлых образований испытывают незначительные горизонтальные перемещения и поэтому могут быть использованы в качестве прямого поискового признака для выявления коренных источников различных полезных ископаемых, а в конкретном случае — для выявления корундовых и дистеновых залежей в долине р. Чайныта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жабин В.В. Диафориты Алданского щита и их соотношение с корундовыми залежами Чайнытского месторождения // Геология и минерализация Сибири: Сб. науч. тр. СНИИГГиМС. — Новосибирск, 1997. — С. 131-138.
2. Жабин В.В., Степанова Т.А. Чайнытские и Джилдинские корундиты Алданского щита и вопросы их генезиса // Вопросы минерализации Сибири. — Новосибирск, 1994. — С. 47-54.
3. Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита, их литология. — Хабаровск, 1973. — 369 с.
4. Озеров К.Н., Быховер Н.А. Месторождения корунда и кианита в Верхне-Тимптонском районе Якутской АССР // Тр. ЦНИГРИ. — Л., 1936. — Вып. 82. — 102 с.
5. Общее мерзлотоведение / П.И. Мельников, Н.И. Толстухин (ред.). — Новосибирск: Наука, 1974. — 292 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ПЕРЕХОДА ОТ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА К ГОЛОЦЕНУ В ВЫЧЕГОДСКО-СЕВЕРОВДВИНСКОЙ СИСТЕМЕ

Зарецкая Н.Е.¹, Панин А.В.², Чернов А.В.³

¹ Геологический институт РАН, Москва, n_zaretskaya@inbox.ru

² Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Московский государственный педагогический университет им. В.И. Ленина, Москва

GEOCHRONOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHIC SCENARIO OF THE LATE PLEISTOCENE – EARLY HOLOCENE TRANSITION WITHIN THE VYCHAGDA – NORTH DVINA SYSTEM

Zaretskaya N.E.¹, Panin A.V.², Chernov A.V.³

¹ Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow

² Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow

³ Faculty of Geography, Moscow State Pedagogical University, Moscow

Вычегодско-Северодвинская система занимает особое место на Европейском Северо-востоке, так как в позднем неоплейстоцене она подвергалась влиянию двух ледниковых центров - Скандинавского и Карского [1]. В данной работе рассматривается история развития системы во время средневалдайского интерстадиала, максимума последнего оледенения и в позднеледниковье. Во время исследований, помимо полевых наблюдений, использовались радиоуглеродное датирование, комплексный анализ макроостатков и палеорусловый метод. Для заверки результатов радиоуглеродного датирования в ряде случаев удалось получить уран-ториевые даты [2].

Ранее для исследуемого интервала времени в системе долин рр. Вычегда и Северная Двина (разрезы Кыловка [4] и Байка [5]) было получено небольшое количество радиоуглеродных дат, объяснявшееся малым количеством органических остатков в отложениях [3]. Разрез Кыловка представляет собой 13-метровое обнажение т.н. озьягской террасы [4], сложенной комплексом озерно-ледниковых отложений в нижней и верхней частях, и аллювиальными – в средней. По стволу ели в подошве аллювия была получена дата 47520 ± 1000 (ЛУ-566), а по подошве и кровле старичного торфа выше по разрезу – даты 42000 ± 1700 (ГИН-606) и 39170 ± 470 (ЛУ-588) л. н., которые датируют наиболее теплый период средневалдайского интерстадиала [4]. Разрез Байка в устьевой части Вычегды представляет собой террасу высотой 19 м: основание разреза представлено двумя слоями суглинка с органикой, разделенными слоем горизонтальнослоистого песка, по которым получены ^{14}C даты 52350 ± 300 (Ки-6398) – по нижнему и 43600 ± 210 (Ки-6397) – по верхнему [5]. По спорово-пыльцевым данным [5], 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. Залегающая выше толща песка откладывалась во время температурного минимума последнего криохрона [5].

В настоящем исследовании мы приводим новые серии ^{14}C дат, полученные нами по разрезам Курьядор (верхняя Вычегда), Нёбдино и Биостанция (средняя Вычегда) и Толоконка (р. Северная Двина, 100 км ниже устья Вычегды), а также сравниваем с полученными ранее данными.

1. Разрез «Курьядор» высотой 15 м располагается в верховьях р. Вычегды, на правом берегу реки. Ранее разрез изучался рядом исследователей [6, 7]: его особенность – две пачки алевритистых отложений в верхней части, относительно происхождения которых имеется два диаметрально противоположных мнения: 1) это – типичные лессы, образовавшиеся в холодную эпоху максимума последнего оледенения [6, 7]; 2) это озерные отложения – следы подпрудного приледникового озера, синхронного максимуму последнего оледенения [8]. Подстилаются эти отложения 1,5-метровой пачкой суглинистых неяснослоистых отложений, насыщенных органикой; считалось, что органогенная толща – озерного генезиса [7]. Нижняя часть разреза представлена озерными и аллювиальными отложениями [6, 7].

В 2010 г. были проведены ^{14}C датирование и анализ макроостатков 1,5-метрового органогенного горизонта, а также прослая органики из подошвы подстилающих его песков (Табл. 1). Органогенный горизонт формировался в период приблизительно с 39200 до 26200 ^{14}C лет назад; результаты палеоботанического анализа показали отсутствие каких-либо признаков водной растительности. По составу это суходол, то есть, толща накапливалась в субаэральных условиях. Ранее для разреза Курьядор была получена радиоуглеродная дата 31080 ± 280 (ЛУ-577), не признанная исследователями [6]; однако, наши даты подтверждают ее надежность. Полученные результаты опровергают озерный генезис средневалдайских осадков и косвенно могут подтверждать то, что в верхней части разреза залегают именно лессы.

2. Разрез «Нёбдино» расположен в правом борту долины р. Вычегда, в среднем ее течение, и представляет собой останец террасы. Обнажение высотой около 7 м в верхней части (5,5 м) сложено разнообразными песками, в том числе – косослоистыми, с псевдоморфозами по морозобойным клиньям, встречаются горизонты мелкой и средней гальки. Песчаная толща подстилается 1,5-метровой толщей очень тяжелых темно-серых

суглинков с двумя прослоями органогенных горизонтов. Результаты радиоуглеродного датирования, приведенные в табл. 1, показали, что возраст суглинков в подошве террасы – средневалдайский. Инверсия дат в разрезе, а также ботанический состав верхнего, но более древнего образца (древесный детрит), говорит о вероятном переотложении. Таким образом, надежной можно считать дату 35750 ± 1200 (ГИН-14346).

3. Разрез «Биостанция» (ранее описанный как Нидзь в [4]) расположен на правом берегу р. Вычегда и представляет собой 12-метровое обнажение террасы. Верхняя часть разреза сложена хорошо отмытыми горизонтально- и косослоистыми аллювиальными песками. В средней части разреза вскрывается слоистый органогенный горизонт, местами насыщенный древесиной, который, в свою очередь, подстилается русловым аллювием. По данным анализа макроостатков органогенный горизонт формировался в условиях слабопроточной воды, то есть, представляет собой старичные отложения. Результаты радиоуглеродного датирования показали, что этот горизонт формировался, с перерывами, приблизительно от 14000 до 10500 ^{14}C лет назад, то есть – в позднеледниковье.

Таблица 1. Радиоуглеродные даты и результаты анализа макроостатков образцов из Вычегдско-Двинской системы

№ п/п	Лаб. индекс и номер	Положение в разрезе	Материал для датирования/ генезис	^{14}C дата	Калиброванный возраст, 1σ
1	ГИН-14320	Курьядор, сл. 1, верхние 10-15 см	Сух. тяж. суглинок/суходол	26.200 ± 400	30.579 – 31.137
2	ГИН-14321	Курьядор, сл. 3, верхние 10 см	Сух. тяж. суглинок с органикой/суходол	31.200 ± 230	35.243 – 36.255
3	ГИН-14322	Курьядор, сл. 4, верхние 5 см	Суглинок ср. с органикой/суходол	36.920 ± 330	41.559 – 42.080
4	ГИН-14323	Курьядор, сл. 6, средние 5 см	Плотный оторф. суглинок/суходол	39.170 ± 260	43.031 – 43.612
5	ГИН-14324	Курьядор, сл. 16, верхние 4 см	Суглинок с органикой/низинное болото	41.700 ± 600	44.716 – 45.591
6	ГИН-14345	Нёбдино, суглинок под песками, верх	Глина с органикой/ древесный детрит	42.550 ± 620	45.229 – 46.192
7	ГИН-14346	Нёбдино, сугл. под песками, середина	Глина с органикой/ старичные отложения	35.750 ± 1200	39.488 – 41.816
8	ГИН-14173	Слой D, верхние 3 см	Суглинок оторф./ старичные отложения	33.270 ± 350	38.581 – 37.510
9	ГИН-14174	Слой D, 12-13 см	Суглинок оторф./ старичные отложения	37.350 ± 450	42.431 – 41.771
10	ГИН-14175	Слой D, 14-15 см (нижние 2 см)	Суглинок оторф./ старичные отложения	37.800 ± 600	42.810 – 41.972
11	ГИН-14189	Биостанция, под терр., ниж. горизонт	Суглинок оторф./ старичные отложения	10.530 ± 80	12.389 – 12.589
12	ГИН-14190	Биостанция, под террасой, сл. 6	Суглинок оторф./ старичные отложения	12.560 ± 80	14.559 – 15.055
13	ГИН-14339	Биостанция, 120см от кровли сугл., ~5 см	Суглинок оторф./ старичные отложения	12.900 ± 60	15.124 – 15.591
14	ГИН-14192	Биостанция, под террасой, сл. 12	Суглинок оторф./ старичные отложения	13.890 ± 50	16.854 – 17.044
15	ГИН-14193	Биостанция, под террасой, сл. 3	Суглинок оторф./ старичные отложения	11.000 ± 40	12.746 – 12.949
16	ГИН-14194	Биостанция, под террасой, сл. 7	Древесина	10.480 ± 50	12.386 – 12.549
17	ГИН-14197	Биостанция, под терр., сл. 8, подошва	Древесина	10.750 ± 50	12.590 – 12.685
18	ГИН-14198	Биостанция, под терр., вер. горизонт	Суглинок оторф./ старичные отложения	11.560 ± 50	13.324 – 13.449

4. Разрез «Толоконка» представляет собой обрывистый берег Северной Двины в 100 км ниже г. Котлас, высотой 25 м, сложенный флювиальными, озерными, ледниковыми и водно-ледниковыми осадками, подробное описание приведено в [2]. Посередине разреза проходит горизонт торфа мощностью от 20 до 80 см, из

кровли и подошвы которого были взяты образцы для ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ анализов; в верхней части разреза вскрываются глинистые алевроиты, возможно, формировавшиеся в обстановке приледникового озера.

Результаты датирования представлены в табл. 1; анализ макроостатков показал, что органогенные отложения формировались в условиях стоячего или очень слабопроточного водоема, т.е. представляют собой старичную фацию аллювия р. Северная Двина. Полученные ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты [2] указывают на средневалдайский интерстадиал.

Полученные данные и сравнение их с ранее опубликованными позволяют в первом приближении реконструировать палеогеографический сценарий развития Вычегодско-Северодвинской системы при переходе от позднего плейстоцена к голоцену. Для этого была проведена калибровка (перевод в календарный возраст) радиоуглеродных дат в программе Calib 6.0 [9] (табл. 1). Для средневалдайского интерстадиала можно выделить несколько фаз органогенного осадконакопления, которые, однако, коррелируются не столько с фазами улучшения климатических условий, сколько с локальными условиями, связанными, по-видимому, с особенностями системы. Например, в разрезе Курьядор прослеживается непрерывное органогенное осадконакопление около 43-31 тыс. л. н.; для этого времени в скважине NGRIP фиксируется несколько стадий похолоданий и потеплений. По-видимому, это связано с господством субаральных условий в верховьях Вычегды. При датировании же старичных отложений (средняя и нижняя Вычегда, Северная Двина) выделяются две фазы накопления органогенных горизонтов: 46,5-45 и 42,5-38 тыс. л. н., коррелирующихся с изотопно-кислородными пиками 47-45, 42 и 40 тыс. л. н., и с урдюжским и тырыбейским потеплениями Северо-Востока ЕТР [4]. Возможно, периоды накопления руслового аллювия были связаны с ухудшением климатических условий, однако для проведения четких корреляций данных пока недостаточно.

В период максимума последнего оледенения (20-18 тыс. л. н.) многие исследователи предполагают существование в Вычегодско-Двинской системе приледникового озера [4, 8], однако в разрезах Курьядор, Нёбдино и Байка признаки подпрудно-озерного осадконакопления не зафиксированы; времени последнего ледникового максимума соответствуют лессовый (в первом случае) и аллювиальный (в двух других) типы осадконакопления. Правда, поздневалдайская часть разрезов Нёбдино и Байка диагностирует условия направленной аккумуляции, которые могли быть вызваны подпором от подпрудного водоема ниже по течению, в долине Северной Двины (на что указывают глинистые алевроиты в верхней части разреза Толоконка). Прекращение подпруживания должно было вызвать быстрое врезание Вычегды.

По-видимому, флювиальное осадконакопление господствовало в системе и во время перехода от плейстоцена к голоцену (беллинг – поздний дриас), что подтверждается данными по разрезу Биостанция (табл. 1). Органогенные старичные отложения накапливались здесь во время потеплений беллинг и аллеред, русловой аллювий откладывался в раннем и среднем дриасе, а терраса р. Вычегды, описанная в [4] как гамская лимногляциального происхождения, накапливалась в позднем дриасе.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта РФФИ № 11-05-00538.

ЛИТЕРАТУРА

1. Larsen E., Kjaer K.H., Demidov I.N. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. – 2006. – № 35. – P. 394-424.
2. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Кузнецов Д.Д., Ларсен Э., Йенсен М. Первый опыт совместного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН. Сер. Геология. (в печати).
3. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // *Геохронология четвертичного периода*. – М.: Наука, 1980. – С. 68-81.
4. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, – 2005. – 348 с.
5. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychehda 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.
6. Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне – поздневалдайское время // *Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР*. – Сыктывкар, 1983. – С. 26-27.
7. Андреичева 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.
8. Lyså A., Jensen M., Larsen E., Demidov I., and Fredin O. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // *APEX Third International Conference and Workshop*, Copenhagen. – Copenhagen, 2009. – P. 49-50.
9. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. // *Radiocarbon*. – 2009. – № 51. – P. 1111-1150.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДЕЛЬТЫ Р. СЕВЕРНАЯ ДВИНА В КОНТЕКСТЕ ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ БЕЛОГО МОРЯ

Зарецкая Н.Е.¹, Шевченко Н.В.², Симакова А.Н.¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, n_zaretskaya@inbox.ru

² Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, snatti@yandex.ru

GEOCHRONOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE NORTH DVINA RIVER DELTA WITHIN THE CONTEXT OF THE HOLOCENE WHITE SEA HISTORY

Zaretskaya N.E.¹, Shevchenko N.V.², Simakova A.N.¹

¹ Geological Institute of RAS, Moscow

² Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow

Дельты крупных рек, впадающих в холодные приливно-отливные моря, предоставляют замечательную возможность для изучения особенностей стратиграфии, осадконакопления и палеогеографии пограничных, быстро меняющихся во времени и пространстве геологических образований на детальной хронологической канве. Дельта р. Северная Двина, впадающей в Белое море, как раз является подобным объектом: разнообразие представленных генетических типов отложений и, в том числе, органогенного материала, позволяет детально реконструировать историю ее формирования в голоцене, а также коррелировать полученные данные с голоценовой геологической историей Белого моря.

Дельта р. Северная Двина расположена в Двинском заливе Белого моря. Это – лопастная многорукавная дельта с многочисленными островами, площадью 1100 км², длиной 45 км [1] и максимальным превышением над уровнем моря до 6-8 м. Начиная с 2005 г., нами проводятся детальные исследования по геохронологии и палеогеографии дельты, а также реконструкция природной среды обитания в ней древнего человека [2, 3, 4].

В ходе работ использовались топографические карты масштаба 1:100000 [5], карта четвертичных образований масштаба 1:1000000 [6], снимки Google earth и данные GPS-навигации. Было опробовано 25 разрезов и получено более 70 радиоуглеродных дат по разным генетическим типам органогенных отложений – торфу, сапропелю, оторфованным суглинкам, древесине, углям и т.п. Также проводился ботанический анализ датированных образцов и спорово-пыльцевой анализы двух скважин (3,5 и 5 м глубиной) из юго-западной и северной частей дельты.

Дельта Северной Двины – дельта заполнения морского залива-эстуария – имеет сложное строение: многочисленные острова и островные массивы разделены несколькими рукавами, из которых самые крупные – Никольский, Мурманский и Корабельный (с востока на запад). Острова, составляющие дельту, неоднородны по размеру, рельефу, происхождению и возрасту. Наиболее крупный и самый сложнопостроенный остров – Никольский, расположен в центральной части дельты между Мурманским и Корабельным рукавами. Его протяженность – более 16 км, он прорезан многочисленными протоками и сформирован путем приращения друг к другу различных по возрасту и происхождению участков. Примечательно, что на острове в его юго-западной части, в районе с. Красное были обнаружены моренные останцы – холмы, сложенные средним суглинком, с многочисленными включениями грубообломочного материала. Это – самая возвышенная часть дельты – абсолютные отметки до 8 м н. у. м. Скорее всего, ранее моренный останец был заметно больше, о чем свидетельствуют нехарактерные для дельтовых отложений скопления грубообломочного материала на берегу и дне Мурманского рукава в этом районе. Остальные острова можно разделить на три основных типа: 1) острова, сформированные сериями древних береговых валов, разделенных заболоченными понижениями (Лясомин, Угломин); 2) низменные, ровные острова центральной части дельты, сложенные молодыми дельтовыми супесчаными отложениями; 3) молодые преимущественно песчаные острова, формирующиеся во фронтальной части дельты.

Неотектоническая история дельты Северной Двины до сих пор неясна: имеющиеся гипотезы противоречат друг другу [7-10], и данных, подтверждающих или опровергающих ту или иную модель, пока недостаточно.

На основании большого массива полученных комплексных данных, мы выделили три основных стадии развития дельты р. Северная Двина в голоцене: 1) стадия эстуария (позднеледниковье – ранний голоцен); 2) «лагунная» стадия (средний голоцен) и 3) стадия дельты выдвижения (середина голоцена – до настоящего времени) (рис. 1). Для сравнения полученных нами данных с голоценовой историей Белого моря, мы пользовались графиком [11] для Белого и Баренцева морей, доработанный Каплиным и Селивановым [12], которые выделили основные трансгрессивно-регрессивные этапы развития Белого моря в голоцене.

Началом эстуарной стадии следует, по-видимому, считать время очистки ото льда Горла Белого моря около 11000 лет назад [13], когда базис эрозии Северной Двины был существенно ниже современного и шло активное гляциоизостатическое поднятие окрестной суши. Мы предполагаем, что в то время происходило активное врезание Северной Двины в районе ее впадения в море; глубина вреза могла достигать 50 м.

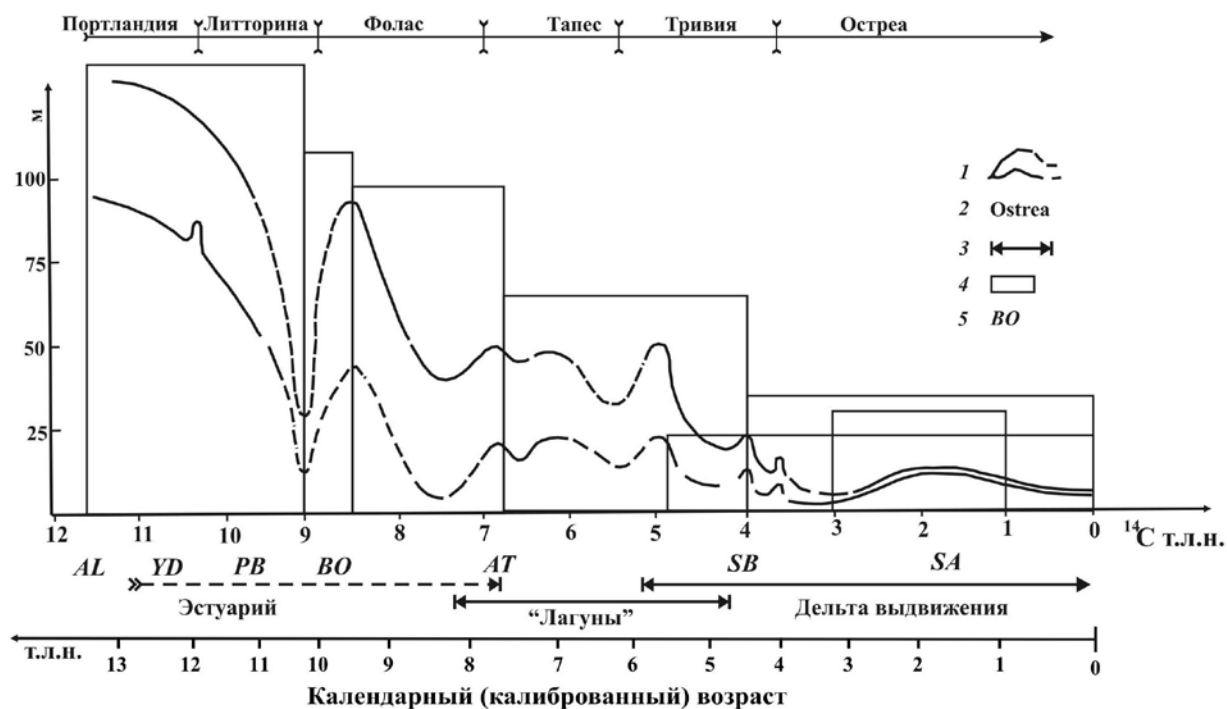


Рис. 1. Стадии развития дельты р. Северная Двина в голоцене, соотнесенные с колебаниями уровней Белого и Баренцева морей: 1 – наиболее высокое и наиболее низкое положения древних береговых линий (Кошечкин, 1979); 2 – соответствующие им комплексы фауны моллюсков (Лаврова, 1960); 3 – стадии развития дельты р. Северная Двина; 4 – фазы развития дельты (внутри стадий); 5 – климатические рубежи голоцена.

Во время трансгрессий Портландия-Литторина (около 11-9 тыс. ^{14}C лет назад) первично-моренный рельеф устья Северной Двины был затоплен и сформировался ингрессионный залив с изрезанными берегами и многочисленными островами. Об этом свидетельствуют морские сизые глины, встречающиеся в скважинах болот к югу от современной дельты и на о-ве Никольский. Этот период не обеспечен радиоуглеродными датами, наши предположения основаны на данных морфостратиграфии и бурения.

Дальнейшая регрессия (рубеж Литторина/Фолас) была кратковременной и резкой [11, 12]. Эта фаза обеспечена 5 датами – от 9115 ± 100 (Tln-126) (скважина гл. 17,5 м, [14]) до 8610 ± 60 (ГИН-14007) (скважины к югу, юго-западу от современной дельты и на о. Никольский). Все даты располагаются на разных гипсометрических уровнях от 20 м н. у. м. до 17,5 м ниже уровня моря. Мы предполагаем, что подобный разброс синхронных уровней вызван не тектоническими причинами (опусканием юго-восточной части Кандалакшско-Двинского грабена, [7]), а более высокой, чем современная, расчлененностью древнего рельефа, которая была вызвана интенсивным врезанием Северной Двины во время регрессии. Впоследствии в палеоврезах могли накапливаться старичные торфянистые отложения синхронно с началом торфонакопления на о. Никольском и к югу от дельты. На регрессию, скорее всего, накладывалось и гляциоизостатическое поднятие, что способствовало интенсификации врезания.

Старичные отложения в устье Северной Двины в дальнейшем были погребены морскими осадками трансгрессии Фолас (следующая фаза развития дельты). Эта фаза не обеспечена радиоуглеродными датами, мы можем датировать только нижнюю и верхнюю ее границы: 8610 ± 60 - 6920 ± 40 ^{14}C л. н. (9660-7695 календарных л. н.). Во время этой фазы формировались палеоклифы в морене, обрамляющие дельту с юга и востока.

2. Для следующей «лагунной» стадии (фазы Тапес-Тривия) характерны насыщенные органикой лагунные отложения. Это был довольно продолжительный период (6900-4000 ^{14}C , 7695-4440 календарных л. н.) более высокого, чем современный, стояния моря, сопровождавшийся слабыми колебаниями его уровня. Мы предполагаем, что в то время между Рикасихой (западная часть дельты) и о-вом Никольский существовали лагуны (серии субсинхронных лагун) с солонатоводной диатомовой фауной, а основной сток реки проходил через современный Корабельный рукав. Лагуны, по-видимому, занимали в то время существенные площади, но более точная их конфигурация, а так же положение береговых валов, отделяющих их от моря, пока не выяснены. Эта стадия закончилась 4000-3800 ^{14}C (4790-4240 календарных) л.н.

3. Стадия дельты выдвигания началась около 4500 ^{14}C (5470-5320 календарных) лет назад (конец фазы Тривия). В это время произошло стабилизация скоростей гляциоизостатического поднятия [11], а в устье Северной Двины начали формироваться первые береговые валы.

Начало фазы Остреа (около 4000 ^{14}C лет назад) совпало с субсинхронным формированием авандельты в районе современных островов Никольский, Лясомин и Угломин (в центральной части современной дельты), а также обширной низкой морской террасы, состоящей из серий многочисленных разновременных мелких субпараллельных береговых валов, в юго-западной части дельты.

Время начала образования морской террасы «зажимается» ^{14}C датами 4950±50 (ГИН-14159) и 4570±30 (ГИН-13381) (5470-5320 л. н.), полученными по образцам торфа из скважин впереди и позади самого древнего и крупного берегового вала. Остальные валы образовывались в период от 4000 ^{14}C л. н. и до наших дней: при этом происходило последовательное выдвигание террасы в юго-западном и западном направлениях со средней скоростью 1,6 км/тыс. лет.

Образование авандельты (острова Лясомин и Угломин) началось около 4000 ^{14}C лет назад (дата, полученная по торфу за первым береговым валом). Авандельта образовывалась как система субпараллельных крупных береговых валов (на которых часто впоследствии формировались дюны) и разделявших их лагун или зараставших проток: в органогенных отложениях подошв болот, расположенных между береговыми валами, встречена солоноватоводная диатомовая флора. Таким образом, авандельта формировалась под воздействием как речного, так и морского факторов осадконакопления, причем скорость ее выдвигания составляла около 2,4 км/тыс. лет, что существенно выше, чем скорость выдвигания морской террасы.

Сток Северной Двины осуществлялся в то время через Мурманский рукав, имевший широкое устье в районе современного о-ва Никольский. Впоследствии около 2,5 ^{14}C тыс. л. н. выход рукава в море был частично блокирован морскими береговыми валами, сформировавшими о-ва Лайда и Голец, что привело к образованию обширного болота в северной части о-ва Никольский.

В настоящее время формирование дельты продолжается.

Исследование выполнено при частичной поддержке гранта РФФИ № 11-05-00538.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лупачев Ю.В. Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек // Труды ГОИН. – 1984. – Вып. 172. – С. 64-82.
2. Зарецкая Н.Е. История природной среды в южном Прибеломорье в голоцене (на примере дельты р. Северная Двина) // Доклады международной научно-практической конференции «Первобытная и средневековая история и культура Русского Севера: проблемы изучения и научной реконструкции» / А.А. Мартынов (отв. ред.), Соловки. – 2006. – С. 228-231.
3. Зарецкая Н.Е., Шевченко Н.В. Новые данные по истории развития дельты р. Северная Двина в голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Новосибирск, 18-23 октября, 2009 г. Новосибирск: изд. Сиб. отд. РАН, 2009. – С. 226-230.
4. Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D. Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // *Geochronometria*. – 2011. – V. 38. – № 2. – P. 116-127.
5. Топографическая карта масштаба 1:100000, Архангельск – Патракеевка. – СПб.: ФГУП «Аэрогеодезия», 2002.
6. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005.
7. Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // *Геоморфология*. – 2004. – № 3. – С. 48-56
8. Животовская А.И. Молодые тектонические движения в Южном Беломорье // Информационный сборник ВСЕГЕИ. – 1960. – Вып. 29. – С. 119-131.
9. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. – М.: Наука, 1977. – 236 с.
10. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья. // Бюллетень МОИП. Отд. Геология. – 2008. – Т. 83. – Вып. 2. – С. 15-25.
11. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. – Л.: Наука, 1979. – 157 с.
12. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и эволюция морских берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. – 298 с.
13. Демидов И.Н. Геология и динамика новейшего периода формирования акватории Белого моря // Система Белого моря. – М.: Научный мир, 2010. – С. 58-75.
14. Кошечкин Б.И., Девятова Э.И., Каган Л.Я., Пуннинг Я.-М. Последледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера Европейской части СССР. – Петрозаводск, 1977. – С. 5-16.

**НОВАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАСШТАБА 1:2 500 000
ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Застрожнов А.С.¹, Шкатова В.К.¹, Минина Е.А.¹, Тарноградский В.Д.¹, Круткина О.Н.¹,
Красоткин С.И.¹, Гусев Е.А.²**

¹ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»),
Санкт-Петербург, Andrey_Zastrozhnov@vsegei.ru*

² *Всероссийский научно-исследовательский институт океанологии (ФГУП «ВНИИОкеангеология»),
Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru*

NEW QUATERNARY MAP OF RUSSIA IN THE SCALE 1:2 500 000

Zastrozhnov A.¹, Shkatova V.¹, Minina E.¹, Tarnogradsky B.¹, Krutkina O.¹, Krasotkin S.¹, Gusev E.²

¹ *All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg*

² *All-Russian Research Institute for Okeangeologia (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg*

Карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации составлена в отделе четвертичной геологии и геоморфологии ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2010 г. Работа осуществлялась в рамках Государственного контракта с Роснедра (2007-2010 гг.). Подготовка и оформление версии Карты выполнены в программе Arc Map. При составлении Карты четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации использована цифровая модель топоосновы масштаба 1:2 500 000 производства Картфабрики ФГУП «ВСЕГЕИ».

Карта охватывает территорию суши с внутренними морями и прилегающие к ней акватории. Суша составлена сотрудниками ФГУП «ВСЕГЕИ», акватории – сотрудниками ФГУП «ВНИИОкеангеология», АМИ-ГЭ, МАГЭ и Южморгеологии.

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 поделочным камням, питьевым и техническим водам.

На территорию Российской Федерации Карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 составлена впервые. Ее создание было обусловлено необходимостью обобщения большого объема качественно новых картографических материалов по геологии квартера России, полученных в результате работ по Госгеолкарте – 1000 нового поколения и Госгеолкарты-1000 третьего издания за последние 40 лет (после составления во ВСЕГЕИ Карты четвертичных отложений СССР масштаба 1:2 500 000 в 1973 г.)

За этот период времени существенно изменилась стратиграфическая база квартера, появились новые региональные стратиграфические схемы, произошли изменения в общей стратиграфической шкале квартера (МСК, 2008 г.), увеличился объем четвертичной системы почти вдвое в связи с понижением нижней границы на 1,8 млн. лет (МСК, 1990 г.). До 1990 г. на территории СССР нижняя граница четвертичной системы проводилась в основании баку (0,78 млн. лет). Эта граница была принята на Карте четвертичных отложений СССР масштаба 1:2 500 000 (1973 г.). Новая Карта составлена с учетом нижней границы четвертичной системы в основании апшерона – 1,8 млн. лет (МСК в 1990 г.).

Составление карты, базирующееся в основном на использовании листов Госгеолкарты-1000/2 и Госгеолкарты-1000/3, было осложнено их недостаточно четкой концептуальной увязкой, касающейся генезиса и возраста отложений, имевшей нередко формальный характер. Особенно остро этот вопрос стоял для северных территорий страны, для которых карты четвертичных отложений составлялись авторскими коллективами, придерживающимися принципиально различных в геологии квартера концепций – гляциологической и маринистической.

При решении дискуссионных стратиграфических и палеогеографических вопросов анализировались ранее изданные обзорные мелкомасштабные карты. Помимо картографических материалов, в частности, для арктического Севера, были учтены новые данные, полученные российскими и зарубежными геологами в рамках международной европейской программы QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North) с 1996 по 2004 гг.

по геохронометрии, палеонтологии, палеомагнетизму, уточняющие возраст отображенных на карте таксонов. Для актуализации информации или при отсутствии в комплексах Госгеолкарты – 1000 карт четвертичных отложений использовались материалы Госгеолкарты – 200, авторские карты и схемы, а также материалы космо- и аэрофотосъемок.

Легенда карты построена по стратиграфо-генетическому принципу и состоит из двух блоков: стратиграфического и генетического. Форма легенды – матричная, с расположением генетических характеристик подразделений по горизонтали, а возрастные – по вертикали. В отличие от геологических карт дочетвертичных образований, цветной фон предусмотрен для отображения генетических характеристик как информационно наиболее емких и важных в прикладном отношении.

Стратиграфическое расчленение отложений квартера вследствие его малой продолжительности, в отличие от стратификации фанерозоя, основанной на биостратиграфической базе, проведено по климато-стратиграфическому критерию, учитывающему закономерные периодические изменения климата квартера, выражающиеся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох.

В Легенде первой слева помещена Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы, представленная на 33-й сессии Международного геологического конгресса в 2008 г. с последующими дополнениями. В 2009 г. Международный союз геологических наук (МСГН) ратифицировал запрос Международной комиссии по стратиграфии относительно определения новой нижней границы четвертичной системы. Нижняя граница четвертичной системы и соответственно граница систем неогена-квартара в Международной стратиграфической шкале понижена с 1.8 до 2.6 млн. лет и совпадает с основанием гелазского яруса, который теперь перемещен из плиоценового отдела неогеновой системы в плейстоцен четвертичной системы.

Правее Международной стратиграфической шкалы четвертичной системы расположена Общая стратиграфическая шкала квартара России (ОСШ). На Карте использована индексация подразделений ОСШ квартара России, принятой МСК в 2007 г., с 18-ю ступенями и с нижней возрастной границей в 1.8 млн. лет. Общая стратиграфическая шкала квартара России сопоставлена со стандартной кислородно-изотопной шкалой. Ее четные стадии (так же, как и ступени) соответствуют похолоданиям, а нечетные – потеплениям. Такая шкала служит надежным хронологическим инструментом глобальных корреляций.

Завершает общую часть легенды Общая магнито-стратиграфическая шкала полярности квартара России (Дополнения к СК России 2000 г. с дополнениями), откорректированная по возрасту в соответствии с Международной магнито-стратиграфической шкалой 2008 г.

В соответствии с разрешающей возможностью масштаба Карты в качестве основных картируемых генетических таксонов приняты генетические типы и их парагенезы – сочетания генетических типов, обусловленные близостью обстановок седиментогенеза. Сложные (преимущественно трехчленные) парагенезы обозначены на карте символами из заглавных букв латинского алфавита.

В целом легенда Карты содержит существенно большее количество генетических таксонов по сравнению с ранее изданными мелкомасштабными и обзорными картами четвертичных образований и включает около 340 подразделений. По степени детальности расчленения четвертичного покрова суши существенно превосходит акваторию, что обусловлено ее большей изученностью, а также спецификой картографирования акваторий.

В Легенде и на Карте по фоновой стратиграфо-генетической заливке показаны специальными обозначениями с использованием штриховых, линейных и внесмасштабных знаков геоморфологические и палеогеографические элементы, имеющие непосредственное отношение к четвертичному литогенезу: площади развития (объекты) активных в четвертичное время экзогенных и эндогенных процессов (карст, оползни, обвалы, лавины, сели, грязевые вулканы и т. п.); границы распространения покровных (материковых) и горно-долинных оледенений квартара, границы трансгрессий и границы сплошного, прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород; новейшие (преимущественно унаследовано развивающиеся) разломы, которые хорошо выражены в рельефе и контролируют размещение и соответственно границы площадей развития четвертичных отложений различного генезиса и возраста. Маломощные покровные образования (полигенетические супеси и суглинки, лессовидные суглинки и лессы, торфяники, эоловые пески и т.д.), залегающие на четвертичных осадках различного генезиса, показаны на карте цветными штриховками и крапом.

В зарамочном оформлении Карты размещены Схема структурно-формационного районирования четвертичных отложений и Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы территории Российской Федерации. Первая из них отображает общие закономерности распространения генетически разнородных образований на уровне формаций, обусловленных их структурным положением. Всего на схеме для суши выделены 24 формации, из них ледниковые подразделены по возрасту. В качестве основных таксонов районирования приняты структурно-формационные зоны, подзоны и районы, обозначенные на схеме районирования соответствующими сложными индексами, включающими символы ранжирования. Схема районирования

ния четвертичных отложений акватории в отличие от суши, где использован структурный принцип, построена на морфологической основе.

Вторая – Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы состоит из пяти разделов, из которых первые четыре аналогичны левой части легенды к карте: Международная стратиграфическая шкала квартера; Общая стратиграфическая шкала квартера России; Стандартная Кислородно-изотопная шкала; Общая Магнитостратиграфическая шкала, а в пятый раздел (Корреляция стратиграфических схем четвертичных отложений) включены 15 колонок с региональными горизонтами и одна колонка с местными разрезами по Кавказскому региону.

Карта сопровождается Пояснительной запиской, в которой изложены принципы построения легенды карты, стратификации четвертичных образований, генетической классификации отложений; охарактеризованы общая стратиграфическая шкала квартера России; положение нижней границы четвертичной системы; корреляция региональных стратиграфических подразделений четвертичных отложений с таксонами общей шкалы, географическая и палеогеографическая зональность в распространении различных генотипов, освещены региональные особенности строения четвертичного покрова территории России и дискуссионные вопросы геологии квартера и их отражение на карте.

Карта сопровождается каталогами опорных и стратотипических разрезов и месторождений полезных ископаемых четвертичных образований. Всего в каталоге охарактеризовано 235 опорных и стратотипических разрезов. Каталог представлен в форме базы данных в DBF-формате и содержит сведения о разрезах и ареальных стратотипах горизонтов и подгоризонтов региональных подразделений четвертичной системы.

Каталоги месторождений включают в себя 6405 объектов четвертичного возраста. В каталог включены 4677 объектов россыпных месторождений и 1728 объектов месторождений неметаллических полезных ископаемых.

С целью оценки ресурсного потенциала четвертичных отложений территории Российской Федерации были выделены площадные таксоны в ранге провинций, районов и узлов для россыпных и не россыпных месторождений, а также в ранге гидрогеологических структур 1, 2 и 3 порядков для месторождений питьевых вод. В результате выделено 1118 площадных таксонов, связанных с месторождениями, локализующимися в отложениях квартера (778 объектов россыпных и не россыпных месторождений, 340 объектов месторождений питьевых и технических вод). Результаты оценки приводятся в каталоге площадных таксонов полезных ископаемых четвертичного возраста с оценкой их продуктивности и перспективности. Для отображения результатов оценки ресурсного потенциала четвертичных отложений был подготовлен комплект из четырех карт масштаба 1:5 000 000 по благородным, черным и редким металлам, драгоценным и поделочным камням, питьевым и техническим водам.

Новая Карта, являющаяся результатом обобщения огромного количества данных, существенно отличается в информативном плане от Карты четвертичных отложений СССР того же масштаба 1973 г. Прежде всего, увеличенным в два с лишним раза возрастным интервалом картографируемых образований и детализированной общей стратиграфической шкалой. На ней по-новому отражена концепция развития оледенений в позднем неоплейстоцене на севере российской Арктики, изменены возраст (ранненеоплейстоценовый вместо средненеоплейстоценового), название («донской» вместо «днепровского») и граница распространения Донского оледенения. В горном Урале показаны ледниковые образования только горно-долинных оледенений (а не покровного уральского оледенения).

В отношении отображения генезиса отложений новую Карту отличает от старой (1973 г.) широкое использование парагенезисов, подразделение вулканогенных образований не только по возрасту, но и по генезису (по преобладающему геолого-динамическому процессу), более четко выраженная морфо-климато-генетическая зональность строения четвертичного покрова, проявляющаяся как в особенностях площадного распространения лессово-почвенной формации (L) в Европейской России, в Западной и Восточной Сибири (на карте 1973 г. выделялись нерасчлененные субэральные образования), включающей в северных районах Сибири едомные льдистые образования (Led), так и в характере распространения склоновых образований – доминировании в горных регионах десерпция и солифлюксия, а не коллювия и делювия (как на старой карте 1973 г.)

Новая Карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации в форме ГИС является информационно-аналитической системой, графическим отражением современного уровня геологических знаний, обеспечивает развитие теоретической и прикладной геологической науки и позволяет осуществлять разработку и реализацию региональных программ изучения и рационального использования недр.

ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Захаренко В.С.

Мурманский государственный гуманитарный университет, Мурманск, veronica@polarcom.ru

SPECIFIC NATURE OF QUATERNARY SEDIMENTATION WITHIN WEST- ARCTIC CONTINENTAL MARGIN

Zakharenko V.S.

Murmansk state liberal arts university, Murmansk

Повышенный научный интерес к исследованию седиментогенеза Западно-Арктического шельфа и подводной окраины Западного Шпицбергена, в частности, вызывает неустанный интерес исследователей. Однако, район континентальной окраины, 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 результате этих работ получены сведения о фундаменте, изучено строение осадочного чехла, особенности осадконакопления, выражающееся в лавинных темпах седиментации с формированием конусов выноса на континентальном склоне и подножии [1, 2, 3, 6]. Для изучения верхней части разреза, в комплексе с другими видами работ проводилось непрерывное сейсмоакустическое профилирование, интерпретация которых проводилась автором.

Методы интерпретации. Интерпретация волнового поля по геофизическим разрезам, а также построение карт проводилось с помощью цифровой интерактивной системы Kingdom Software 8.2 SMT. Геоморфологический анализ осуществлялся на основе математических трансформаций батиметрической карты (Захаренко, Васильева, 2006, 2008). Выделение сейсмокомплексов проводилось в следующей последовательности: 1) увязка со скважиной 986, выделены горизонты R1, R2, R3, R4; 2) увязка с сейморазведкой МОВ ОГТ по горизонту R4; 3) батиметрический контроль; 4) анализ волнового поля.

Сейсмогеологическая характеристика разреза. В разрезе четвертичных отложений по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) выделены следующие сеймостратиграфические комплексы: эоплейстоценовый (ССК А), нижне-среднеоплейстоценовый (ССК В), верхнеоплейстоцен — голоценовый (ССК С) и 6 подкомплексов (рис. 1). Дополнительно, по сейсмическим данным выделяется нижнеэоплейстоценовый ССК (сеймостратиграфический комплекс), который распространен повсеместно на Шпицбергенской континентальной окраине и представляет собой проградационную клиноформу. Проградация осадочных клиньев – региональная особенность северо-западной Европейско-Атлантической окраины, датируемая с раннего плиоцена.

Присутствие обломочного материала в керне скважины 986 в нижнеэоплейстоценовых отложениях может свидетельствовать о выдвигании ледников на шельф [5, 7].

Анализ четвертичных отложений исследуемой акватории по данным НСП показывает, что для них характерна определенная последовательность и ритмичность накопления, формировавшихся в ледниковые и межледниковые эпохи.

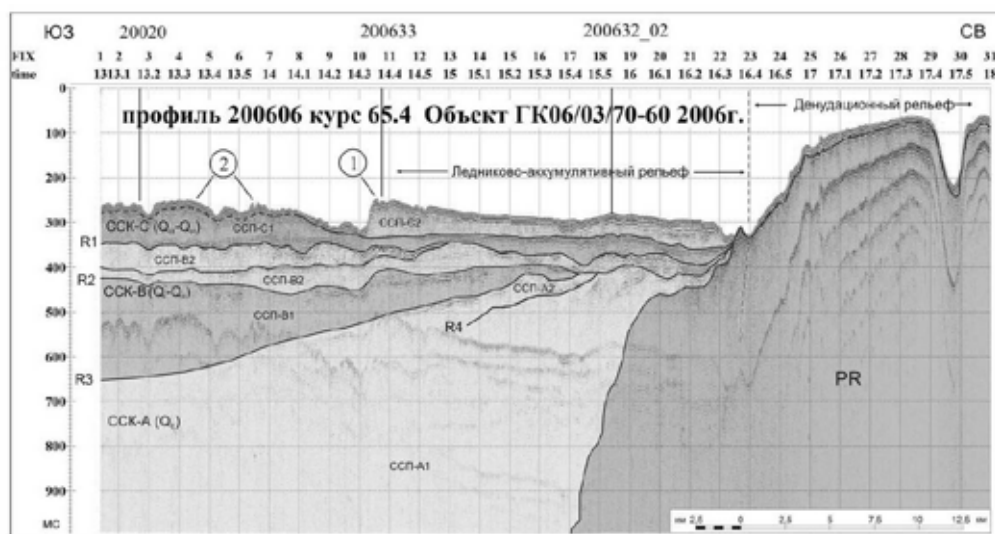


Рис. 1. Пример интерпретации по профилю 200606 [2].

Обычно в разрезе выделяются несколько горизонтов ледниково-морских осадков, коррелируемых с позднеледниковой и ранневиюрмской, рисской и более древними ледниковыми эпохами, а также ряд горизонтов межледниковых морских осадков. В районе Поморского прогиба впервые выделены четыре ступени верхнего звена неоплейстоцена, соответствующие периодам трансгрессивных и регрессивных фаз развития шельфа.

Анализ изменения мощности. Изменения мощности четвертичных отложений подчиняется принципу зональности: от областей денудации в прибрежных районах к области аккумуляции в сторону океана. Минимальные мощности четвертичных отложений наблюдаются на банках, где на поверхность дна выходят коренные породы, они контролируются изобатами 60-80 м, а максимальные — по двум уровням повышенной седиментации: верхний — у бровки шельфа и нижний — конусы выноса на континентальном подножии. Их интенсивность пространственно приурочена к продолжению фиордовых долин. У бровки шельфа мощность достигает 320-480 м в устье желоба Зюйдкап, 450-500 м в устье желоба Бельсунд и 700-1000 м в устье желоба Исдьюпет. На нижнем уровне в пределах Шпицбергенской континентальной окраины в распределении мощностей установлено три эоплейстоценовых конуса выноса: Стурфьордский, Хорнсуннский и общий для заливов Ис-фьорд-Бельсунн (рис. 2). На склоне Поморского прогиба выделяется конус выноса, сформировавшийся, по всей видимости, в условиях турбидитных потоков с проградирующего палеосклона. Зона развития аккумулятивных тел линейно вытянута вдоль склона разломной зоны Хорнсунн, отражая перемещение осадков вниз по склону, формирующегося в палеоцен — эоценовое время. Размеры зоны развития аккумулятивных тел от 100 до 300 км².

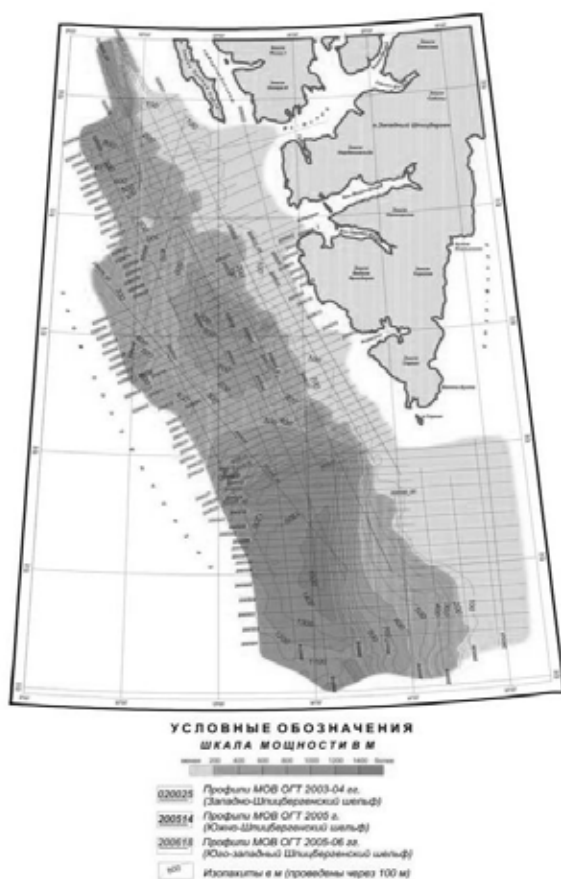


Рис. 2. Карта мощности неоплейстоцен-голоценовых отложений [2].

Шпицбергена, обусловленный как глобальными тектоническими событиями в Арктике, так и таянием ледников, — характерная особенность Западно-Арктической континентальной платформы, нашедшая свое наиболее полное выражение в зоне своего сочленения с Норвежско-Гренландским океаническим бассейном.

Заключение. В районе работ выявлены два уровня лавинной седиментации: первый, верхний уровень приурочен к бровке шельфа, особенно к устьям желобов, и второй нижний, с образованием конусов выноса на континентальном склоне и подножии. Следует отметить, что ранее многие ученые считали, что у бровки шельфа и в верхней части склона преобладают процессы выноса материала и на картах обозначались выходы коренных пород. В результате данного исследования выявлено, что мощности четвертичных отложений необычайно

Лавинная седиментация. Для Шпицбергенской континентальной окраины и Поморского прогиба характерен лавинный тип седиментации, продолжавшийся и в плейстоцене. Лавинная седиментация — это процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на участках дна водоемов, который приводит к возникновению уникальных свойств донных отложений и пород и имеет важные тектонические следствия — ведет к изостатическому прогибанию земной коры, что в свою очередь приводит к созданию особых термобарических условий [4]. Области лавинной седиментации опоясывают континенты и занимают полосу, переходную между континентом и океаном, а также прилегающие части океана (континентальное подножие, краевые части абиссальных равнин), шельфы, континентальный склон (4).

Установлено, что на бровке шельфа скорость седиментации высокая — 1-1,5 м за тысячелетие, особенно, если учесть, что здесь активно происходит вынос материала с верхнего уровня на нижний. Обычные скорости осадконакопления — первые сантиметры за тысячелетие. На нижнем уровне, в нижней части континентального склона в эоплейстоценовом конусе выноса скорость седиментации достигает 170 м за тысячелетие.

Интенсивный вынос терригенного материала с Западно-Баренцевской континентальной окраины, а особенно, со стороны воздыма-

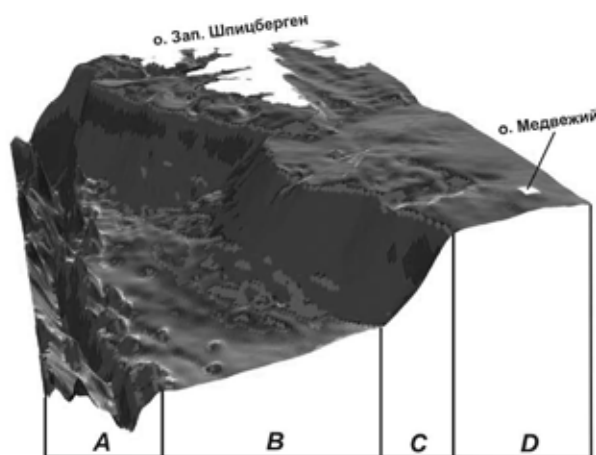


Рис. 3. Объемная модель по карте углов наклона. Конусы выноса [2]. А – хребет Книповича с рифтовой долиной, В – абиссальная равнина, С – материковый склон, D – шельф.

велики и достигают 1000 м в устье желоба Ис-дьюпет [2]. Интенсивный вынос терригенного материала с Западно-Баренцевской континентальной окраины, а особенно, со стороны воздымающегося Шпицбергена, обусловленный как глобальными тектоническими событиями в Арктике, так и таянием ледников.

Важно, что к зонам повышенной седиментации часто приурочены месторождения полезных ископаемых. В результате интерпретации сейсмоакустических материалов, нами на верхнем уровне в устье Ис-фиорд обнаружена аномалия типа «Факел», а на нижнем уровне в конусах выноса в Поморском прогибе отмечена зона газонасыщения неоплейстоценовых осадков. Обе зоны предположительно связаны с газогидратами [3].

Важным результатом проведенных исследований является также факт установления аккумулятивной природы внешней части Шпицбергенского шельфа, в отличие от большинства известных в настоящее время краевых плато пассивных окраин континентов, представляющих часть палеошельфа и испытавших впоследствии погружение (рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаренко В.С., Тарасов Г.А., Романченко А.В., Матишов Г.Г. Соотношение экзогенных и неотектонических процессов в неоген-четвертичный период на акватории Западно-Шпицбергенского шельфа // ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 5.
2. Захаренко В.С. Особенности осадконакопления и палеогеография Шпицбергенского шельфа в плейстоцене. Диссертация на соискание ученой степени к.г.н. – Мурманск, 2008.
3. Захаренко В.С., Шлыкова В.В., Тарасов Г.А. Особенности образования газогидратов на континентальной окраине западного Шпицбергена // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 8. – С. 30-32.
4. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. – М., 1978. – 392 с.
5. 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.
6. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Геодинамика формирования северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: новая модель // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 9. – С. 47-52.
7. Solheim A., Faleide J.I., Andersen E.S., Elverhøi A., Forsberg C.F., Vanneste K., Uenzelmann-Neben G., Channell J.E.T. Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the east Greenland and Svalbard-Barents sea continental margins // Quaternary Science Reviews. – 1998. – V. 17.

СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПРОГРАДАЦИИ МОРСКОЙ АККУМУЛЯТИВНОЙ ТЕРРАСЫ В БУХТЕ ЖИРОВАЯ НА ПОЛУОСТРОВЕ КАМЧАТКА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Захаров А.Л.¹, Кравчуновская Е.А.²

¹ Московский государственный университет, Москва, zaanleo@gmail.com

² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВУС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

RATES OF VERTICAL TECTONIC MOVEMENTS AND PROGRADATION OF THE MARINE AGGRADATIONAL TERRACE IN THE ZHIROVAYA BAY ON KAMCHATKA PENINSULA IN LATE HOLOCENE

Zakharov A.L.¹, Kravchunovskaya E.A.²

¹ Moscow State University, Moscow

² Institute of volcanology and seismology FEB RAS (IVS), Petropavlovsk-Kamchatsky

Цель, поставленная авторами, заключается в определении скоростей вертикальных тектонических движений и скоростей проградации морской аккумулятивной террасы в бухте Жирова на полуострове Камчатка. Предлагаемое исследование имеет и фундаментальное, и прикладное значение: полученные результаты по-

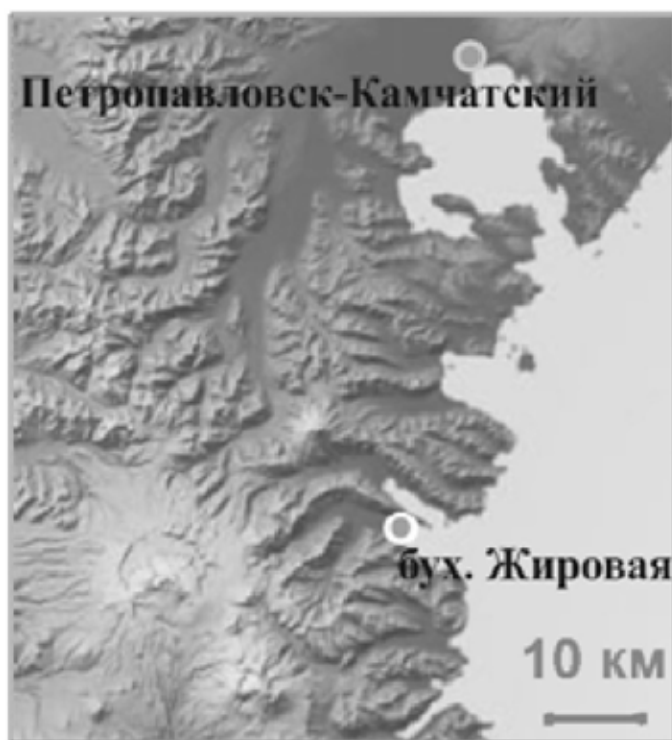


Рис. 1. Район исследований.

ных перемещений береговой линии и изменений относительного уровня моря. Для Камчатки было установлено, что максимальный уровень моря в голоцене был достигнут здесь в период 5-6 тыс. л. н. Значительных колебаний уровня моря после этого не происходило, т.е. уровень практически соответствовал современному. Поэтому колебания относительного уровня моря, имевшие место в последние примерно 5 тыс. лет, следует считать результатом вертикальных тектонических движений побережий [1].

В бухте Жировай, согласно использовавшейся методике [1], от уреза океана через всю аккумулятивную террасу были измерены нивелирные профили (рис. 2): основной протяженностью 1,2 км (рис. 3) и дополнительный протяженностью 1,1 км. Точки уреза на профилях были приведены к единому уровню по таблице приливов. Вдоль профилей были заложены в общей сложности более 60 шурфов глубиной от 0,5 до 2 м. При этом вскрывался почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) и верхняя часть слагающих террасу морских отложений, по характеру слоистости соответствующих отложениям активного пляжа. В разрезах распознавались и описывались горизонты вулканических пеплов (тефры). Вулканические пеплы, идентифицированные в разрезах, представлены в таблице 1. Каждый вулканический пепел перекрывает существующий на момент его выпадения участок морской террасы. Перекрытый вулканическим пеплом участок террасы не моложе, чем этот пепел, однако не древнее, чем тот пепел, который на нём не отложился, то есть выпал ещё до того, как этот участок террасы был сформирован. Поэтому определение верхней возрастной границы формирования береговых валов проводилось нами с помощью маркирующих горизонтов вулканических пеплов, залегающих в самом основании ППЧ, непосредственно над морскими отложениями.

По результатам датирования береговых валов были получены временные промежутки, для которых впоследствии был произведён расчёт скоростей вертикальных тектонических движе-

звляют дать оценку риска хозяйственной деятельности на тектонически-активном побережье Камчатки. Так, сведения о тектонических движениях и горизонтальных перемещениях береговой линии необходимы для перерасчёта заплесков палеоцунами с целью выяснения их параметров и определения силы и пространственно-временного распределения цунамигенных землетрясений. Исследование основано на полевых данных, полученных в июле 2010 г. в бухте Жировай (рис. 1). Использовалась методика реконструкции положения древних береговых линий и определения параметров вертикальных тектонических движений за временные интервалы от нескольких сотен до первых тысяч лет, впервые предложенная и подробно описанная в [1]. Методика основана на механизме формирования морских аккумулятивных террас, согласно которому каждый из береговых валов, составляющих террасу, отражает высотное [2] и плановое положение древней береговой линии, существовавшей на момент его формирования [1, 3]. На Камчатке есть возможность датировать береговые валы с помощью тефрохронологии [4], что позволяет определять абсолютные скорости горизонталь-

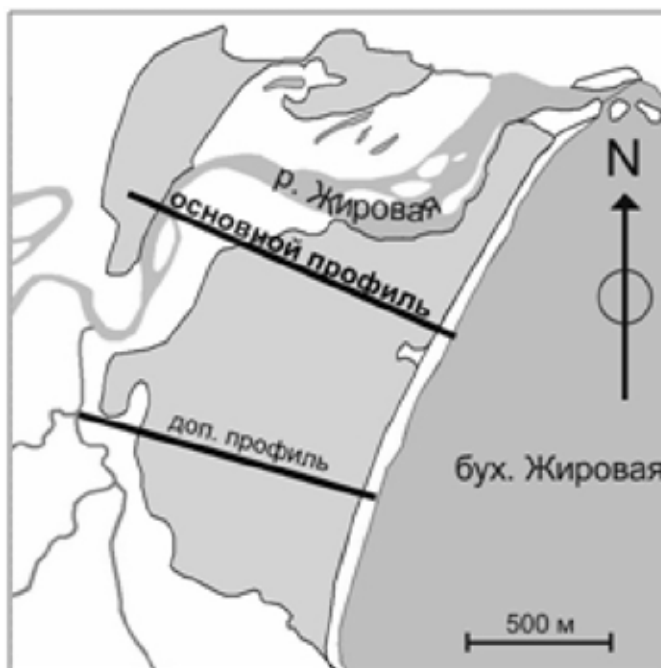


Рис. 2. Схема морской аккумулятивной террасы в бухте Жировай. Нивелирные профили – через террасу.

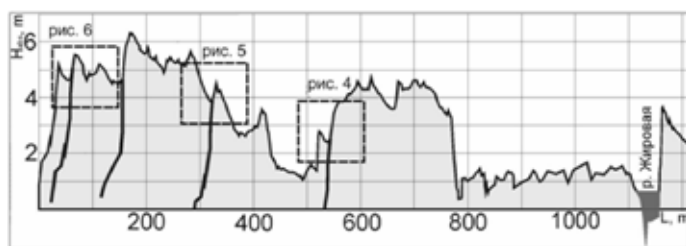


Рис. 3. Основной нивелирный профиль. Субвертикальные линии отражают древний рельеф пляжа и террасы на момент отложения вулканических пеплов на их поверхность. Пунктирными рамками обозначены участки профиля, на котором производилась детальная нивелирная съемка слоев тефры (рис. 4, 5, 6). Вертикальный масштаб сильно преувеличен. Точка пересечения осей совпадает с урезом воды во время прилива.

был сформирован участок террасы шириной приблизительно 260 м. Средняя скорость проградации составила около 0,2 м/год. За период 600-1907 г. н. э. терраса опустилась на 1,1 м со средней скоростью около 0,84 мм/год. В третий промежуток времени был сформирован участок террасы шириной около 43 м. Средняя скорость проградации составила около 0,42 м/год. За период с 1907 г. н. э. по 2010 г. терраса опустилась приблизительно на 0,07 м со средней скоростью около 0,68 мм/год. Средняя скорость проградации за весь рассматриваемый период приблизительно с 230 г. н. э. по 2010 г. составила 0,28 м/год; опускания – 0,87 мм/год.

Таблица 1. Возраста вулканических пеплов, встреченных в геологических разрезах почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего террасу в бухте Жирова [5]

№ п/п	вулкан, извержение	индекс пепла	возраст по ^{14}C	календ. возраст
1	ксудач, конус штюбеля	кшт ₃	–	1907 г.н.э.
2	опала (бараний амфитеатр)	оп	1478±18	~600 г.н.э.
3	ксудач, кальдера v	кс ₁	1806±16	~230 г.н.э.

Полученные цифры, однако, не дают основания полагать, что проградация в Жировой была непрерывной. Она прерывалась размывом, как минимум, дважды, о чём свидетельствует подробно изученный характер заглупления вулканических пеплов (рис. 4, 5, 6). В то время как пепел вулкана Опала, выпавший приблизительно в 600 г. н. э., заглупляется плавно, повторяя рельеф современного пляжа (рис. 5), пеплы вулкана Ксудач, выпавшие приблизительно в 230 г. н. э. и в 1907 г. н. э., резко обрываются (рис. 4, 6). Это свидетельствует, что через некоторое время после выпадения обоих пеплов вулкана Ксудач происходили значительные размывы, в результате которых участки террасы, на которых эти пеплы заглуплялись (перекрываясь значительными по мощности отложениями активного пляжа), были уничтожены. Также нельзя сказать, что побережье всё время плавно опускалось с полученными скоростями. По [6] изменения относительного уровня моря носят колебательный характер, что можно наблюдать на коротких участках террасы, где высоты соседних древних



Рис. 4. Разрез с точкой выклинивания вулканического пепла КС.



Рис. 5. Разрез с точкой выклинивания вулканического пепла ОП.

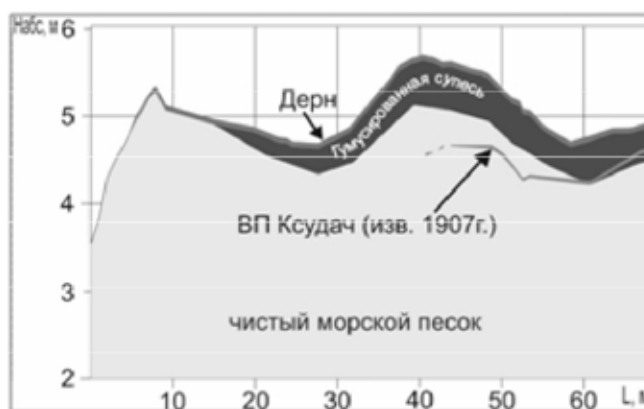


Рис. 6. Разрез с точкой выклинивания вулканического пепла КШТ₃.

береговых валов отражают как противоположные направления вертикальных движений, так и установленные направления, но, по-видимому, более интенсивные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландер А.В. и др., Голоценовые вертикальные движения полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2010. – № 1. Вып. № 15.
2. Бадюков Д.Д., Древние береговые линии как индикаторы уровня моря // Изменения уровня моря / Каплин А.И. (ред.). – 1982. – С. 40-42.
3. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. – М.: Изд-во МГУ, 1996.
4. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Базанова Л.И., Сулержицкий Л.Д. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. – Петропавловск-Камчатский, 2001. – С. 235-252.
5. Кравчуновская Е.А., Пинегина Т.К., Сергеева А.М. Растительные сообщества разновозрастных береговых валов камчатского побережья // Материалы IX международной научной конференции «Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей». – 2008. – С. 70-73
6. Зенкович В.П. Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов // Труды совещания по методам изучения движений и деформации земной коры. – Москва, 1948. – С. 69.

СОПОСТАВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕ-ВЕЙХЗЕЛЬСКИХ ФЛЮВИАЛЬНО-ЭОЛОВЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ В ЗАПАДНОЙ ПОЛЬШЕ И ЗАПАДНОЙ УКРАИНЕ

Зелиньский П.¹, Соколовский Р.², Федорович С.³

¹ Университет им. Марии Склодовской-Кюри, факультет физической географии и палеогеографии, Люблин, Польша, piel@umcs.pl

² Университет Гданьска, факультет морской геологии, Гдыня, Польша, r.sokolowski@ug.gda.pl

³ Университет Гданьска, факультет геоморфологии и четвертичной геологии, Гданьск, Польша, geosf@univ.gda.pl

COMPARISON OF DEPOSITIONAL CONDITIONS OF THE LATE WEICHSELIAN FLUVIO-AEOLIAN SEQUENCE IN WESTERN POLAND AND WESTERN UKRAINE

Zieliński P.¹, Sokolowski R.², Fedorowicz S.³

¹ Department of Physical Geography and Paleogeography, Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland

² Department of Marine Geology, University of Gdańsk, Gdynia, Poland

³ Department of Geomorphology and Quaternary Geology, University of Gdańsk, Gdańsk, Poland

Fast climatic changes, which started from the climate pessimum in connection to the maximal extent of the Scandinavian Ice Sheet in Plenivistulian and lasted until the warm phase in the Yearly Holocene, occurred between the Vistulian (Weichselian) and the Holocene. These changes resulted in the evolution of depositional environments which has been particularly noticeable in the profiles of fluvial terraces flanking the sides of fluvial valleys in the extraglacial zone of the Last Glaciation. A typical sequence of facies is the following: deposition in the environment created by the sand-bearing river in a fluvial valley; fluvio-aeolian facies; and aeolian environment. The increasing number of documented sites from the European Aeolian Sand Belt allows the reconstruction of the variability of character, dynamics and the age of depositional processes. The stratigraphic position of these processes is mainly determined on the basis of radiocarbon dating and/or palynological analysis of organogenic strata. However luminescence dating, e.g. TL and OSL has been used more frequently due to scarcity of organic matter in the analyzed sediments.

Because of definitely more research being conducted within the western part of the Aeolian Sand Belt, it seemed justified that a comparative study should be undertaken in the middle and eastern part of the Belt. The aim of the study was to assess the similarities and differences of sedimentation conditions and the dynamics of climatic changes in dependence on geographic location of the analyzed sites within the Belt stretching from western Poland to western Ukraine.

The study consisted of: a) lithofacial analysis of the sediments from chosen exposed sites, b) laboratory analyses (grain-size analysis, morphoscopy and the identification of heavy minerals) of the selected representative profiles, and absolute dating of sediment by using TL method.

For comparative purposes, two sites were chosen, i.e. Żabinko in western Poland and Berezno in western Ukraine. Geomorphological conditions at both sites were very similar because they were located within the range of

aeolian forms located on accumulation terraces of fluvial origin from Plenivistulian. On the other hand, the sedimentation profile generally consisted of three units, as follows:

1) lower unit related to sand-bearing river in the fluvial valley; in Żabinko mainly the proximal part of the floodplain with secondary shallow river beds was documented, while in Berezno two main sub-environments were noted, i.e. deep river bed and mid-stream sandbars. Moreover, the top of those sediments was strongly disturbed by periglacial processes, showing large-scale involutions and frost heaves.

2) middle unit formed due to aeolian accumulation within the floodplain via frequent low-energy flows. In Żabinko aeolian sands deposited on humid surface were definitely dominant, while in Berezno aeolian deposits were often cutting through rather small, quickly filled river beds. Sediment wedges affected by syn-sedimentation, small faults and flexural bends were documented within this unit.

3) upper unit represented by sediments of aeolian origin. In Żabinko the unit's floor depicted accumulation of the aeolian sheet, and the material was mainly deposited as large mobile dunes. These forms originated due to prevalent western winds. In Berezno the most frequent were sediments deposited within aeolian sheet with very scarce culmination points in the form of small dunes. Two almost equally important wind directions were documented at this site, i.e. from the west (NNW to SE) and from the east and NE.

The described lithological variability of the analyzed profiles definitely indicates fast climatic changes in relation to a) temperature and humidity changes, i.e. transition from deposition in the fluvial valley river to fluvio-aeolian deposition, and b) degradation of permafrost resulting in mobilization of large amounts of material followed by dune formation. On the other hand, the differences between the profiles show clearly the influence of the oceanic climate on the depositional forms in Żabinko, and of continental climate in Berezno.

СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

Зерницкая В.П.¹, Махнач Н.А.², Матвеев А.В.¹, Колковский В.М.³

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, vzern@nature.basnet.by

² Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, nmahnach@igig.org.by

³ Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, vkolk@cgm.org.by

STRATIGRAPHY OF LATE GLACIAL AND HOLOCENE DEPOSITS IN BELARUS

Zernitskaya V.P.¹, Makhnach N.A.², Matveyev A.V.¹, Kolkovsky V.M.³

¹ Institute for Nature Management of the NAS Belarus, Minsk

² Belarussian Research Geological Exploration Institute, Minsk

³ The Centre of Geophysical Monitoring of the NAS Belarus, Minsk

В 2010 г. была предложена новая стратиграфическая схема позднеледникового – голоцена Беларуси [1], основанная на результатах палеофлористического, палеофаунистического, литологического, изотопного (¹⁴C в ОБ и карбонатах, ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C в пресноводном кальците) анализах. В настоящем сообщении приводится краткое описание схемы.

Основным палеогеографическим репером для выделения отложений послеледникового является поозерское (валдайское) оледенение с криотермическим пиками в промежутке от 20,0 до приблизительно 15,0 тыс. л. н. На севере Беларуси ледниковые аккумуляции выступают как нижний маркирующий горизонт при стратификации осадков послеледникового. Во внеледниковой области эти отложения залегают, в основном, либо на аллювиальных, озерно-аллювиальных, лессовидных и эоловых образованиях поозерского времени, либо непосредственно на осадках среднего плейстоцена.

Отложения, накопившиеся в течение последних 10,0 тыс. условных радиоуглеродных лет, относятся к началу нижнего подотдела голоценового отдела четвертичной системы. Подстилаются эти аккумуляции позднеледниковыми осадками верхнего подотдела плейстоцена, сформировавшимися около 14,0–10,0 тыс. условных радиоуглеродных лет (таблица). Верхняя часть поозерского (валдайского) горизонта (Шрз) выделяется как нарочанский подгоризонт (pz-n), а отложения нижнего подотдела голоцена (НГ) – как межледниковый судобльский горизонт (sd). Слои нарочанского подгоризонта сопоставляются со схемой Блитта-Сернандера следующим образом: pz-n1, pz-n3, pz-n5 – с холодными стадиями дриаса (DR-1, DR-2, DR-3); а pz-n2 и pz-n4 с интерстадиями – беллинга (BØ) и аллерда (AL). Слои судобльского горизонта соответствуют: sd I – пребореальному (PB), sd II – бореальному (BO), sd III – атлантическому (AT), sd IV – суббореальному (SB) и sd V – субатлантическому (SA) периодам, которые в свою очередь подразделяются на более мелкие этапы (таблица).

Нарочанский подгоризонт сложен солифлюкционными (пески, глины, супеси, суглинки), делювиальными и пролювиальными (песчано-гравийно-галечный материал, пески, глины, супеси, суглинки), источни-

Таблица. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси

Система	Отдел	Подотдел	Индекс	Горизонт, под-горизонт	Слой	Хронология региональных пыльцевые зон	Климато-стратиграфические этапы	Возраст, тыс.л.н. (в условной ¹⁴ С шкале)	Радиоуглеродные датировки (¹⁴ С л.н.)	Калиброванные даты (кал.л.н.) 0=1950 н.э.	Календарный возраст, тыс.л.н.
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ПЛЕЙСТОЦЕН	Нижний	II	Судобльский	sd V	Pinus-Picea-Betula -NAP (Quercus-Carpinus)	Субатлантический (SA)	sdV-3	110±30 - Лозовики 420±80 - Бобровицкое 700±80 - Бобровицкое 1030±50 - Лозовики 1180±170 - Дворицанское	350-50 620-280 800-520 1080-840 1430-790	1950г.
								sdV-2	1850±80 - Церковное 1900±140 - Дворицанское 2200±80 - Ивановка 2360±80 - Судoble 2510±30 - Лозовики 2950±80 - Межуholz 3090±50 - Нарочь	1970-1610 2200-1520 2400-2000 2770-2170 2770-2450 3360-2880 3430-3190	1,0
								sdV-1	3450±80 - Бобровицкое 3460±130 - Лозовики 3690±60 - Сергеевское 3930±80 - Судoble 4370±80 - Ивановка 4340±50 - Нарочь	2200-1520 2400-2000 2770-2170 2770-2450 3360-2880 3430-3190	2,0
								sdIV-3	4800±80 - Бобровицкое 4960±70 - Судoble 5010±50 - Нарочь 5170±80 - Нарочь	3920-3520 4060-3420 4160-3830 4610-4130	3,0
								sdIV-2	5630±80 - Бобровицкое 5720±70 - Сергеевское 5950±80 - Судoble 6230±80 - Бобровицкое 6280±150 - Дворицанское 6520±110 - Межуholz 6600±50 - Нарочь	4610-4130 5530-4450 5050-4810 5700-5300 5930-5530 5950-5520 6170-5650	4,0
								sdIV-1	7020±70 - Здитово	5050-4810 5700-5300 5930-5530 5950-5520 6170-5650	5,0
					sd III	Ulmus - Quercus-Tilia - Fraxinus - Alnus - Corylus	Атлантический (AT)	sdIII-3	5630±80 - Бобровицкое 5720±70 - Сергеевское 5950±80 - Судoble 6230±80 - Бобровицкое 6280±150 - Дворицанское 6520±110 - Межуholz 6600±50 - Нарочь	6640-6240 6670-6350 6990-6550 7350-6910 7510-6830 7630-7230 7630-7400	6,0
								sdIII-2	7020±70 - Здитово	7630-7400 8010-7690	7,0
								sdIII-1	7770±230 - Чернихово 7940±200 - Дворицанское 8050±180 - Лозовики	8010-7690 9210-8130 9330-8330 9480-8440	8,0
					sd II	Pinus - Betula - Corylus (Ul.-Quer.-Til.)	Бореальный (BO)	sdII-2	8510±80 - Судoble 8920±60 - Сергеевское 9080±90 - Судoble 9370±90 - Лозовики 9380±80 - Бобровицкое	9210-8130 9330-8330 9480-8440 9600-9400 10220-9890 10510-10030 10850-10330 10830-10390	9,0
								sdII-1	10110±130 - Межуholz 10300±150 - Дворицанское 10710±50 - Нарочь 10920±90 - Сергеевское 11160±100 - Судoble 11320±90 - Бобровицкое 11470±100 - Ивановка 11500±100 - Судoble 11640±120 - Сергеевское	10220-9890 10510-10030 10850-10330 10830-10390 12260-11180 12750-11470 12770-12650 13160-12810 13310-12830 13390-13030 13760-12960 13640-13240 14150-13150	10,0
					sd I	Betula	Пребореальный (PB)	sdI-2	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	11,0
								sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	12,0
					pz-n5	Picea-NAP (Artemisia)	Поздний дриас (DR-3)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	13,0
								sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	14,0
								sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	15,0
sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	16,0								
sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	17,0								
pz-n4	Pinus	Аллеред (AL)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	18,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	19,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	20,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	21,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	22,0					
pz-n3	Pinus - Betula - NAP	Средний дриас (DR-2)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	23,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	24,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	25,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	26,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	27,0					
pz-n2	Betula = Pinus - NAP	Беллинг (BØ)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	28,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	29,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	30,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	31,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	32,0					
pz-n1	NAP- Betula-Salix-Pinus	Ранний дриас (DR-1)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	33,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	34,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	35,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	36,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	37,0					
pz-n1	NAP- Betula-Salix-Pinus	Ранний дриас (DR-1)	sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	38,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	39,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	40,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	41,0					
			sdI-1	12800±400 - Ивановка 12850±310 - Чернихово 13110±70 - Нарочь 13600±690 - Песчанка 13630±100 - Латыши 13740±850 - Лозовики	10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390 10830-10390	42,0					

ковыми (известковые туфы), аллювиальными (песчано-гравийно-галечный материал, пески, глины, супеси, суглинки, ил), озерными (пески, глины, алевроит, мергель, озерный мел, карбонатный сапропель, ил) и золовыми (пески) отложениями. Накопление болотных осадков связано с проявлением термокарстовых процессов, а возраст подсапропелевого торфа, обнаруженного в ряде озерных залежей, заключен в диапазоне от 13700 до 10000 ¹⁴C л. н. Мощность аккумуляций нарочанского подгоризонта колеблется от нескольких сантиметров до 2–3 м.

Раннедриасовый стадиал (DR-1, слой pz-n1, региональная зона *NAP-Betula-Salix-Pinus*). Осадки нижнего дриаса характеризуются малой концентрацией пыльцевого материала, в составе которого доминирует пыльца трав (*NAP* 30-60%); березы (*Betula*), сосны (*Pinus*) и их кустарниковые разновидности; ивы (*Salix*). В составе озерных карбонатов (разрез Сергеевское) значительная роль принадлежит обломочным зернам, поэтому величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ мало информативны в палеоклиматическом отношении.

Беллинговский интерстадиал (BØ, слой pz-n2, региональная зона *Betula=Pinus*). В осадках увеличивается содержание пыльцы. При этом возрастает доля пыльцы сосны и древовидных форм березы, сокращается роль трав. В отложениях оз. Сергеевского наблюдаются тренды понижения $\delta^{18}\text{O}$ и повышения $\delta^{13}\text{C}$. Такие колебания могут объясняться увеличением глубины и проточности (тренд $\delta^{18}\text{O}$), а также ростом трофического статуса озера (тренд $\delta^{13}\text{C}$). Изменения в структуре пыльцевых спектров прослеживаются в аккумуляциях интерстадиала по всей территории страны.

Среднедриасовый стадиал (DR-2, слой pz-n3, региональная зона *Pinus-Betula-NAP*). Кратковременное похолодание среднего дриаса редко распознается в литологических и палинологических архивах, однако диагностируется в кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [2]. В озерных отложениях (разрез Сергеевское) отмечен значительный отрицательный пик $\delta^{18}\text{O}$ (до -14‰), который отражает кратковременное похолодание между беллингом и аллередом. В большинстве случаев, при расчленении отложений позднеледникового, пыльцевые зоны беллинга

и аллереда совмещены. Тем не менее, в ряде разрезов (Сергеевское, Долгое, Селяхи, Луковица, Новята и др.) осадки среднего дриаса обозначены небольшим ростом содержания пыльцы березы и/или трав.

Аллередский интерстадиал (AL, слой pz-n4, региональная зона *Pinus*). Аккумуляции, сформированные в течение аллередского времени, индицируются по максимальному содержанию пыльцы сосны. Регистрируются сильно выраженные положительные пики $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (разрез Сергеевское [2]). В конце этапа фиксируется похолодание (отрицательный пик $\delta^{18}\text{O}$, возможно, соответствующий т. н. осцилляции Герцензее). В палино-спектрах это похолодание фиксируется увеличением значений пыльцы березы и трав (южные районы страны), появлением пыльцы ели (*Picea*) (центральные и северные районы страны).

Позднедриасовый стадиал (DR-3, слой pz-n5, региональная зона *Picea*-NAP). Осадки верхнего дриаса имеют отчетливую палинологическую, литологическую и изотопно-геохимическую специфику, которая характеризует значительное похолодание климата [2]. В разрезах Сергеевское и Оконо локализованы широкие четко ограниченные отрицательные пики в кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на низкие температуры воздуха и отсутствие свидетельств аридности климата стадиала. В разрезах севера и центра страны позднедриасовый слой выделяется по «нижнему» максимуму пыльцы ели (до 60 %) и трав (до 30 %), среди которых доминирует пыльца полыни. В южных районах он маркируется ростом концентрации пыльцы березы, ивы и трав.

Аккумуляции судобльского горизонта широко распространены на территории страны и представлены преимущественно аллювиальными (руслевая, пойменная и старичная фации), озерными (сапропели – кремнеземистый, карбонатный, смешанный, тонко- и грубодетритовый; илы – глинистые, кремнеземистые), болотными (торфяники низинного, переходного и верхового типа), источниковыми (известковые туфы) и эоловыми (пески) отложениями. Их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 20-25 м (оз. Бобровицкое) и более.

Пребореальный период (PB, слой sd-I, региональная зона *Betula*). Переход к голоцену отмечается резким сдвигом изотопных кривых в сторону более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ [2]. Отложения пребореального времени выделены по господству пыльцы березы (до 60 %). На рубеже позднего дриаса и пребореала (этап sd I-1) в осадках фиксируется кратковременный «всплеск» пыльцы сосны на фоне резкого падения содержания микрофоссилий трав, ели и ивы. Названные индикаторные особенности осадков пребореального периода характерны для всех разрезов страны, однако на юге в них отмечается появление пыльцы вяза и ольхи (*Alnus*).

Бореальный период (BO, слой sd-II, региональная зона *Pinus-Betula-Corylus*). Отложения бореала диагностируются по росту содержания пыльцы сосны, орешника (*Corylus*) и вяза (*Ulmus*). Появляется пыльца дуба (*Quercus*), липы (*Tilia*) и ясеня (*Fraxinus*). Холодный интервал (8200 кал. л. н.), который регистрируется в изотопных кривых Беларуси [2] при переходе к атлантике, нередко обозначен литологическими изменениями, а в палино-спектрах – падением роли широколиственных пород, повышением значений трав, ели и/либо березы (этап sd II-2).

Атлантический период (AT, слой sd-III, региональная зона *Ulmus-Quercus-Tilia-Fraxinus-Corylus-Alnus*). Атлантическому периоду соответствуют осадки с максимальной концентрацией пыльцы широколиственных пород особенно вяза (до 20 %), орешника (20-30 %) и ольхи (до 40 %). Пыльца ольхи имеет стратиграфическое значение лишь в сочетании с максимумами вяза и орешника. В среднеатлантическом слое (этап sd III-2) отмечается подъем содержания пыльцы ели и постепенное падение роли термофильных пород. В разрезах юга страны в конце периода (этап sd III-3) фиксируется постоянное присутствие пыльцы граба (*Carpinus*).

Суббореальный период (SB, слой sd-IV, региональная зона *Picea-Pinus-Quercus-Carpinus*) совпадает с началом тренда похолодания, достигшего кульминации около 3000 кал. л. н. по данным изотопных исследований [2]. Отложения характеризуются высоким содержанием пыльцы ели (до 50 % в осадках sd IV-1 и sd IV-3 на севере страны), сосны (до 60 % в южных разрезах) и дуба (до 15 %). Увеличивается роль пыльцы граба (до 10 %), появляется бук (*Fagus*). Заметно сокращается количество пыльцы вяза и орешника.

Субатлантический период (SA, слой sd-V, региональная зона *Pinus-Picea-Betula*-NAP). Отложения этого времени выделены по доминированию пыльцы сосны, березы и росту содержания пыльцы трав (до 40 %, включая пыльцевые индикаторы антропогенного влияния). Наблюдаются тренды падения количества пыльцы ели до 10 % (с кратковременным подъемом до 40 % на этапе sd V-2, около 1000 кал. л. н.) и дуба до 1 %, исчезновение пыльцы вяза и граба в аккумуляциях на севере страны. В разрезах юга Беларуси в слое sd-V выявлено слабое уменьшение роли пыльцы дуба и граба по сравнению с осадками суббореала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (грант № X10ГКНТ-003).

ЛИТЕРАТУРА

1. Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А., Михайлов Н.Д. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений // Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений: объяснительная записка. – Минск: ГП «БелНИГРИ», – 2010. – С. 22-23, 197-205.
2. Махнач Н.А., Зерницкая В.П. Климатические изменения в позднеледниковье – голоцене Беларуси (по данным изотопно-геохимического исследования аутигенного озерного кальцита) // Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Сер. 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб Зямлі. – 2010. – № 2. – С. 81-94.

ФАЦИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СУПЕРПАВОДКОВ В ДОЛИНЕ НИЖНЕЙ КАТУНИ

Зольников И.Д.¹, Деев Е.В.², Гольцова С.В.¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, zol@uiggm.nsc.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

FACIES AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF GLACIAL SUPERFLOOD DEPOSITS IN LOWER KATUN VALLEY

Zolnikov I.D.¹, Deev E.V.², Gol'tsova S.V.¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk

Долина нижней Катунь вдоль Чуйского тракта от пос. Майма до устья р. Сема и далее на юг вдоль Чемальского тракта до пос. Чемал является территорией, где четвертичные отложения гораздо менее детально изучены, чем в среднем течении Катунь на территории, прилегающей к устью Чуи. В пределах рассматриваемого района распространены высокие и средние террасы, генезис которых до сих пор дискутируется. Так, в соответствии с официально утвержденной региональной стратиграфической схемой [1] четвертичные отложения данного района представлены моренами и водно-ледниковыми осадками. Тем не менее, до сих пор отсутствует геологическое обоснование этой точки зрения в виде опубликованных разрезов. С другой стороны, целый ряд авторов опубликовал геологические описания разрезов [2, 3, 4 и др.], из которых следует, что террасовые комплексы нижней Катунь сложены флювиальными отложениями и не включают в себя моренные диамиктоны. Кроме мелких обнажений известны полтора десятка достаточно крупных разрезов, представляющих собой преимущественно карьеры, расположенные на правом берегу Катунь севернее пос. Усть-Сема. В конце XX – начале XXI вв. потребности в строительном сырье для развития туристической инфраструктуры привели к появлению новых придорожных выемок и карьеров на левом берегу р. Катунь вдоль Чуйского тракта, а также к существенному приращению активно действующих карьеров вдоль Чемальского тракта (южнее пос. Усть-Сема). Авторами предлагаемой статьи изучено и геологически задокументировано 34 разреза четвертичных отложений. Ни в одном из них не было обнаружено диамиктонов, но в половине обнажений встречены обломки глыбовой размерности (более 1 м в поперечнике), залегающие согласно слоистости в флювиальных отложениях. Не имея возможности охарактеризовать в данной публикации все новые изученные разрезы, отметим лишь, что фациальная выразительность карьеров Нижней Катунь как минимум не уступает таковым для более известных разрезов Яломано-Катунской зоны, описанных в [4, 5, 6, 7].

Четвертичные отложения в долине нижней Катунь согласно [5] начинаются с буроцветного аллювия в районе п. Аскат и нарастают ининской толщей высоких террас (до 300 м высотой) и сальджарской толщей средних террас (до 40-60 м). Фациально-генетические исследования ининской и сальджарской толщ в долинах Чуи и Катунь позволили охарактеризовать их цикличность и фациальный состав [4, 7] в генетической трактовке гляциальных суперпаводков [8, 9]. В среднелепистоценовой ининской толще насчитывается до семи литоседиментационных циклов, а в верхнелепистоценовой сальджарской до трех. В разрезе полного седиментационного цикла, выделяется следующая последовательность фаций гигантских гляциальных паводков: селевая (параллельно и косослоистые валунноглыбовники влекомого наноса), пойменная (параллельно слоистые дресвяники и пески взвешенного наноса), русловая (косослоистые галечники влекомого наноса), оплывневая (щебнедресвянопесчаноалевритовые миктиты), вторично-подпрудных озер (параллельно слоистые алевропески). Сами террасы, как формы рельефа, являются эрозионными Суперпаводковые отложения залегают в их цоколе; а аллювий либо отсутствует, либо не превышает по мощности несколько м. На террасовом комплексе залегают верхнелепистоцен-голоценовая субаэральная толща, включающая маломощные лессовидные покровы и эоловые пески, делювиально-пролювиальные шлейфы. В них вложен голоценовый аллювий, формирующий низкие террасы и пойму. Во многих разрезах в основании отложений пойменной фации суперпаводков встречаются неслоистые алевропески мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м, которые облекаясь ложатся на подстилающие отложения. Их, согласно [10], можно рассматривать как отложения потока (зернового потока, суспензита), перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющим пастообразную высокоплотностную консистенцию.

Большой научный интерес представляет карьер, легко доступный для наблюдений в районе пос. Узнезя. Его координаты в десятичных градусах: 51.52618 N; 85.94564 E, абсолютная отметка основания стенки карьера 398 м (±6 м) над уровнем мирового океана. Карьер, вскрывает отложения, слагающие высокую террасу р. Катунь в районе приустьевой части ее правого притока р. Узнезя. Стенка карьера в 2011 г., простираясь с запада на восток на 250 м, достигала по высоте 62 м. Здесь снизу вверх вскрыты (рис. 1):

Пачка 1. Слой 1.1. Параллельное переслаивание песка, дресвяника, галечника. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 8.5 м;

Пачка 2. Слой 2.1. Косослоистый валунно-галечник. Распространен в восточной части обнажения. Нижний контакт с угловым несогласием срезает нижележащий слой. Мощность до 7.5 м;

Слой 2.2. Валунно-галечник гравийный с грубой параллельной слоистостью. Грубая слоистость подчеркнута прослоями и цепочками глыбовников. Мощность до 21.6 м;

Слой 2.3. Линзовидно-косослоистый валунно-галечник с гравийным заполнителем. Подошва наклонная срезающая элементы слоистости слоя 2.2. Глыбы из параллельно-слоистого песка. Мощность до 8.6 м;

Слой 2.4. Алевропесок облекающе ложится на подстилающие отложения. Мощность до 1 м;

Слой 2.5. Параллельно-субгоризонтальное переслаивание песка и дресвяника. Мощность до 7.6 м;

Пачка 3. Слой 3.1. Волнисто-косослоистый валунно-галечник с гравийным заполнителем, с отдельными щебнями и глыбами. Нижний контакт неровный эрозионный. Мощность до 16.6 м;

Слой 3.2. Косослоистый песок. К восточной части обнажения начинает доминировать параллельная слоистость и слой постепенно выклинивается. Мощность до 4 м;

Слой 3.3. Алевропесок толщиной 0.2 м. Подошва ровная резкая. Облекающе ложится на слои 3.2 и 3.1 ;

Слой 3.4. Параллельно-слоистый песок. Нижний контакт ровный резкий. Мощность до 4 м;

Пачка 4. Слой 4.1. Грубо линзовидно- и параллельно-слоистый гравийногалечник, в прикровельной части косослоистый. В слое встречены полиэдрические глыбы слоистых песков, самая большая из которых достигает 6 м в длину. Нижний контакт наклонный резкий. Мощность до 11.2 м;

Слой 4.2. Косослоистое переслаивание песка и дресвяника. Мощность до 3 м;

Слой 4.3. Алевропесок облекающее ложится на подстилающие отложения. Мощность до 0.3 м;

Слой 4.4. В нижней части серый параллельно-субгоризонтально-слоистый пескодресвяник, мощностью до 2 м. Кверху постепенно замещается серым субгоризонтально-параллельно-слоистым дресвяногалечником, мощностью до 5 м. В нижней части среди дресвяногалечника наблюдается блок слоистого песка, прямоугольной формы. Общая мощность 7 м;

Пачка 5. Слой 5.1. В восточной части обнажения отложения слоев 1.1, 2.1 и 2.2 срезаются делювиальным шлейфом щебне-галечно-дресвяно-песчаного состава. Мощность до 12 м.

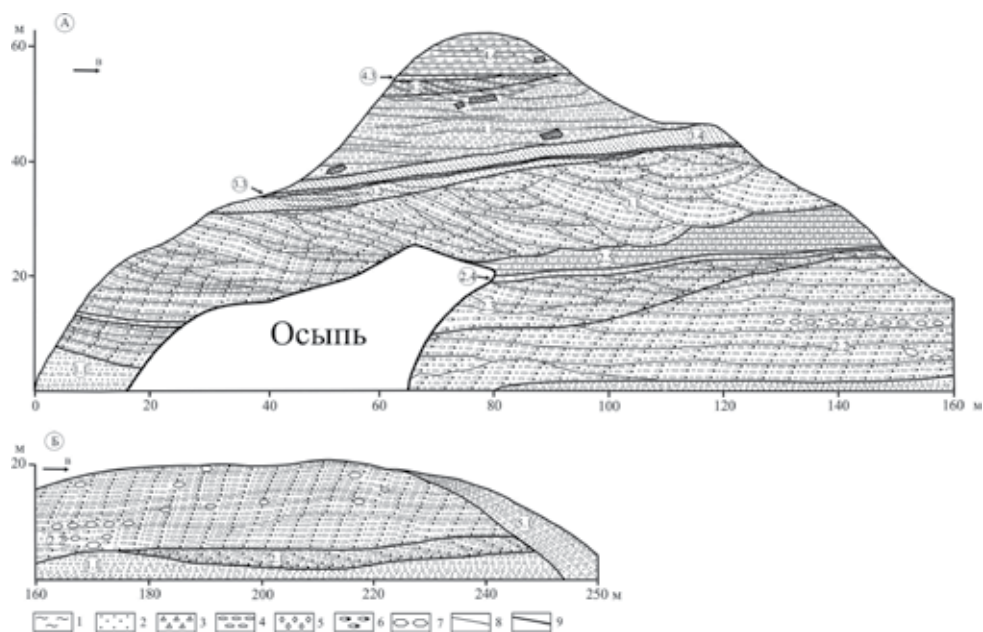


Рис. 1. Разрез Узнезя.

1 – алеврит; 2 – песок; 3 – дресвяник; 4 – галька; 5 – щебень; 6 – валуны; 7 – глыбы; 8 – слоистость; 9 – границы слоев.

Из приведенного описания нетрудно заметить, что пачки представлены чередованием отложений влекомого и взвешенного наноса. Подошвы слоев внутри пачек, как правило, ориентированы в одном направлении, а подошвы самих пачек имеют в целом по протяженности разреза не субгоризонтальное, как у аллювия, а наклонно-облекающее залегание, характерное для отложений суперпаводков. Полиэдрические блоки песка, в составе слоев 2.3, 4.1, 4.4 являются прямыми индикаторами дилuvia согласно [8]. Не менее выразительными являются глыбовники слоя 2.2, протягивающиеся прослоями и цепочками по слоистости. Достаточно показательными являются фациальные переходы между параллельной и косой слоистостью в слое 2.2.

Вышерассмотренный разрез является достаточно типичным для отложений суперпаводка в условиях приосевой части магистральной долины. Фациальный набор, характерный для обстановок в эрозионной тени расширений долин иллюстрируется на примере карьера «Едрала-5» (51.81595 N, 85.664 E, Alt=326 м), который находится на правом борту р. Едрала (приток Катунь). Здесь сверху вниз обнажаются (рис. 2):

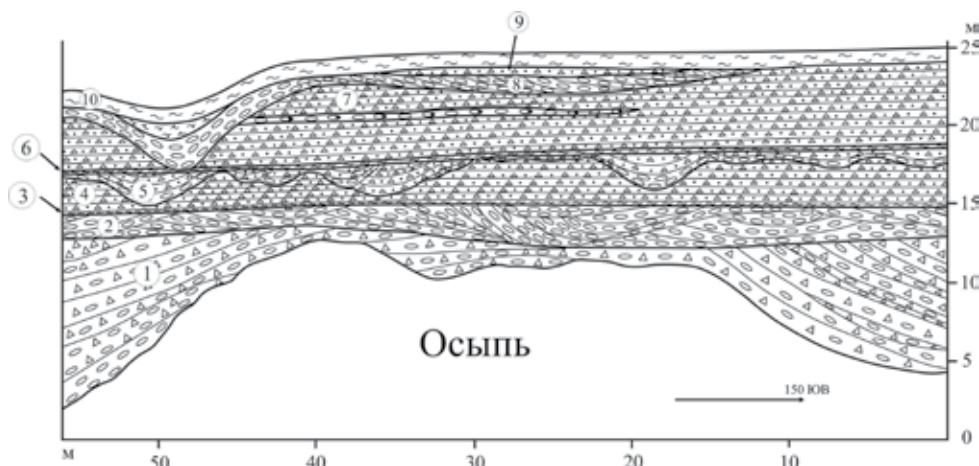


Рис. 2. Разрез Едрала-5. Условные обозначения на рис. 1.

- Слой 1. Серые наклонно-параллельно-слоистые дресвяно-галечники. Видимая мощность более 12 м;
- Слой 2. Серый линзовидно-косослоистый галечник. Контакт с нижним слоем эрозионный. Мощность до 3 м;
- Слой 3. Алевритовый прослой мощностью 0.3 м, маркирует угловое несогласие на границе слоев 9 и 10;
- Слой 4. Серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песко-дресвяник. Мощность до 3 м;
- Слой 5. Волнисто-мульдообразное переслаивание: в приподошвенной части - мелкого и среднего галечника; в прикровельной части – песка и дресвяника. Нижний контакт эрозионный неровный. Мощность 2.2 м;
- Слой 6. Алевритовый прослой мощностью 0.3 м, маркирующий угловое несогласие на границе слоев 6 и 7;
- Слой 7. Субгоризонтально-параллельно-слоистый пескодресвяник. В средней части наблюдается линзовидный прослой серого валунно-галечника, мощностью 0.7 м. Мощность песко-дресвяника достигает 5 м;
- Слой 8. Косослоистый галечник. Мощность до 1,8 м;
- Слой 9. Линзы песко-дресвяника серого, местами фациально замещающегося на алевропесок. Мощность до 1 м;
- Слой 10. Бурокоричневый неслоистый лессовидный алеврит. Мощность 1 м.

Из вышеприведенного описания видно, что в условиях эрозионной тени расширений долины, в полном соответствии со схемой латерального взаимоотношения фаций гляциальных суперпаводков [4], параллельно слоистые песко-дресвяники пойменной фации доминируют над фациями влекомого наноса (селевая и русловая). Последние представлены не только привычными для Юго-Восточного Алтая галечниками, но и дресвяно-галечниками, а также дресвяниками и песками, с характерной косою слоистостью. Представляется, что мелкозернистые разности русловой фации формировались при перемыве отложений песков и дресвяников пойменной фации множеством мелких потоков, образующихся на этапе спада паводка. Также обращает на себя внимание наличие в подошве пойменных песко-дресвяников – прослоев неслоистых алевропесков, представляющих собой, по всей видимости, суспензиты (зерновые потоки повышенной плотности). Наконец, необходимо отметить, что в изученных разрезах нижней Катунь пока не обнаружено осадков фаций вторично-подпрудных озер и оплывневых миктитов, что, возможно, объясняется локализацией исследований в пределах магистральной долины Катунь вне ее притоков. Изученные особенности отложений, проиллюстрированные показательными разрезами, позволяют уверенно обосновать суперпаводковый, а не аллювиальный или тем более гляциальный генезис отложений, слагающих цоколь верхних и средних террас нижней Катунь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. - Л.: Межвед. стратигр. Комитет СССР, 1983. – 84 с.
2. Дубинкин С.Ф., Адаменко О.М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий // Кайнозой Западной Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1968. – С. 65–72.
3. Барышников Г. Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая). – Томск: Изд-во ТГУ, 1992. – 182 с.

4. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 180 с.
5. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1964. – № 29. – С. 115-131.
6. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. – М.: Наука, 1981. – 132 с.
7. Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.
8. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – 224 с.
9. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.
10. Лаврушин Ю.А. Особенности субаэриально-турбидитового и субмаринно-гляциотурбидитового осадконакопления // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2005. – № 66. – С. 10-21.

ВОЗРАСТ МОРЕН ЛЕДНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Иванов М.Н.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, misha_scout@mail.ru

AGE OF GLACIERS MORAINES IN POLAR URALS

Ivanov M.N.

Lomonosov Moscow State University, Moscow

Располагаясь ниже климатической снеговой линии ледники Полярного Урала существуют благодаря повышенной концентрации снега и наличию затененных участков в условиях расчлененного рельефа, однако, обладают всеми характеристиками ледников и обрамлены мощными валами конечных морен. 85% ледников лежит на склонах и в карах, экспонированных на восток, СВ и ЮВ [6]. Благодаря уникальному географическому положению, ледники района характеризуются специфическими колебаниями, что обуславливает хорошую сохранность морен в исторической последовательности и позволяет реконструировать размеры ледников на несколько временных срезов (морены предыдущих стадий не срезаны и не перемещены вперед более молодыми стадиями в отличие от других горных систем), рис. 1.



Рис. 1. Конечно-моренный комплекс ледника Карский южный. Фото М.Н. Иванова, 2010.

В ходе работы Полярно-Уральской экспедиции ИГАН конечные морены подробно изучались в горах и на прилегающих равнинах, в т.ч. Л.С. Троицким, который сделал вывод о горнодолинном характере оледенения

Урала в позднем плейстоцене и голоцене [6]. Возраст морен ледников ИГАН, Обручева, Берга определялся по лишайникам. Ю.Л. Мартин в 1965 г. [4] и 1977 г. [5] получил датировки от 1887 до 1596 гг. и 1226-66 гг., которые не точно согласуются с данными других районов. О.Н. Соломина в 1999 г., расширив наблюдения на ледники Анучина, Авсюка и Шумского, построила региональную кривую роста лишайников [5].

После десятилетнего перерыва проведена повторная лихенометрическая съемка и установлены скорости роста лишайников-индикаторов за период 1999-2010 гг. На моренах ледников Анучина и Шумского повторно, а на леднике Обручева в четвёртый раз проведены лихенометрические исследования. Эти измерения дают воз-

можность оценить скорости роста лишайников на моренах (рис. 2).

Измерения показывают, что, если в 1965-1977 гг. годовой прирост лишайников составлял около 1,9 мм в год, то в период с 1977 по 1999 гг. он увеличился примерно в три раза – до 6,9 мм в год. В последние годы 1999-2010 гг.) средний прирост составил примерно такую же величину (около 6 мм в год). Существенные вариации скорости приростов, скорее всего связанные с внутривековыми колебаниями климата, означают, что для использования лишайников в датировании следует пользоваться не непосредственными замерами, а методом реперных поверхностей, которые дают значения скоростей роста, осредненные за более длительный срок.

В рамках реализации проекта АРЕС сотрудниками Университета Берген под руководством Я. Мангеруда, в предполье ледника Чернова были отобраны образцы для датирования по космогенным изотопам ^{10}Be [7]. Благодаря подробности изложения материала в [7], нам удалось осмотреть места отбора образцов и выявить, что кварцевый валун из которого отобран образец № 2425 по-видимому ошибочно указан

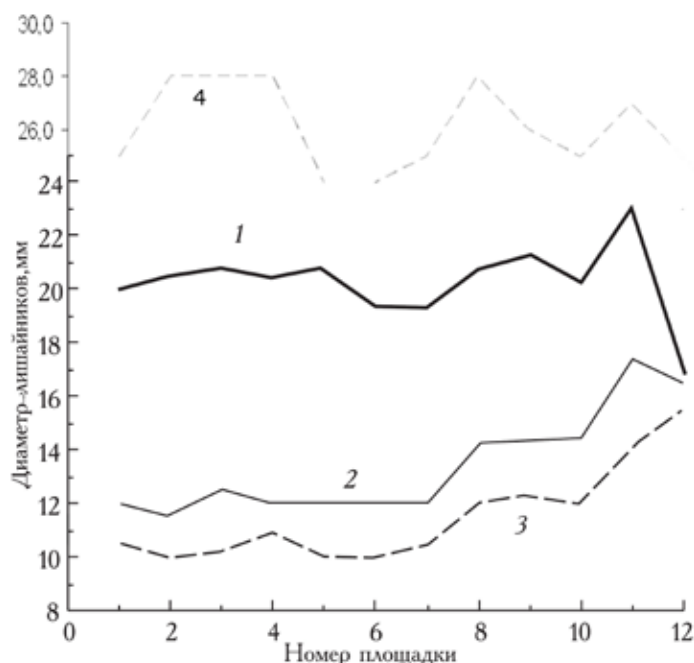


Рис. 2. Максимальные диаметры лишайников *Rhizocarpon geographicum* на морене ледника Обручева: по результатам измерений О.Н. Соломиной в 1999 г. (1), Ю.Л. Мартина в 1977 г. (2) и в 1965 г. (3), М.Н. Иванова в 2010 г. (4).

в координатах $67^{\circ}37.5'N$ $65^{\circ}47.3'E$, хотя на местности он находится значительно ближе к леднику. Если исправить эту незначительную ошибку, то полученные датировки выстраивают конечноморенные валы в последовательность от 14,2 до 27,9 тыс. лет, за исключением датировки 21,7 тыс. лет. Возможно валун на котором отобраны образцы с этой датировкой также ошибочно помещён в неверные координаты или является более поздним осколком от расположенного рядом склона. Новые данные [7], основанные на результатах датирования конечных морен ледника Чернова по изотопам бериллия, показывают, что даже в период максимума позднеплейстоценового оледенения (18-20 тыс. лет н.л.) ледники Полярного Урала увеличивались в размерах очень незначительно (ледник Чернова был всего на 1 км длиннее современного).

Современные каровые ледники сокращаются [1, 8] и занимают древние, как правило, огромные кары, созданные в плейстоцене, о чём свидетельствуют расчеты скоростей выработки каров согласно методике Л.Н. Ивановского [2]. Морфология каров в классическом варианте предполагает течение ледника по оси кара от задней стенки к устью кара. В этом случае в результате течения ледников, экзарации и переноса обломочного материала формируются боковые и конечные морены. Использование классической закономерности для изучения ледников на Полярном Урале осложняется специфическим морфологическим обликом морен. Например, ледники Калесника, Щучий, Чернова, Обручева и др., залегающие в карах строго восточной экспозиции, обрамлены высокими (до 40 м) моренными валами только вдоль северо-восточных краёв ледников. При этом, если на ледниках Калесника и Щучьем при скрупулёзном анализе морену можно разделить на конечную и незначительные отрезки боковой, то для ледников Чернова и Обручева это весьма затруднительно. Моренный вал ледника Обручева извилистый и в одном валу сочленено нескольких гряд (рис. 3).

Очевидно, в различные периоды изменялись размер и геологическая сила ледника. Разрастаясь до вершины моренного вала, лед начинал продавливать его вперёд, к северной стенке кара, экзарация и вынос обломков были направлены к морене, которая на этот период становилась конечной. Ослабевая, ледник направлялся



Рис. 3. Ледник Обручева, обрамленный конечно-моренными валами МЛП. Фото Д.Г. Цветкова, 1963 г.

на восток, между южной стенкой кара и моренным валом, по оси кара и кроме обломков со стенок и ложа кара в течение льда вовлекались обломки, захваченные со склона морены, которая в это время становилась боковой. Схожие условия формирования морен были на леднике Чернова и др.

Комплекс методов (радиоизотопное и лишенометрическое датирование, реконструкция баланса-массы ледников) позволяет определять время формирования моренных гряд, и получать данные о положении края ледника в прошлом. Так для всех ближайших к ледникам моренам установлен возраст в пределах малого ледникового периода (МЛП), а для морен отстоящих от ледников на расстояние около 1 км определен возраст максимума последнего оледенения (18-20 тыс. лет н.).

Оледенение Полярного Урала постепенно сокращается на протяжении последних 200 лет и к настоящему времени значительно деградировало даже в условиях преобладания холодных лет в XIX в. Периоды стационарирования ледников, к которым возможно приурочено формирование или обновление проксимальных склонов крупных конечно-моренных валов, выявлены в 1830-е, 1850-е, 1890-е гг., а также в 1930-е, 1967-1981 гг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала за последние 200 лет // Гляциология в начале XXI в.: Межд. конф. – М.: Универс. книга, 2009. – С. 186-192.
2. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. – Новосибирск: Наука, 1981. – 173 с.
3. Мартин Ю.Л. Формирование лишайниковых синузий на моренах ледников Полярного Урала. Автореф. дисс. к.б.н. – Свердловск, 1967. – 22 с.
4. Мартин Ю.Л. Динамика лишайниковых синузий и их биогеохимическая роль в экстремальных условиях среды. Автореф. дисс. д.б.н. – Таллин, 1987. – 22 с.
5. Соломина О.Н., Жидков В.А., Москалевский М.Ю. Новые данные по лишенометрии морен Полярного Урала // МГИ. – М.: ИГ РАН, 2001. – Вып. 90. – С. 57-68.
6. Троицкий Л.С. и др. Оледенение Урала. – М.: Наука, 1966. – 307 с.
7. Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. – 2008. – V. 27. – P. 1047-1057.
8. Solomina O.N., Ivanov M.N., Bradwell T. Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals // J. Geografiska Annaler. – 2010. – V. 92 A. – № 1. – P. 81-99.

**РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТО-
НАХОЖДЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ «ТАНДИНСКОЕ» В НИЗОВЬЯХ Р. АЛДАН
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)**

Иванова В.В.¹, Никольский П.А.², Басилян А.Э.²

¹ ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, v_ivanova@rambler.ru

² Геологический институт РАН, Москва

**THE COMPLEX STUDY OF QUATERNARY SEDIMENTS AT THE SITE «TANDINSKOE» IN THE
LOWER REACH OF THE RIVER ALDAN (CENTRAL YAKUTIA)**

Ivanova V.V.¹, Nikolskiy P.A.², Basilyan A.E.²

¹ FGUP «VNIIOkeangeologia named. Igor S. Gramberg», St. Petersburg

² Geological Institute RAS, Moscow

В 2010 г. было проведено комплексное изучение четвертичных отложений местонахождения фауны млекопитающих «Тандинское» в низовьях р. Алдан ниже впадения его левого притока – р. Танда. Тандинское местонахождение было открыто и первоначально изучено Э.А. Вангенгейм (1957, 1961, 1977). Впоследствии разрез и фауны изучались Б.С. Русановым (1968), М.Н. Алексеевым (1984), Г.Г. Фроловой, П.С. Минюком (2004), М.В. Сотниковой (2010) и др. В ходе работ было изучено литологическое строение разреза, проведена корреляция отдельных расчисток, что позволило построить рабочую схему стратиграфии разреза, которая принципиально отличается от предлагавшихся ранее отсутствием базального слоя галечников, из которых, как считалось, происходят остатки млекопитающих: *Palaeoloxodon cf. namadicus*, *Archidiskodon cf. meridionalis*, *Equus cf. sanmeniensis*, *Cervalces alaskensis* (“*Alces latifrons*”), *Canis variabilis*, *Gulo schlosseri*, *Bison aff. schoetensacki*, *Trogontherium cf. cuvieri*, *Lemmus cf. obensis*, *Clethrionomys sp.*, *Allophaiomys pliocaenicus* aut *Microtus sp.*, *Microtus ex gr. arvalis*, *Microtus (Pitymys) gregaloides* (Вангенгейм, 1961, Русанов, 1968, Фролова, 1982, Алексеев и др., 1984). Для окончательной привязки к разрезу важных для биостратиграфии остатков млекопитающих (найденных не *in situ*) были отобраны образцы грунта из всего разреза и из костей, подлежащих привязке, для изучения распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Этот метод позволяет по композициям РЗЭ в костях найти в разрезе слой, из которого они происходят, т.к. в каждом слое наблюдается своя уникальная композиция РЗЭ, след которой остается в костях даже после переотложения [1].

В природных условиях РЗЭ входят в состав гидроксилатапата костей как изоморфные примеси, в процессе взаимодействия осадка и поровых вод в ходе раннего диагенеза [2, 3, 4]. Содержания и закономерности распределения РЗЭ в поровых водах варьируют в зависимости от условий среды осадконакопления (Eh, pH), и эти вариации отражаются в аналогичных закономерностях распределения РЗЭ в породах и ископаемых костных остатках. Таким образом, потенциально возможно использовать закономерности распределения РЗЭ в ископаемых костных остатках для корректной привязки подъемного палеонтологического материала к стратиграфическим горизонтам. В общем, РЗЭ в ископаемых костных остатках, фоссилизированных *in-situ*, без переотложения, должны обнаруживать одинаковые спектры РЗЭ. Сопоставление на одной диаграмме (рис. 1) состава РЗЭ костных остатков и средних значений по выборкам пород показывает четкую обособленность четырех групп костных остатков: приуроченную к суглинкам нижней части разреза (подъемный материал TD2 (рог благородного оленя), TD4 (лопатка мамонта); приуроченную к алевроитам средней части разреза (TD-283 (северный олень), к едоме (TD-286а (битая кость, артефакт), TD 288 (нижняя челюсть носорога), TD284 (тазовая кость) и переотложенную (образец TD5 (рог широколобого лося) и TD286 (плечевая кость).

В течение времени (стратиграфически) спектры РЗЭ становятся обогащенными легкими РЗЭ. В пределах совокупности «алевритовых» образцов наблюдается тенденция к обогащению тяжелыми РЗЭ. Этот тренд может быть обусловлен адсорбцией легких РЗЭ коллоидными частицами, или смешиванием различных типов грунтовых и поверхностных вод [5].

Сопоставление распределения нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных отложениях и костях позволяет сделать следующие выводы:

1. Изучаемые породы различаются по уровню накопления РЗЭ: средняя и верхняя часть разреза характеризуются, в общем, более низкими содержаниями. Ископаемые костные остатки также различаются по уровню накопления РЗЭ;
2. По характеру распределения РЗЭ и уровню их накопления можно, во-первых, судить о принадлежности костных остатков одной особи, во-вторых – о принадлежности их к конкретному стратиграфическому горизонту;
3. Поскольку уровень накопления РЗЭ прямо зависит от времени контакта захороненной кости с вмещающей породой, изучение закономерностей распределения РЗЭ может быть использовано для получения относительных возрастных характеристик.

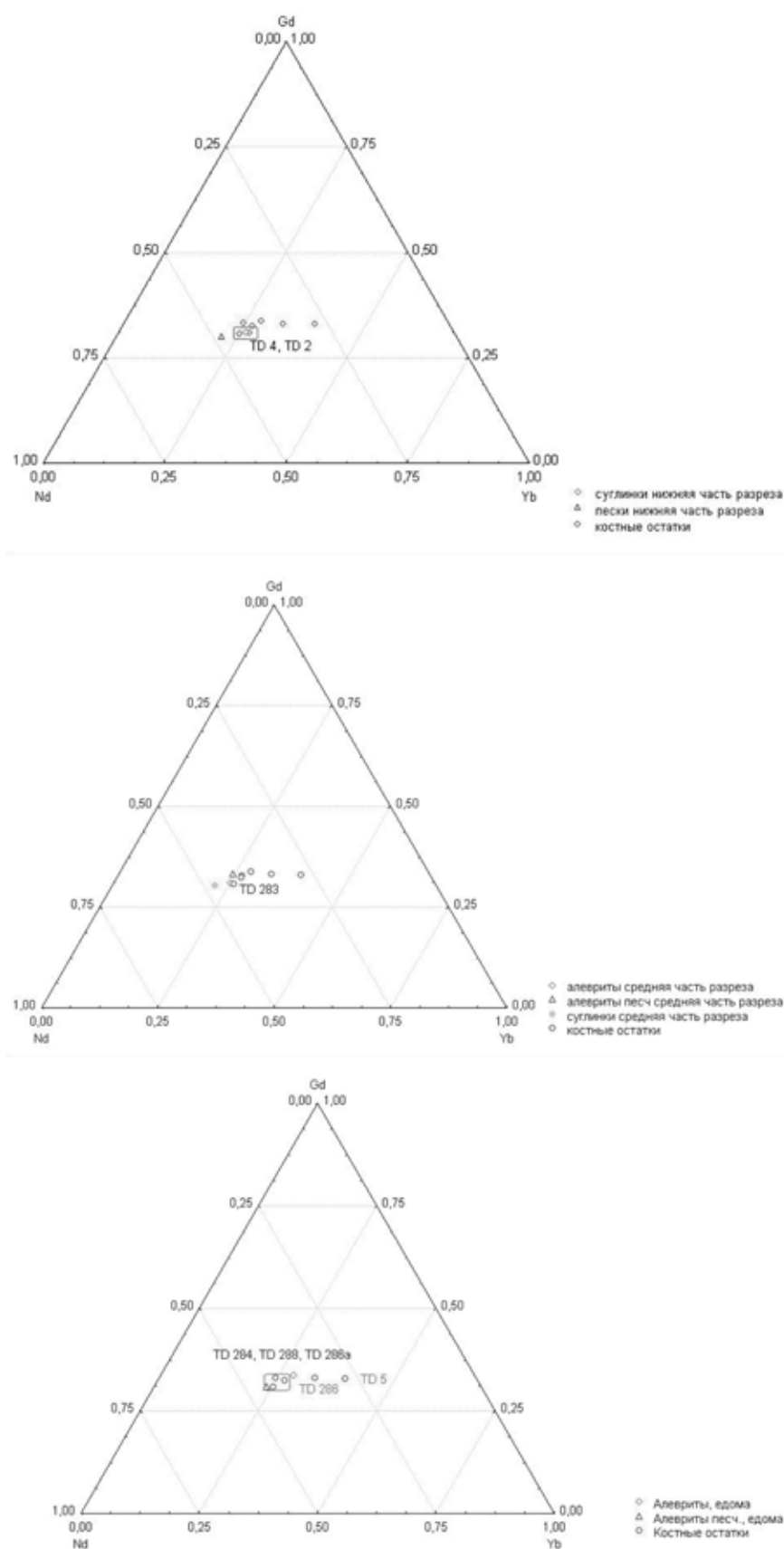


Рис. 1. Сопоставление состава РЗЭ костных остатков и четвертичных отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-01062-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова В.В., Никольский П.А. Распределение редкоземельных элементов в ископаемых костных остатках как индикатор возраста // Тезисы докладов Международной мамонтовой конференция, Якутск, 18-22 июня 2007 г. – Якутск. – С. 55.
2. Trueman C.N., Benton M.J. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings // *Geology*. – 1997. – V. 25. – № 3. – P. 263–266.
3. Denys C., Williams C. T., Dauphin Y., Andrews P. and Fernandez-Jalvo Y. Diagenetic changes in Pleistocene small mammal bones from Olduvai bed 1 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1996.
4. Dill, H.G., Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks? // *Sedimentary Geology*. – 1994. – V. 92. – P. 175–196.
5. Dia A., Oliviu-Lauquet G., Riou C., Molunat J. and Curmi P. The distribution of rare earth elements in groundwaters: assessing the role of source-rock composition, redox changes, and colloidal particles // *Geochim. Cosmochim.* – 2000. – Acta 64. – P. 4131–4151.

ЗАПИСИ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫХ ЦИКЛОВ В ГОЛОЦЕНОВЫХ СООБЩЕСТВАХ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Иванова Е.Д.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, ivanova@tig.dvo.ru

THE RECORDING OF TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLES IN THE HOLOCENE BENTHIC FORAMINIFERA COMMUNITIES (SOUTHERN PRIMORYE)

Ivanova Ye.D.

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok

Многочисленные исследования осадков шельфа северо-западной части Японского моря (прибрежно-морские отложения Южного Приморья) показали, что формирование их проходило в голоценовое время, в условиях развития послеледниковой трансгрессии. Мощность голоценовых отложений колеблется в пределах от нескольких до десятков метров, достигая наибольших значений в бухтах и заливах. Настоящая работа посвящена анализу палеогеографических условий формирования голоценовых отложений на основании палеоэкологического исследования комплексов бентосных фораминифер (БФ) из бухт Южного Приморья.

Таксономический состав бентосных ассоциаций представлен, в основном, известковистыми формами хорошей сохранности. Относительное содержание агглютинированных видов не превышает 1,5-2%. Полученные радиоуглеродные определения возраста (^{14}C) позволили выделить в изученных разрезах горизонты, соответствующие пребореальному, бореальному, атлантическому, суббореальному, субатлантическому-современному периодам голоцена, в соответствии с хронологической схемой Блитта-Сернандера [1].

В бухте Козьмино были вскрыты пребореальные отложения (РВО), сформированные 10300-9100 лет назад. Встреченная микрофауна представлена единичными видами *Ammonia japonica* (Hada), *Criboelphidium asterineum* Troitskaja, *Cr.frigidum* (Cushman), *Cr.etigoense* (Husezima et Maruhasi), что обусловлено формированием осадков в нестабильных мелководных условиях регрессирующего моря.

Бореальные отложения (ВО) формировались 9100-8000 лет назад. После краткой фазы похолодания (около 9300 лет назад на границе РВО-ВО) при некотором потеплении происходит дальнейший подъем уровня моря до отметки 25 м ниже современного [2]. Бореальная фауна бентосных фораминифер хорошо представлена в осадках бухты Козьмино и залива Находка и характеризуется довольно высокими показателями численности и видового разнообразия. По экоструктуре комплексов здесь выделяется две трансгрессивные и одна, разделяющая их, регрессивная фаза. Ядро комплексов трансгрессивных фаз составляют виды *Criboelphidium etigoense*, *Criboelphidium asterineum*, *Retroelphidium subgranulosum*, *Trochammina inflata* (Montagu), отмечается присутствие *Quinqueloculina seminulum* (Linneus), *Q.longa* Gudina, *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny), *Buccella frigida* (Cushman), *Elphidium advenum depressulum* Cushman. Такой комплекс характерен для полузакрытых акваторий с хорошо прогреваемым дном и относительно небольшими глубинами. На это же указывает присутствие мелководных *Ammonia beccari* (Linne), *Eggerella advena* Cushman, *Canalifera fax* (Nicol), *Buccella depressa* Andersen. Для регрессивной фазы характерно резкое снижение количественных параметров комплексов БФ. Осадки, сформированные на рубеже бореального и атлантического времен, характеризуются

обедненным комплексом фораминифер, содержащих в основном мелководные формы, что было обусловлено значительным похолоданием климата и снижением уровня моря в это время.

Значительная часть разрезов в прибрежной зоне Южного Приморья представлена отложениями, сформированными в атлантическое время (АТ) около 8000-5000 лет назад. Встреченная в этих слоях микрофауна отличается обилием и разнообразием таксонов. Доминантную группу в комплексах БФ составляют виды *Retroelphidium subgranulosum*, *Criboelphidium asterineum*, *Criboelphidium etigoense*, *Criboelphidium goesi cognatum*, *Buliminella elegantissima*, *Nonionella pulchella*, *Buccella frigida*. Эти формы характеризуют условия осадконакопления как близкие к современным, однако присутствие *Buccella depressa*, *Ammonia beccarii*, *Canalifera fax*, *Glabratella opercularis* (d'Orbigny) свидетельствуют о том, что формирование осадочной толщи в этих слоях происходило в условиях быстрого подъема уровня моря. О более высоком уровне моря, по сравнению с современным, свидетельствует появление в акцессорной группе относительно глубоководных видов *Brizalina pacifica* (Cushman et McCulloch) и *Parafissurina provoluta* Troitskaja, а появление тепловодных *Fissurina cucurbitasema bispinata* Ujiie, *Tapanella nipponica* (Asano) и *Lagena mollis* Cushman характеризует более высокий температурный режим водной массы [3]. В конце атлантического - начале суббореального периода отмечается похолодание климата, сопровождавшееся регрессией моря с общим понижением уровня относительно максимума фландрской трансгрессии на 2,5-3,0 м [4]. Встреченные в этих слоях фауна фораминифер отличается немногочисленностью и бедным видовым составом с агглютинирующими видами в качестве доминант.

Отложения суббореального времени (SB), сформированные около 5000-2500 лет назад, хорошо представлены в заливе Находка и бухте Успения. Уровень моря в это время продолжал оставаться высоким (по сравнению с современным), однако к рубежу суббореал-субатлантик отмечается похолодание и регрессия моря. Комплексы суббореальной микрофауны, выделенные в осадках, характеризуются достаточно высоким обилием раковин БФ, однако их видовой состав менее разнообразен, чем в атлантических отложениях. Здесь полностью исчезают формы, свойственные тихоокеанской водной массе, а также некоторые планктонные фораминиферы [5]. Исчезновение теплолюбивых форм говорит о понижении температурного режима водной массы, но присутствие значительного числа видов *Buliminella elegantissima* и *Retroelphidium subgranulosum* указывает на сохранение мористых условий и нормальной солености. К наиболее встречаемым относятся *Trochammina inflata*, *Eggerella advena* Cushman, *Criboelphidium asterineum*, *Criboelphidium goesi cognatum*, *Ammonia beccarii*, *A. japonica*. Доминирующее положение в комплексах занимают *Nonionella pulchella* (до 70%) и *Retroelphidium subgranulosum* (до 40%). Ведущими акцессорными видами являются *Buliminella elegantissima*, *Buccella frigida*, *B. granulata* (Lautenschleger), *Criboelphidium goesi cognatum*. В верхней части отложений, соответствующих концу суббореала и рубежу суббореал-субатлантик, наблюдается резкое снижение численности БФ, почти до их полного исчезновения, что было обусловлено постепенным снижением уровня моря в это время.

Субатлантические (SAT) и современные отложения имеют возраст от 2500 лет назад и до ныне. Начало субатлантического времени характеризуется похолоданием и активной регрессией Японского моря. Накопление осадков в исследуемых районах происходило в условиях обмеления, понижения температуры придонных вод и их частичного опреснения. Нижняя часть этих слоев, сформированная во время раннесубатлантического похолодания, представлена бедным комплексом фораминифер с немногочисленными известковистыми (*Retroelphidium subgranulosum*, *Criboelphidium goesi cognatum*, *Buccella frigida*, *Buccella hannai arctica* (Voloschinova) и агглютинированными видами (представители родов *Trochammina* и *Rotaliammina*). Выше по разрезу в комплексах БФ отмечается появление видов, характерных для атлантического и суббореального времени. Значительно увеличивается общая численность раковин и число встреченных видов. Доминантную группу составляют *Buliminella elegantissima*, *Retroelphidium subgranulosum*, *Nonionella pulchella*, *Criboelphidium asterineum*, *Buccella frigida*, состав субдоминантной группы включает *Criboelphidium etigoense* (Husezima et Maruhasi), *Buccella granulata*, *Criboelphidium goesi cognatum*. Изучение микрофауны верхней части разрезов отложений субатлантического и современного времени показывает дальнейшее потепление и подъем уровня моря.

Таким образом на основании изучения экоструктурных особенностей голоценовых комплексов бентосных фораминифер (численность, таксономический состав, соотношение массовых видов, фациальная приуроченность) было прослежено направленное повышение уровня моря (фландрская трансгрессия) с чередованием трансгрессивно-регрессивных циклов. Комплексы БФ, приуроченные к трансгрессивным циклам, отличаются обилием и высоким видовым разнообразием, резко снижающимися в условиях регрессирующего моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 78-90.
2. Марков Ю.Д., Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Уткин И.В., Боцул А.И., Пушкарь В.С., Иванова Е.Д., Евстигнеева Т.А., Евсеев Г.А. Осадки затопленных долин шельфа Восточно-Корейского залива – индикаторы палеогеографических условий голоцена // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27. – № 3. – С. 74-92.

3. Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. – Новосибирск: Наука, 1979. – 398 с.

4. Короткий А.М., Караулова Л.И., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. – 234 с.

5. Троицкая Т.С. Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море) // Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). – Новосибирск: Наука, 1974. – Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Вып. 84. – С. 30-40.

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ХВАЛЫНСКОГО БАСЕЙНА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ

Идрисов И.А.

Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, Махачкала, Idris_gun@mail.ru

KHVALYN BASIN LEVEL CHANGES ACCORDING TO THE STUDY OF DIFFERENT STAGE COASTAL RELIEF

Idrisov I.A.

Institute of geology, Dagestan SC RAS, Makhachkala

Каспийское море – это быстро меняющийся во времени природный объект. Изменение различных параметров объекта зависит от сложного сочетания изменения внешних факторов и внутренней динамики. К настоящему времени существует множество различных, подчас противоречащих друг другу взглядов на взаимоотношение между различными процессами и их влияния на развитие различных компонентов геосистем Каспийского моря. Несмотря на длительную историю изучения, имеется множество дискуссионных вопросов, связанных с динамикой уровня Каспийского моря в прошлом и будущем. В нашей работе приводится описание особенностей береговых форм рельефа различных стадий хвалынского водоема изученных нами на юге Прикаспийской низменности (Терско-Сулакская равнина) (рис. 1). Работы проводились при поддержке проекта РФФИ 08-06-00061-а. Полученные данные можно использовать для реконструкции динамики изменений уровня моря в это время.

В рассматриваемое время уровень моря изменялся в интервале от +50 [1] до -100 м [2]. К настоящему времени наиболее изучены отложения, залегающие выше современного уровня моря (примерно -28 м). Для зоны ниже -28 м выделение отдельных стадий дискуссионно. Можно отметить следующие уровни, до которых происходил подъем моря (стадии): +50, +35, +22, +14, +10, +6, 0, -5, -10, -12, -16 м. Для участков ниже -20 м выделяется новокаспийский этап со сложными изменениями уровня моря [3].

Район исследований представляет собой плоскую равнину, которая осложняется формами рельефа, сохранившимися от различных морских стадий. Незначительную роль имеют последующие эрозионные процессы, среди которых можно выделить долину р. Шура-озень и ее конус выноса (серый цвет на рис. 1), а также многочисленные позднеголоценовые русла реки Сулак в северной части района. Южная часть района образована тектонически дислоцированными отложениями хазарского времени. На большей части эти отложения представлены галечными и плотно сцементированными конгломератами (полосы коричневого цвета на рис. 1). В южной части характерно пологое погружение хазарских отложений на СВ. В юго-западной части развиты четко выраженные уступы террас позднехазарского возраста высотой +80 м и более [4]. Бровка этих террас сильно расчленена оврагами и балками. В целом территория характеризуется развитием большого числа аккумулятивных форм (береговых и подводных валов) и относительно слабым развитием абразионных уступов. Характерно, что аккумулятивные формы приурочены к определенным высотным отметкам и фиксируют стадии изменений уровня Каспийского моря. Валы разных стадий показаны на рис. 1. Валы сложены песком с примесью ракушки. В южной части равнины четвертичные отложения прорваны цепью невысоких холмов песчаников неогена (рис. 1).

Нами выделена возвышенность высотой 1-2 м, шириной 70-100 м, которая протягивается в обе стороны от долины р. Шура-озень. Возвышенность сложена галечником (разрабатывается карьерами) и резко отделяется от подстилающих глинистых отложений. Абсолютная высота этой формы +50 - +52 м. Она отделяет ряд небольших замкнутых участков с высотами +47 - +49 м. Эта возвышенность диагностирована нами как штормовый вал стадии +50 м. Для других участков выделен абразионный уступ в основании террас хазарского возраста, также соответствующий этой стадии (рис. 1). Севернее нами была выделена небольшая аккумулятивная

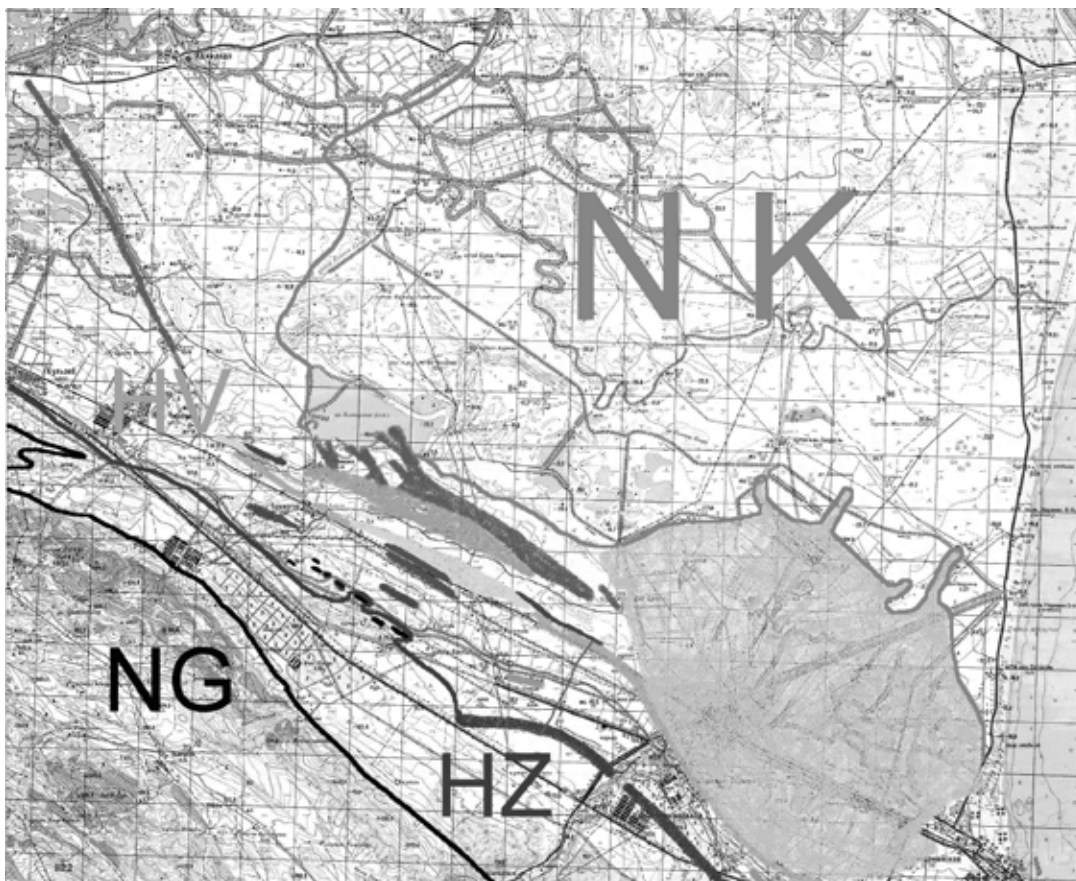


Рис. 1. Карта района работ.

форма (высотой 1-2 м, длиной до 500 м). Эта форма соответствует берегу стадии +35 м. Взаимную последовательность этих двух стадий на основании наших исследований установить сложно.

Севернее нами было выделено несколько схожих небольших положительных форм рельефа, соответствующих береговым валам стадии +22 м. В центральной части района, на простирации одной из таких форм рельефа огибаемой руч. Алтав, характерен латеральный переход в береговые формы низких стадий (возможно +14 м). На этом же участке развито несколько разновысотных аккумулятивных форм, связанных на наш взгляд с относительно плавным спадом уровня между отметками +14 – +10 м. Примечательно, что эти образования разбиваются на несколько подуровней и т. д. Мы предполагаем, что уровень моря испытывал относительно плавное снижение в период между стадиями +22 и +10 м и отделялся довольно значимым спадом от предшествующего времени.

В центральной части района более чем на 12 км протягивается русло руч. Алтав, северо-западнее этого русла по его простирацию более чем на 5 км протягивается русло руч. Ачису. В общем, местные малые водотоки протягивают вдоль передового хребта Кавказа более чем на 20 км. Это связано с развитием здесь чрезвычайно крупных аккумулятивных форм рельефа (береговых валов). Валы осложнены эоловыми формами рельефа высотой до 7 м. Непосредственно валы сложены песком. Между валами имеется корытообразное понижение шириной 500-800 м, по дну которого и протекают ручьи. Вал, ограничивающий понижение с юга, является береговой формой рельефа стадии +6 м. Ширина вала около 1 км, длина более 9 км, мощность песчаной толщи более 8 м. Характерно резкое отличие этого вала от береговых форм рельефа предшествующих стадий. Мы предполагаем, что это связано с длительным временем нахождения моря на этой отметке.

Для отдельных участков выхода на поверхность хазарских конгломератов и в основании этого крупного вала можно диагностировать мелкие аккумулятивные формы, которые связаны с максимумом позднехвалынской трансгрессии (стадии 0 м). Северную часть описанного понижения занимают крупные валообразные аккумулятивные формы рельефа. Среди них можно диагностировать крупный вал стадии -5 м. Его размеры в целом соответствуют валу стадии +6 м. Этот вал также сложен песком и его поверхность осложнена эоловыми формами рельефа. Непосредственно к этому валу с севера (со стороны береговой линии моря того времени) со сложным чередованием небольших впадин (менее 100 м шириной) примыкают валы более низких стадий. Здесь можно выделить три генерации валов, расположенных кулисообразно (рис. 1). Эти валы соответствуют стадиям -10, -12, -16 м. Эти валы сложены песком, мелким гравием с обломками раковин. Валы образуют несколько мысов, вдающихся на северо-запад в крупную систему сезонных Алтаусских озер. Эти озера развиты на плоской поверхности высотами -21 – -24 м и соответствуют террасам новокаспийского времени. С севера

озера ограничены береговыми валами древних русел р. Сулак. Среди этих валов можно выделить вал высотой -10 м, который уходит на северо-запад и перекрывается молодыми отложениями конуса выноса р. Сулак.

В качестве основного вывода мы предполагаем разную длительность различных стадий хвалынского бассейна, начиная от кратковременных (первые десятки лет) и заканчивая длительными (несколько сот лет). Предварительный график изменения уровня и продолжительности различных стадий Каспийского моря представлен на рис. 2.

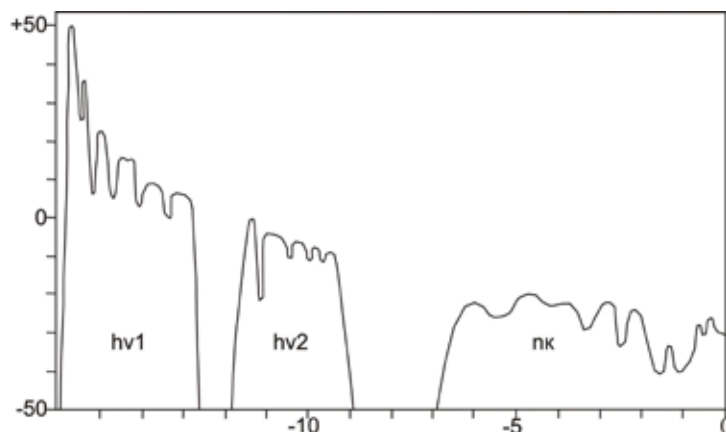


Рис. 2. Изменения уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене-голоцене.

Проведенные работы позволяют предположить высокую динамику изменений уровня моря в период формирования стадий хвалынского времени высотой +50, +35, 0 м, длительность этих стадий нами оценивается в первые годы – десятки лет. Для остальных стадий хвалынского времени можно предполагать продолжительность в сотни лет. Также характерна существенная стабилизация динамики уровня моря в новокаспийское время.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ а 08-06-00061.

ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. – 1957. – Вып. 10. – 298 с.
2. Маев Е.Г. Экстремальная регрессия Каспийского моря в раннем голоцене // Труды международной научной конференции «Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе». – М., 2006. – С. 62-66.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 268 с.
4. Янина Т.А., Рычагов Г.И. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: VI Щукинские чтения. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – С. 454-457.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

Идрисов И.А.

Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, Махачкала, Idris_gun@mail.ru

NEW DATA ON DISTRIBUTION OF LOESS DEPOSITS IN THE EASTERN CAUCASUS

Idrisov I.A.

Institute of geology, Dagestan SC RAS, Makhachkala

Лёссовидные породы широко распространены на Восточном Кавказе. В нашей работе описано внутреннее строение двух крупных участков развития лёссовидных пород на Восточном Кавказе. Специфика этих районов в том, что они практически не были затронуты палеогеографическими исследованиями, что резко отличает их от аналогичных пород соседних регионов [1]. Наиболее известным районом их развития является Хасавюртовская наклонная равнина (междуречье рек Сулак и Сунжа). Эту равнину прорезают реки бассейна Акташа. Реки стекают с хребта Салатау и протекают с юга на север. С запада на восток расположены реки Аксай, Ямансу, Ярыксу, Акташ. Долины рек в целом однообразные, с отвесными бортами (высота обрывов от 10 до 80-100 м). Ширина долины 500-1000 м. Дно долин занято поймой и несколькими речными террасами высотой менее 15 м. Часто реки широко разливаются по пойме и непосредственно подмывает отвесные уступы.



Рис. 1. Верхняя часть лессовидных отложений и перекрывающие их породы с галькой.

Размывая мощные толщи лёссовидных пород, реки бассейна Акташа относятся к рекам с рекордными уровнями мутности для рек бывшего СССР. Современные поймы рек выполнены мощными толщами галечников.

Нами было проведено изучение толщи лёссовидных пород, вскрывающихся вдоль левого борта реки Акташ (в 3 км к югу от моста на а/д Ростов/Баку) [2]. Фото разреза показано на рис. 1. Разрез представлен толщей лёссовидных пород мощностью свыше 40 м. По рекогносцировочным данным выше по течению реки мощность вскрытой долиной реки толщи лёссовидных пород достигает 100 м. Породы образуют отвесные обрывы. Вдоль стенок обрыва развиты системы трещин, по которым происходит скалывание пластин и образование своеобразных оползней. Высота отвесных обрывов достигает 40 м. По направлению на север вниз по течению реки в сторону моста на а/д Ростов-Баку высота обрывов снижается до 15 и менее метров. Характерно, что наблюдается падение толщи лёссовидных пород на север и перекрытие их голоценовыми пойменными отложениями р. Акташ.

Показательно, что непосредственно поверхность водораздельных пространств характеризуется уплощенным рельефом с отдельными балками. Поверхность междуречий образуют тяжелые суглинки с примесью редкого крупного гравия. Цвет этих отложений темно-серый, до черного. Наблюдается резкий контакт между этими породами и подстилающими их лёссовидными породами. Характерно, что в обнажениях толщ лёссовидных пород четко выделяются эрозионные врезы, срезающие верхнюю из погребенных почв и заполненные материалом, в целом соответствующему окружающему врез субстрату.



Рис. 2. Разрез толщи лёссовидных пород (левый берег р. Акташ).

Предварительные данные по строению толщи лёссовидных пород данного разреза следующие. Цвет лёссовидных пород каштановый – светло-коричневый с осветленными и темными горизонтами (рис. 2.). Для отдельных прослоев нами обнаружена очень редкая мелкая галька (менее 1 см в диаметре).

В толще диагностируются следующие природные образования. В 9-10 м от кровли расположен прокрашенный гумусом горизонт, который непрерывно протягивается вдоль всего изученного разреза и визуально различим на расстоянии более чем 3 км. Этот горизонт соответствует погребенной почве П1 (рис. 3).

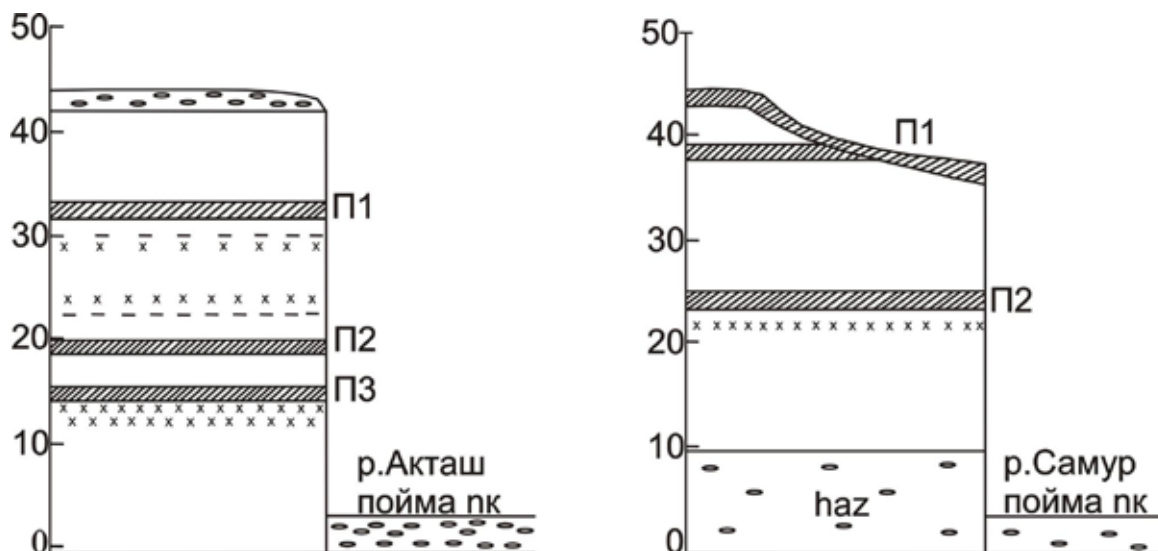


Рис. 3. Строение толщи лёссовидных пород в долинах рек Акташ и Самур.

В интервале 13-20 м толща лёссовидных пород приобретает светлые оттенки за счёт интенсивной пропитки толщи карбонатами, гипсом и т.д. Интервал развития осветленных пород разделяется на два горизонта мощностью около 2-3 м. В 2 м ниже подошвы подобных отложений выделяется еще один прокрашенный гумусом горизонт (погребённая почва П2). В 3 м ниже него выделяется еще один прокрашенный гумусом горизонт (погребённая почва П3). Характерно, что эта почва подстилается мощным горизонтом с многочисленными карбонатными новообразованиями (белоглазка). Почва П3 выделяется на изученном участке берега, но по направлению к северу она погружается под уровень пойменного аллювия. По предварительным данным почва П3 существенно отличается от почв П1 и П2. Отличие проявляется в большей мощности гумусового горизонта А и наличии хорошо сформированного горизонта В.

Также были изучены отложения в районе дельты р. Самур. Участок исследований находится в 5 км восточнее (ниже по течению) от моста на а/д Ростов-Баку, в районе сел. Бут-казмалар. Установлено, что толща лёссовидных пород залегает на толще галечников. По нашему мнению галечники представляют собой остатки конуса выноса одного из крупных среднеплейстоценовых оледенений Кавказа, произошедшего между ранним и поздним хазаром (днепровское время), показаны на рис. 3. Выше галечников залегают лёссовидные породы каштанового и светло-коричневого цвета. Толща прорезана долиной реки Самур с широкой поймой и несколькими надпойменными террасами, эти образования датируются нами новокаспийским возрастом, сложены преимущественно галечником и супесями из обломков глинистых сланцев.

На отдельных участках пойма реки подрезает древние галечники и перекрывающую их толщу. По визуальным наблюдениям и анализу картографического материала можно четко установить, что поверхность, сформированная галечниками хазарского возраста и перекрывающими их лессами, погружается в восточном направлении и перекрывается голоценовыми отложениями р. Самур. В частности вскрытая р. Самур мощность галечников на участке максимально приближённом к мосту на а/д Ростов-Баку (верхняя часть района исследований) превышает 10 м. Вниз по течению мощность вскрытой толщи снижается до 3-5 м.

Толща лёссовидных пород развита в междуречье рек Самур и Гюльгерычай. Мощность ее можно оценить в 40 м. Поверхность междуречья расчленена очень широкими балками (шириной дна до 300 м, глубиной 5-10 м). Также характерно интенсивное развитие глинистого карста с многочисленными замкнутыми котловинами, останцами и прочими формами в зоне, прилегающей к современной долине р. Самур (на этом же участке проходят крупные оросительные каналы, построенные без антифильтрационных покрытий). По результатам рекогносцировочных исследований выявлено, что в 20 м от кровли толщи прослеживается горизонт, прокрашенный гумусом, мощностью в 40 см (П2), ниже него находится горизонт со слабо выраженными вторичными карбонатами (рис. 4). На глубине 5-7 м от кровли толщи лёссовидных пород залегает слабо прокрашенный гумусом горизонт, который нами выделен как погребённая почва П1.

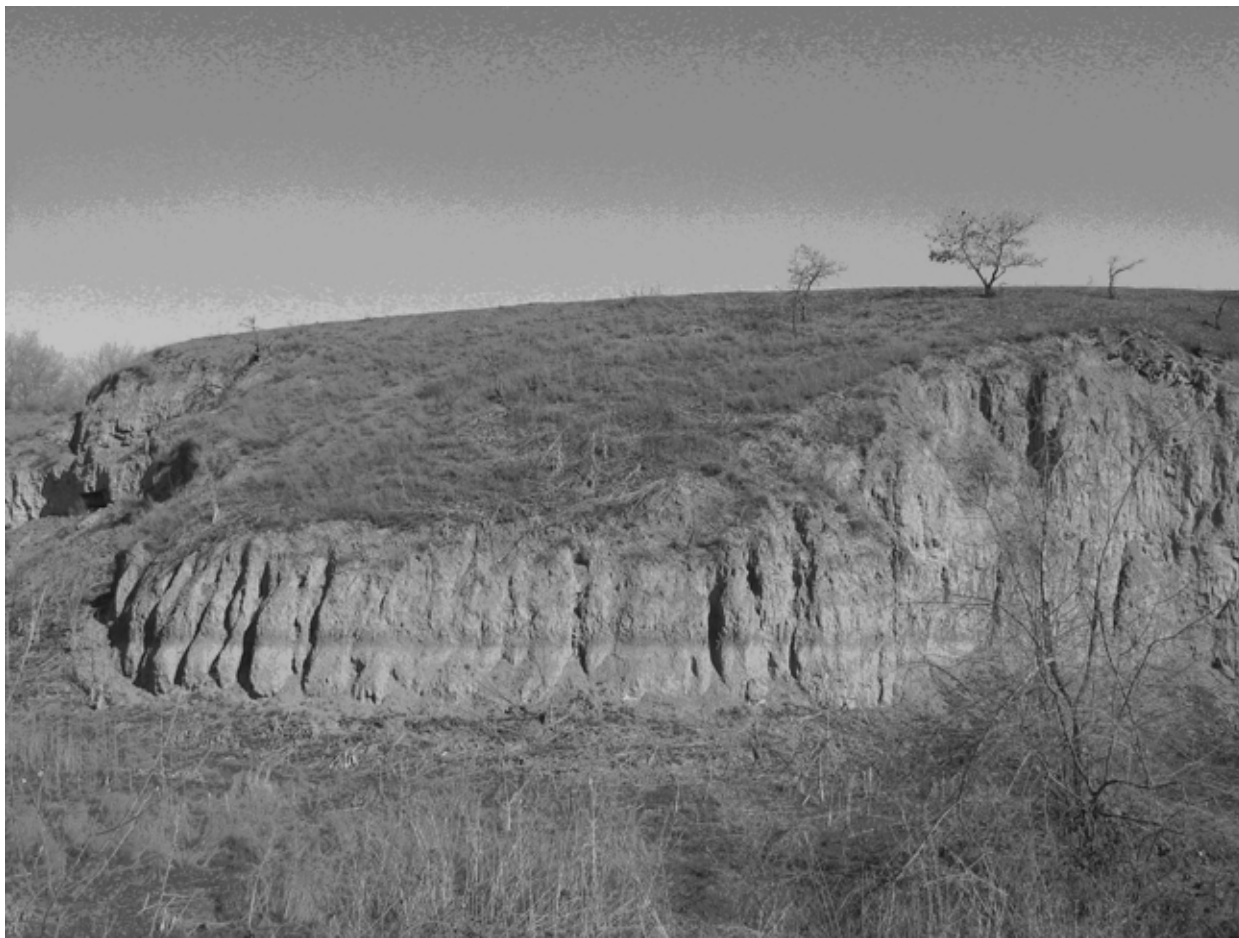


Рис. 4. Лессовидные породы и погребенная почва (междуречье рек Самур и Гюльгерычай).

По результатам наших исследований выявлено широкое развитие лёссовидных пород на Восточном Кавказе. Выявлены два крупных массива развития таких пород (междуречье рек Сулак и Сунжа, а также междуречья рек Самур и Гюльгерычай). Установлено, что толщи лёссовидных пород имеют мощности в 40 и более м. Проведено предварительное расчленение толщ с выделением нескольких погребённых почв (выделено до 3 погребённых почв). По предварительным данным установлено, что погребённая почва ПЗ (район р. Акташ) и погребённая почва П2 (район р. Самур) являются одновозрастными образованиями и свидетельствуют о длительному крупном периоде почвообразования в послехазарское время. Эта почва в целом может соответствовать погребённой почве *pd III mch* (молого-шекснинская – средневалдайская почва), выделенной для разреза «Отказное» [3]. Однако возможны и другие интерпретации изученного разреза. Также можно предположить, что данное время имело сложную динамику изменений природных условий (способствовавших формированию нескольких погребённых почв и других природных образований).

Мы предполагаем, что изученные лёссовидные породы формировались в ательское время. На основе сделанных выводов, мы предполагаем, что ательский этап имел сложную внутреннюю динамику изменений природных процессов, что могло оказывать влияние на колебания уровня Каспийского моря в ательский этап с амплитудой в десятки метров. Наличие мощной погребённой почвы, строение которой в целом аналогично современным почвам свидетельствует о существовании в регионе в то время условий среды, схожих с современными, что могло способствовать подъему уровня Ательского водоема до отметок, близких к современным (либо незначительно ниже). Следы подобных колебаний уровня моря к настоящему времени практически не известны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трофимов В.Т, Балыкова С.Д., Андреева Т.В. и др. Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии. – М.: КДУ, 2008. – 608 с.
2. Ананьев В.П. Геология. – М., 1971. – 272 с.
3. Галай Б.Ф. Моделирование формирования сингенетической просадочности эоловых лёссовидных пород // Субаэральный литогенез и свойства пылевато-глинистых отложений. – Р-н/Д., 1985. – С. 73-79.

СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ – МЕДИАННАЯ СТРУКТУРА ДНА ОКЕАНА

Ильин А.В.

Акустический институт имени академика Н.Н. Андреева, Москва, Alexander_ilyin@mail.ru

MID-ATLANTIC RIDGE – THE MEDIAN STRUCTURE OF THE SEA FLOOR

Ilyin A.V.

N.N. Andreev Institute of Acoustics, Moscow

Проблема симметрии дна океана стала возникать в 20-х гг. прошлого века, когда, в результате работ научно-исследовательского судна «Метеор» (Германия) и других судов, начали определяться контуры Срединно-Атлантического хребта (САХ). В настоящее время они, в общих чертах, известны и свидетельствуют о существовании геометрической симметрии дна Атлантики относительно осевой линии этого хребта. Более того, визуальное представление о симметрии дополнилось расчётами, которые провёл Г. Менард в конце 50-х годов 20-го века. Таким образом, САХ оказался не просто равноудалённым от краин континентов, но и, более строго, медианным.

Однако, такая очевидная картина симметрии не находит пока адекватного объяснения. Она является скорее архетипом, неким кодом, который предстоит расшифровать. Ни одна геотектоническая концепция не способна пока предложить приемлемого решения проблемы. Признанный основоположник концепции расширения дна океана Х. Хесс рассматривал симметрию как результат раздвижения плит конвекционными потоками с одинаковой скоростью. Одним из аргументов он считал недеформированность краин континентов, «впаянных» в литосферные плиты. Г. Менард предлагал гипотезу о движении плит с внутренним трением, т.е. не исключал процессов сжатия литосферы. Ни та, ни другая концепция не подтвердились последующими исследованиями, поскольку был выявлен асимметричный, косой, прерывистый спрединг и преобладающие стрессы растяжения новообразованной коры. Другие интерпретации симметрии также оказались не более правдоподобными.

Главный парадокс заключается в том, что симметрия существует по отношению к окраинам материков, а не границам плит, которые не совпадают. С этой точки зрения более перспективной представляется модернизированная концепция А. Вегенера о плавающих материках, которые в своих передвижениях «растаскивают» новообразованную литосферу и наращивают океанические плиты [1]. Нарастание происходит в центрах спрединга рифтовых зон САХ. Основными элементами структуры здесь являются рифтовые долины и трансформные разломы. Современные рифтовые долины и сопряжённые с ними трансформные разломы сформировались в четвертичный период, и наглядно иллюстрируют особенности эволюции рифтовых зон САХ. В этом смысле представляет интерес сопоставление трансформов различной ориентировки – правосторонних и левосторонних. При очевидной неравномерности распределения трансформов по простиранию САХ их общая длина в северном и южном полушариях примерно одинакова и составляет, в каждом случае, около 3000 км. Данные получены с учётом лишь визуально определяемых трансформов. При этом совокупная длина левосторонних трансформов превысила правосторонние примерно в 2 раза. В Северной Атлантике это соотношение достигает четырёхкратного размера.

Парадокс заключается в том, что при подобных различиях в перемещении плит, симметрия дна Атлантики сохраняется и, очевидно, сохранялась всегда. Куда бы и с какой скоростью не двигались плиты, центры спрединга неизменно занимают в океане медианную позицию.

Разгадку феномена симметрии следует, повидимому, искать в особой роли континентов, оказывающих влияние на движение литосферных плит. Согласно модернизированной концепции плавающих континентов, именно континенты регулируют глобальные тектонические процессы, в том числе, самостоятельные перемещения континентов. Другими словами, движутся не литосферные плиты, с «впаянными» в них континентами, а сами континенты с постоянно «примерзающей» к ним новообразованной океанической литосферой. «Примерзание» или прирастание новой литосферы происходит в дистальной зоне движущихся континентов с жёстко прикреплённой к ним океанической плитой. При таком раскладе событий линия раскола двух континентов, существовавших ранее в единой структуре типа Пангеи, всегда будет оставаться посередине как линия наименьшего сопротивления для проникновения на поверхность глубинного вещества.

Дистальную зону прирастания новой литосферы можно назвать ситуативной, поскольку для неё характерны неоднозначные процессы возникновения и трансформации новоявленной литосферы. В ходе трансформации центр спрединга может неоднократно менять свою позицию и ориентировку, пока не приобретёт устойчивое положение. Как следствие упомянутого ситуативного поведения центров спрединга по простиранию САХ образуется смещение осей спрединга с формированием осевой сегментации САХ. Рассматривая преобразования новой коры в ретроспективе можно видеть, например, как в течение последних 6 млн. лет длина трансформов меняется от 0 до 30-40 км, а ориентировка центра спрединга до 30°-40°. То есть современная

рифтовая долина САХ представляет собой в геологическом измерении «сиюминутное» структурное образование, которое сформировалось в четвертичный период и на следующем этапе приобретёт новый облик, как это случалось в прошлом.

Неизменным остаётся лишь общее генеральное направление движения плит и симметрия дна океана. Последнее обстоятельство справедливо потому, что даже в случае удаления одного континента, обрамлённого океанической литосферой, с большей скоростью, вслед за ним перемещается и центр спрединга. Другими словами, линия наименьшего сопротивления для проникновения глубинного расплава всегда будет находиться близ границы удаляющейся плиты. Тем самым, обеспечивается сохранение геометрической симметрии между плитами. Механизм перемещения центра спрединга в сторону удаляющейся с большей скоростью плиты называют иногда джампингом – перемещением «прыжками», перескоком.

Геометрическая симметрия дна океана свидетельствует о преобладании в литосфере стрессов растяжения. Она лучше всего коррелируется с «растаскиванием» литосферы плавающими континентами. Однако вопросы остаются. Они касаются, прежде всего, проблемы непрерывности медианной структуры САХ, пересекающей океан по всей его длине. При том, что различия в возрасте отдельных сегментов САХ достигают 150 млн. лет, а в смежных возрастных сегментах – десятков миллионов лет [2]. При таких различиях в возрасте сегментов, однозначная интерпретация принципа эстафеты при формировании непрерывной медианной структуры САХ пока затруднительна. Лишь в одном случае она становится более или менее определённой, когда медиана САХ унаследована от первичной «линии слабости» вдоль которой произошёл субмеридиональный раскол Пангеи, развивавшийся затем крайне неравномерно. Симметрия дна океана – проблема эмпирическая и каждое поколение исследователей решает её по-своему. Можно надеяться, что результаты современных исследований процессов в рифтовой зоне САХ продвинут наши знания и в этой области геологии и геодинамики океанического дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 19-05-00196а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. – 2000. – № 9. – С. 4-40.
2. Ильин А.В. Симметрия дна Атлантического океана – ключ к пониманию генезиса рельефа рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта / Геоморфология. – 2011 (в печати).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Ильченко В.Л.

Учреждение РАН Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

GEOMORFOLOGY AND SPATIAL VARIATIONS OF THE ROCK ELASTIC ANISOTROPY ON THE KOLA PENINSULA

Il'chenko V.L.

Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, Apatity

Анизотропией называется проявление в твёрдом теле вариаций какого-либо физического свойства в зависимости от направления. Актуальность исследований упругой анизотропии вытекает хотя бы из того факта, что при сейсморазведочном определении расстояний до отражающих поверхностей точность снижается на 5-15 % именно по той причине, что её не учли в вычислениях. Анизотропия упругих свойств горной породы, возникает, как правило, по мере становления (структурирования) этой породы и может изменяться в результате её геодинамической эволюции с накоплением или уничтожением совокупности дефектов. Дефекты в породе, это – главным образом, системы трещин, возникающих как реакция среды на напряженно-деформированное состояние. Таким образом, величина показателя анизотропии упругих свойств породы является прямым отражением напряженно-деформированное состояние в точке отбора образца, о чём свидетельствует, например, прямая зависимость между значениями анизотропии и размерами вывалов из стенок Кольской сверхглубокой скважины [1, 2] (рис. 1).

Напряженно-деформированное состояние массивов горных пород – весьма стабильная характеристика, хотя и оно испытывает постоянные медленные изменения за счёт вечных геодинамических процессов (дрейфа литосферных плит в поступательном или вращательном режиме, например). При этом есть достаточно веские основания утверждать, что геоблоки, слагающие северную окраину Кольского полуострова, в значительной

мере сохраняют своё напряженно-деформированное состояние со времени становления Балтийского щита в его нынешних границах. Об этом свидетельствуют результаты исследования пространственных вариаций упругой анизотропии пород из поверхностных обнажений Печенгского района (как из самой PR₁ печенгской структуры [3], так и из её AR обрамления [4, 5]).

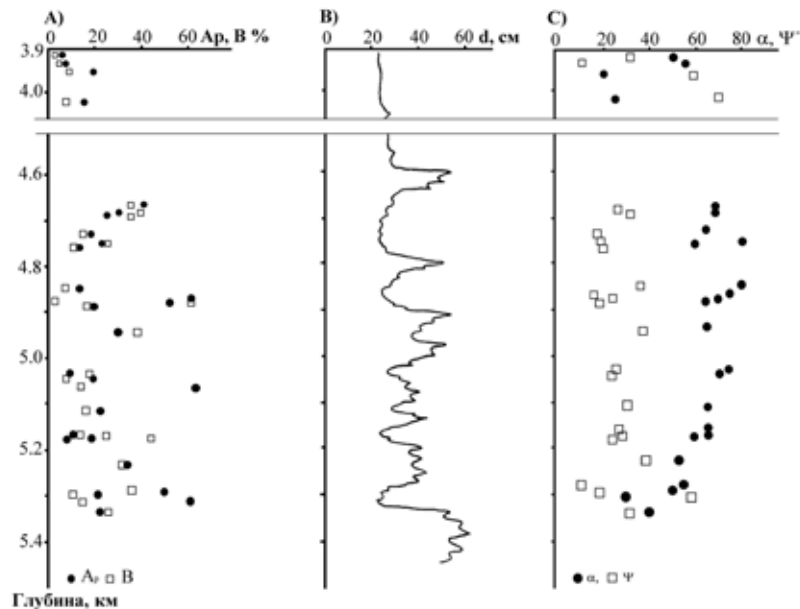


Рис. 1. Анизотропия упругих свойств керна А) (А – для продольных, В – для поперечных волн), результаты профилометрии В) (вывалы из стенок скважины) и соотношение С) между пространственной ориентировкой текстуры керна (α) и плоскости его упругой симметрии (ψ) на участке СГ-3 в зоне Лучломпольского разлома.

Основной предпосылкой для появления упругой анизотропии в массиве горных пород является, как уже было сказано выше, их напряженно-деформированное состояние. И наиболее напряженно-деформированные участки горных массивов легче всего поддаются разрушительному воздействию эрозионных процессов с возникновением положительных и отрицательных форм рельефа [3, 4] (рис. 2). При этом рельеф каждого геоблока в его тектонических границах заметно отличается от своих «соседей» по общей ориентировке и ритмичности форм и размеров линейных элементов (горные хребты, элементы гидросети). Ответ на вопрос: почему всё так происходит, по-видимому, заключается в следующем. Как известно, все твёрдые физические тела (в том числе и литосферные блоки) обладают определёнными границами. Регулярный приток энергии извне (в результате межпланетного гравитационного взаимодействия системы «Земля-Луна», например [6]) может легко превратить твёрдое тело (литосферный блок) в колебательную систему, которая, в результате отражения колебаний в границах геоблока неизбежно преобразуется в стационарную систему стоячих волн [7] с её узлами, пучностями и массой любопытных особенностей, накладываемых на «озвучиваемое» твёрдое тело. Экспериментально установлено, что нагружаемое твёрдое тело (горная порода), находящееся под воздействием стоячей волны, разрушается (расслаивается) на фрагменты, сопоставимые по размеру (толщине) с длиной «озвучивающей» волны. Разрушение (расслоение) происходит по поверхностям, образованным множествами узловых точек контролирующей разрушение стоячей волны [8]. Конфигурация волновой системы может быть сколь угодно сложной и зависит лишь от конфигурации (в его границах) тела. Например, в объекте шарообразной формы может возникнуть одна сферическая стоячая волна, в цилиндре – система из двух стоячих волн (в соответствии с его метрикой: одна – по высоте, другая – по радиусу), в прямоугольном параллелепипеде или кубе – из трёх.

Если тело, в котором действует система стоячих волн, оказывается в достаточно мощном поле напряжений, оно будет разрушено и характер разрушений будет соответствовать «схеме», заложенной геометрией волнового поля: нарушение сплошности нагружаемого тела произойдёт по зонам, проходящим через множество узловых точек стоячих волн [8]. Характер разрушений в разных частях тела будет зависеть также от распределения главных составляющих силы (квазигидростатическое, анизотропное...) и от его изначальных упругих свойств (анизотропии). Поскольку все составляющие литосферы геоблоки находятся в довольно жестком мо-
заичном контакте (с боковым подпором, который не даёт им просто развалиться на куски), то обусловленное

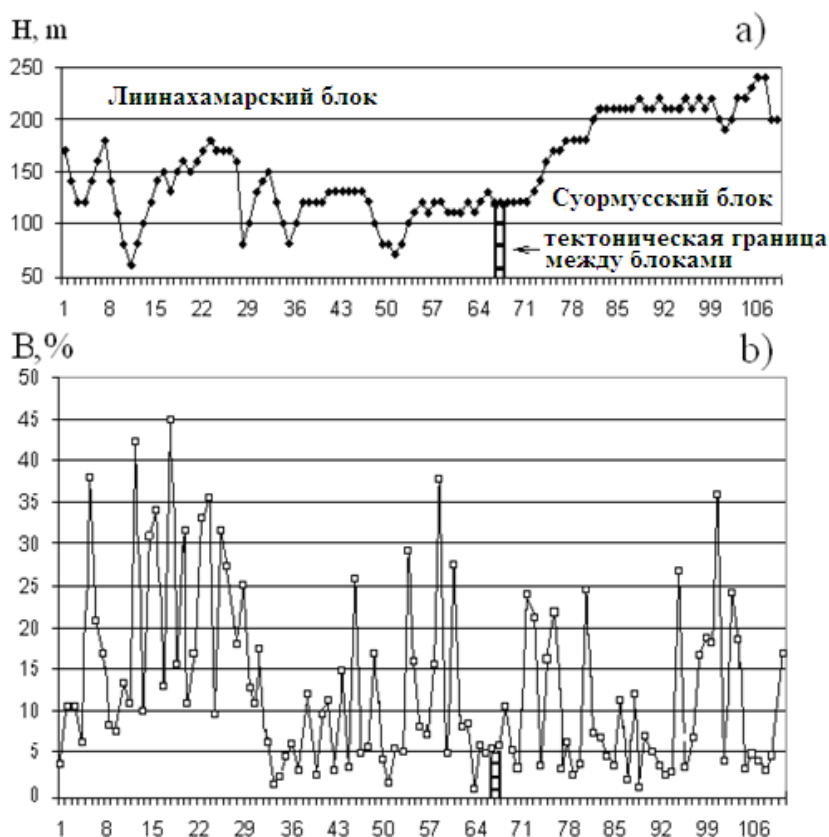


Рис. 2. Результаты исследования анизотропии упругих свойств пород с поверхности вдоль субширотно ориентированного профиля, трассирующего два весьма схожих по геологическому строению и петрографии геоблока: а) горный рельеф вдоль профиля, б) пространственные вариации упругой анизотропии V по распространению поперечных волн. По горизонтали – номера образцов. Шаг отбора образцов ~ 200 м.

геодинамическими коллизиями под волновым контролем нарушение сплошности каждого отдельно взятого геоблока выражается в унаследованной от геометрической схемы волновой зональности, подчёркнутой вариациями показателей анизотропии упругих свойств. Самым наглядным проявлением такой зональности является избирательность поверхности геоблока для процессов выветривания. В результате оказывается, что самыми изотропными (и стойкими) являются породы, слагающие вершины гор и горных цепей. В этой связи можно упомянуть Великую Китайскую Стену, которая к настоящему времени сохранилась примерно на одну треть от своей первоначальной величины, причём сохранились преимущественно те её фрагменты, которые построены на наиболее стойких (и изотропных) хребтах и вершинах. Несомненно, что в глубокой древности китайские инженеры знали толк в своём деле.

Выводы. Поверхность Балтийского щита, в особенности его северо-восточная часть (Кольский полуостров), представлена прочными магматическими и метаморфическими породами и здесь преобладают гористые ландшафты. При этом поверхность каждого отдельно взятого геоблока (как составной части целого) является геоморфологически уникальной, что подчёркивает конфигурацию волнового поля, под контролем которого геодинамически эволюционирует тот или иной геоблок. Иными словами: планета живёт и её геодинамическая эволюция продолжается. Недра Кольского полуострова (и окрестностей – шельф Баренцева моря) богаты полезными ископаемыми, Мурманская область является одним из крупнейших промышленных районов России и будет оставаться таковой ещё весьма длительное время. Эта особенность предполагает, что здесь будут проводиться различные многочисленные крупномасштабные работы, связанные как с горно-рудной и инженерно-геологической, так и с экологической тематикой. Широкомасштабное изучение пространственных вариаций анизотропии упругих свойств горных пород Мурманской области в настоящее время (и в ближайшем будущем) представляется довольно проблематичным, но идентификацию и оценку параметров волновых полей, контролирующей геодинамическую эволюцию литосферных блоков, можно проводить с достаточной степенью надёжности путём грамотного анализа геоморфологических особенностей её поверхности с желательным привлечением коротажной информации (профилеметрия), получаемой на пройденных в исследуемых блоках скважинах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-00082.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ильченко В.Л. Природа упругой анизотропии керна Кольской сверхглубокой скважины. Автореферат канд. дисс. – С.-Пб, 2000. – 16 с.
2. Кольская сверхглубокая: научные результаты и опыт исследований. – М.: Технонефтегаз, 1998. – 260 с.
3. Ильченко В.Л. О результатах изучения анизотропии упругих свойств горных пород из зоны Лучломпольского разлома (Печенгский район, Кольский п-ов) // Физика Земли. – 2009. – № 3. – С. 64-72.
4. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2010. – № 1. – С. 73-79.
5. Ильченко В.Л. Пространственные вариации анизотропии упругих свойств пород в вихревой структуре (на примере Титовского блока, Кольский полуостров). /Сборник материалов XI международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 11-13, Борок, 14 октября 2010 г. – М. – 2010. – С. 116-119.
6. Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. – М.: Едиториал УРСС, 2003. – 144 с.
7. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2>
8. Ильченко В.Л. Результаты экспериментального исследования ультразвукового воздействия на упругие свойства осадочных горных пород под нагрузками // Труды Нижегородской акустической научной сессии, ННГУ. – 2002. – С. 346-348.

ПРИРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ МАЛОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ

Казьмин С.П.

*Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск,
c_kazmin@ngs.ru*

NATURAL GEOLOGICAL EXPERIMENT OF THE SMALL GLACIAL EPOCH

Kazmin S.P.

Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk

Южная окраина Западно-Сибирской равнины, обладающая лесостепными, а отчасти и степными ландшафтами, в хозяйственном отношении наиболее освоена и обладает высокой степенью населенности. Здесь, на всей семиаридной окраине Западной Сибири сочетания гидротермического баланса и стока своеобразны. Тут есть природные образования как аридного пояса, эолового и иного субаэрального генезиса, так и холодного гидротермического пояса и стока. Бессточные междуречные пространства в пределах Обь-Иртышского, Иртыш-Ишимского и Ишим-Тобольского районов в целом представляют собой сложное сочетание возвышений, обладающих гидротермическим балансом недостаточного увлажнения и понижений избыточного увлажнения. К первым относятся эоловые гривы, бугры и плоские участки эолового покрова лёссовидных супесей и суглинков, а ко второму – западины различных размеров и генезиса, а также древние озёрные замкнутые котловины и древние долины, вторично переработанные эоловыми процессами.

Прежде всего, в пределах затронутого региона исследований следует подчеркнуть основную особенность современных ландшафтов и всей географической оболочки, это континентальный характер климата региона в целом. Следствием этого являются весьма существенные изменения погодных условий различных сезонов года. Это относится к динамике притока энергии и влажности к поверхности Земли, а также резкая изменчивость динамики притока влаги и испарения в разные сезоны.

Среди следов этих влажных и сухих периодов прошлого особенно ясно видны геологические образования позднелепестового времени. Дефляционные понижения, цокольные и аккумулятивные гряды (гривы) и бугры, а также верхний покров лёссовидных суглинков (ельцовский лёсс) образовались в период от 20 до 15 тыс. л. н. при глубокой аридизации всей Сибири. Они преобразованы в последующее время при гидротермическом балансе слабо дефицитной и слабо избыточной влаги. Многие первично дефляционные или суффозионные котловины обратились в замкнутые западины с заболоченным дном или мелководные бессточные озера многолетнего или временного сезонного характера. Наиболее крупные дефляционные понижения, такие как Убинское, Чановское, Индёрское и т.д., позже не только обратились в озёра, но и обрели полые формы конечных районов местного стока.

Многие разнообразные факты свидетельствуют о том, что гидросеть этой полосы испытывала существенные колебания влажности. Хорошо известны, например, научные труды проф. А.В. Шнитникова о колебании уровня озёр южной части Западной Сибири. Но они касаются главным образом правобережья Иртыша,

т. е. ограничены по площади наблюдений. Многолетние исследования автора в обширном регионе Западной Сибири, связанные с геологосъёмочными работами [1, 2], позволяют проследить особенности функционирования гидросети на основании литературных данных, и в первую очередь монографии [3], более полно. Обзор рационально вести с востока на запад, в сторону общего направления поверхностного стока.

Крупное оз. Убинское во второй половине XX-го века начало усыхать. Этот процесс продолжался и в последние годы. Особенности береговой линии самого озера и характер рельефа расположения подтверждают факт его длительного усыхания. Сохранились остатки древних береговых линий, свидетельствующих о значительно более высоком уровне этого озера в недалеком прошлом. Есть и другая особенность строения гидросети района оз. Убинского, свидетельствующая о том же. Здесь в северо-западной части расположены многочисленные ныне бессточные озера, которые имеют столь низкие берега, что при древнем более высоком уровне основного озера они, несомненно, отчасти входили в его общую акваторию. Западнее озера расположена неширокая долина небольшой речки Угурманки. По этой долине сбрасывался избыток вод, когда уровень оз. Убинское был значительно выше современного. Усыхание этого ранее обширного водоёма отражает не только уменьшение влагообеспеченности района самого озера, но и западной части обширного Васюганского плато, которое являлось основным регионом поступления влаги в оз. Убинское с востока.

Сокращение обводнения гидросети достаточно детально изучено на обширной территории оз. Чаны и его озёрно-речного бассейна. Многолетние исследования сотрудников Института озероведения АН СССР позволили выявить сложную историю колебаний уровня самого озера и других элементов гидросети Барабы. Термин «пульсирующее озеро Чаны» наиболее точно отражает эволюцию самого крупного в Западной Сибири водоёма [4]. В монографии авторы ограничиваются характеристикой наиболее молодого, последнего увлажнения озера Чаны и всего его обширного озёрно-речного бассейна.

Нижний возрастной предел последнего высокого уровня оз. Чаны уверенно характеризовать преждевременно. Известно только вполне определенно, что на протяжении XVIII-XIX вв. озеро имело уровень близкий к отметке 109 м, при котором этот обширный водный бассейн был сточным. Западнее Юдинского плёса избыток вод водоёма сбрасывался на запад в обширное понижение, которое теперь именуется Курумбельской степью. Оно тогда было ещё одним элементом озёрной системы Чаны и возможно само сбрасывало избыток вод в долину Иртыша. Проведённые исследования автора настоящего сообщения подтверждают реальность таких заключений.

В начале XX в. с оз. Курумбельского началось усыхание системы оз. Чаны, которое продолжается до настоящего времени. Этот процесс нанёс сильный удар, прежде всего по рыболовству. Выполнены некоторые хозяйственные мероприятия с целью уменьшить испарение с поверхности озера. Была построена земляная дамба, отчленявшая Западный Юдинский плёс от остальной акватории. Этот плёс довольно быстро высох и обратился в солончак. Нет никаких сомнений, что усыхание озёр Убинское и Чаны отражает динамику поверхностного стока Васюганского плато и всей Барабы. Оно отразило определенный климатический процесс всего юго-востока Западной Сибири.

Следы недавнего сокращения обводнённости ясно прослеживаются и севернее системы оз. Чаны в долине р. Оми, которая имеет озеровидные расширения. Теперь плоское дно таких расширений не заливаются половодьями и рассматривается как первая речная терраса. Но у внешнего края этой поверхности протягиваются полосы береговых озёрных образований, налегающих на гумусированную почву. Они представлены россыпями раковин пресноводных моллюсков (главным образом гастропод), скоплениями супесей и растительных остатков. Эти, несомненно, озёрные береговые осадки ясно свидетельствуют об озёрном режиме недавнего прошлого. Тогда поверхность ныне первой речной террасы с гидрологических позиций представляла собой пойму или даже дно мелководных проточных внутридолинных озёр. Половодья р. Оми были более высокими, т. к. климат был влажнее, чем теперь. Малая мощность наслоения озёрных береговых образований и повсеместное налегание их непосредственно на хорошо развитую гумусированную почву ясно свидетельствуют о кратковременности озёрного режима.

Различные образования недавнего увлажнения климата распространены на обширных пространствах Ишим-Иртышского и Ишим-Тобольского междуречий, известных в литературе как Ишимская степь. Эта слабонаклонная на север равнина, простирающаяся севернее Кокчетавской возвышенности, обладает своеобразным мезо- и микрорельефом. Преобладает «колодный» западинный рельеф, который длительное время формировался, в основном, как бессточный. Такая бессточность обусловлена наличием неглубоких понижений, со склонов и дна которых влага в тёплые сезоны полностью испаряется обратно в атмосферу. Некоторые древние долины, пересекающие эти обширные междуречья, в основном, образовались давно в условиях климата, значительно более влажного, чем теперь.

Многие понижения междуречных пространств в недавнее время были озёрами (слабосолёными на юге и пресными севернее). Даже название некоторых таких понижений отражает недавнее пересыхание дна таких понижений, например «озеро пахотное». Бывшее озеро усохло и превратилось на памяти местных жителей в пашню. Среди наиболее значительной древней долиной, пересекающей Ишимскую степь севернее Кокчетав-

ской возвышенности в северо-восточном (в верховьях) и восточном направлении, является Камышловский Лог. Ныне его дно представляет собой цепь внутридолинных озёр, в верховьях долины бессточных, а в низовьях связанных друг с другом слабым ручьём Камышловкой, впадающим в Иртыш севернее г. Омска. Усохшее дно речки Камышловки прослеживается в долине Камышловского Лога почти до её верховьев. В недавнее время озёра дна Камышловского Лога были временно или постоянно проточными. Сейчас они стали бессточными из-за некоторого иссушения климата.

Ясные образования некоторого недавнего увлажнения климата прослежены и южнее Камышловского Лога, в районе оз. Шаглы. Восточнее и северо-восточнее водоёма расположены многие мелкие озёра, которые в недавнее время были связаны друг с другом слабо врезанной долиной ручья Чаглинки, ныне полностью пересохшей. Сходные черты рельефа и гидросети прослежены и далеко на севере, близ северных границ Ишимской степи, в районе группы крупных озёр – Ик, Салтаим и Тенис, к северо-западу от г. Тюкалинска. Они занимают дно единой древней впадины. В северной части этой низины находятся мелкие ныне бессточные озёра. Недавно они были сезонно или постоянно проточными и являлись верховьями слабо врезанной долины р. Оши. В настоящее время долина сухая, лишь местами заболоченная. Отчасти пересохла и её средняя часть. Теперь постоянное течение Оша имеет только в нижней части своей долины. Она проходит здесь уже в пределах левого пологого склона долины Иртыша и имеет значительный приток грунтовых вод.

Признаки недавнего увлажнения климата отражены и на обширных пространствах Ишим-Тобольского междуречья там, где ныне проходит дорога из Кургана к Петропавловску. На старых топокартах, изданных в первой половине XX в., центральная часть междуречья к югу от истоков р. Вагай и его правого притока Емец указано единое оз. Чёрное, имевшее в поперечнике многие десятки километров. Это озеро было сточным. Избыток его вод стекал на север в долины указанных рек в Иртыш, а также на запад по долине р. Емуртла в Тобол. Ныне от него осталось небольшое бессточное озеро, сохранившее, однако, первоначальное наименование Чёрное.

Приведенный выше обзор признаков и образований недавнего увлажнения климата южной окраины Западной Сибири в целом свидетельствует о том, что оно было кратковременным. Ныне семиаридная полоса была самой южной частью зоны избыточного увлажнения Западной Сибири. Это смещение южной границы избыточного увлажнения было единым и охватывало небольшой промежуток времени. В целом увлажнение, повышение уровней озёр и обильности речного стока не сопровождалось сколько-нибудь значительным изменением рельефа и геологического строения. Сформировались эфемерные береговые озёрные валы, переместились вверх по долинам истоки долин, наметились образования последовавшего за увлажнением усыхания.

К сожалению образования обрисованного увлажнения климата пока не привлекли внимания большого числа исследователей. Однако важнейшее значение этого природного феномена, несомненно. Фактические данные ясно свидетельствуют, что увеличение влажности климата имело характер кратковременного эпизода. Во многих местах водные образования подстилаются гумусированной почвой и иными образованиями климата, близкого к современному. Окончание относительно влажного периода также произошло одновременно. Оно охватывало в Западной Сибири, в основном, вторую половину XX в.

Исторические данные по Европейской части нашей страны и, в особенности по Западной Европе, дают полную возможность уверенно оценить время увлажнения климата в Западной Сибири. Оно являлось частью того похолодания, которое имело место в Европе и охватывало время от 1450 до 1850 гг., т. е. около 400 лет. Ему предшествовал длительный период относительно сухого и теплого климата. Максимум этого похолодания проявлялся в Европе в конце XVI и начале XVII вв. Так, например, в Европейской части России в 1600 г. лето было настолько холодным, что вымерзли все сельскохозяйственные культуры. Это вызвало последующую голодную зиму. Видимо, в это же время проявился и максимум увлажнения климата в Западной Сибири.

Есть все основания временное увлажнение климата Западной Сибири рассматривать как одновременный процесс его похолодания. Непосредственной причиной некоторого относительного увлажнения ландшафтов юга Западной Сибири явилось изменение гидротермического баланса земной поверхности, т. е. соотношения между тепло- и влагообеспеченностью. Приток влаги к поверхности Земли возрос, а испаряемость уменьшилась. Недостаточное увлажнение земной поверхности сменилось избыточным. Семиаридная полоса Западной Сибири, в связи с похолоданием, обратилась в южную часть пояса избыточного увлажнения. Согласно *Периодическому закону географической зональности* [5], семиаридная зона Западной Сибири временно вошла в полосу тайги, никакой тундростепи не существовало.

Позже похолодания, гидротермический баланс земной поверхности вновь изменился. Произошло некоторое потепление климата, вызвавшее сокращение влагообеспеченности, а также уменьшение и в значительной мере прекращение речного стока. Вновь установились те же аридные природные условия, которые были до похолодания. И во время увлажнения климата, и в последующее время его относительного иссушения ведущим фактором являлось теплообеспеченность, а влага была следствием динамики тепла.

Местные особенности гидротермического баланса земной поверхности не являлись, однако, единственной причиной изменения климата. На этот процесс оказывал влияние и круговорот воды в природе. Оценить взаимную роль местных и глобальных (межрегиональных) причин значительно сложнее, чем оценить местные

особенности гидротермического баланса земной поверхности. Необходимо обратиться к анализу круговорота влаги и энергии над земной поверхностью, в атмосфере. Основой этого процесса являлись атмосферные явления взаимоотношений Мирового океана и континента Евразия. Передвижение воздушных масс сопровождалось сложными энергетическими процессами, оказывающими существенное влияние на местный (региональный) гидротермический баланс земной поверхности.

Самым сложным вопросом является общая причина выявленного похолодания климата Западной Сибири и всей Евразии. В формировании гидротермического баланса земной поверхности, несомненно, ведущим является энергетический фактор. Нет оснований полагать, что этот приток тепла к поверхности Земли во всей Евразии на время около 400 лет уменьшился только в результате одних земных природных процессов. Такое сокращение притока тепла, несомненно, носило глобальный характер. Оно отражало некоторое кратковременное уменьшение притока тепла к Земле из космоса. Ясно, что ограниченные объемы наблюдений автора не могут дать уверенного ответа на высказанное предположение, но рассматривать полученные данные лишь как доказательства проявления одних внутренних процессов географической оболочки представляется весьма маловероятным. Для экологической проблемы изложенные данные крайне важны. Необходимо продолжить эти исследования на более высоком уровне и обильном материале.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 46 с.
2. Казьмин С.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Изд. 2-е. Серия Западно-Сибирская. Омско-Кулундинская подсерия. Листы N-44-VII (Здвинск), N-44-XIII (Верх-Урюм), N-44-XIV (Довольное). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 119 с. и 6 графических приложений.
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. Пульсирующее озеро Чаны // Отв. ред.: Н.П. Смирнова, А.В. Шнитников. – Л.: Наука, 1982. – 304 с.
5. Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. – 1956. – Т. 110. – № 1. – С. 129-132.

РЕЛЬЕФ КОРЕННОГО ЛОЖА, ДИНАМИКА ПОЗДНЕ-ВАЛДАЙСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ И МОЩНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНЕЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Калм В., Горлач А.В.

Тартуский университет, Тарту, Эстония, volli.kalm@ut.ee

BEDROCK TOPOGRAPHY, LATE WEICHSELIAN ICE-FLOW PATTERN AND THICKNESS OF QUATERNARY DEPOSITS SOUTHEAST OF THE BALTIC SEA

Kalm V., Gorlach A.V.

University of Tartu, Institute of Ecology and Earth Sciences, Tartu, Estonia

In this study we correlate ice-flow pattern at the last glacial maximum (LGM) and subsequent ice marginal positions with the bedrock surface topography and thickness of the Quaternary sediments. 3D model of the bedrock surface topography was constructed from the data available in printed or digital format. 20 maps and sketches were draped over the map of the region and the information on the bedrock surface elevation was entered into a GIS (MapInfo 10.0™) in point values, which allows building a raster image of the bedrock surface. The 3D image of the bedrock surface clearly exhibits regions with detailed available data (Baltic States, particularly Lithuania) and the regions where the information about the bedrock surface is scarce. We aim to update the 3D model of the bedrock surface topography at any time if new information becomes available.

Comparison of the bedrock surface topography with the late Late-Weichselian ice-flow pattern and the ice-marginal positions (fig. 1), subsequent to the LGM [1], show that the ice-flow pattern was strongly influenced by the major topographic features of the bedrock surface, which are well reflected in the current relief. Valdai, Tihvin and Vepsa Heights with their bedrock cores probably presented a considerable eastern obstacle for the Late-Weichselian glaciers, as the LGM extent covered just the highest elevations and the glacier was able to surpass the heights only in exceptional cases (e.g. Msta Valley). Mentioned Valdai, Tihvin and Vepsa Heights bordered the Ladoga-Ilmen'-Lovat' (LIL) ice-stream from the east almost throughout the Weichselian glaciation. Thus the bedrock elevations caused a

change in the direction of ice movement which shifted from southeast (prior to LGM) to southwest (at the time of Krestets and North Lithuanian phases). Smaller ice-streams, like Peipsi-Pskov, Riga, and Neman, followed bedrock depressions as well (fig. 1).

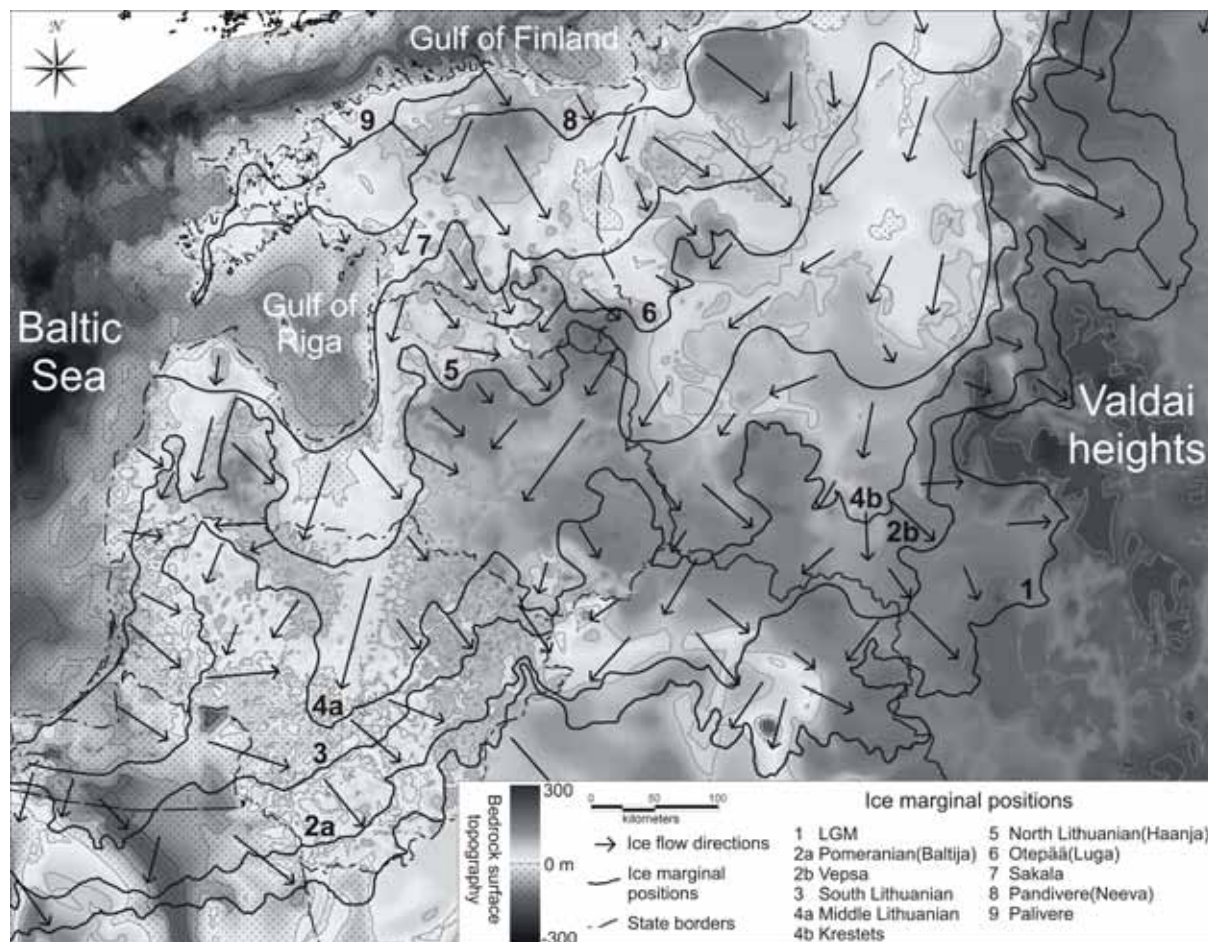


Fig. 1. Bedrock surface topography in the background of ice marginal positions and ice flow directions.

Bedrock uplands located between the Baltic Sea and the LGM zone played a local role in directing the ice flow and distribution of sediments. The impact of the bedrock topography on ice movement is particularly well expressed by the location of ice-marginal formations of Krestets, North-Lithuanian (Haanja) and Pandivere (Neva) phases, that semicircularly enclose the bedrock elevations, indicating that the ice slid by the elevations.

Thickness of the Quaternary deposits was deduced as the result of subtraction of the bedrock surface elevations from the SRTM digital elevations of current topography (fig. 2). Obviously the result includes errors of both relief models but nevertheless the obtained 3D thickness model of the Quaternary deposits highlights the location of earlier mapped ice marginal positions [1] in many regions of the study area. Normally thickness of the Quaternary deposits is highest in the zones where the ice marginal positions bordered highlands, or in the bedrock depressions. In the latter (e.g. Kaliningrad District of Russia, Mazurian Lakeland and Suwalki Heights in Poland) the thickness of the Quaternary deposits depends upon the relative depth of the depressions. On the highlands the thickness of the Quaternary strata is the greatest at the LGM zone and tends to decrease towards the centre of the glaciation in Scandinavia. On the highlands in the zone between the LGM and Krestets ice margins an average thickness of the Quaternary deposits is ca 100-125 m (Valdai and Bežanitsy Heights). On the highlands bordered with the Otepää ice margin (Otepää and Luga) an average thickness of the Quaternary is between 50-75 m, and at the Pandivere-Neva marginal zone on Pandivere and Izhora elevations it is normally less than 25 m.

However, not always the greatest thicknesses of the Quaternary are on the bedrock elevations close to the LGM. Žemaitia (W-Lithuania) and Sudoma (Russia) Heights are the two exceptions where thick (150 m) Quaternary cover has not formed on the area of bedrock elevation. This may be explained by different aspects of ice flow dynamics (topographic steps, convergent ice flow, frozen bed conditions, etc.). O.M. Tatarnikov [2] considered that the main factor that led to the formation of Sudoma Heights was a “glacial shadow” (=topographic step) formed by the northward located Luga elevation.

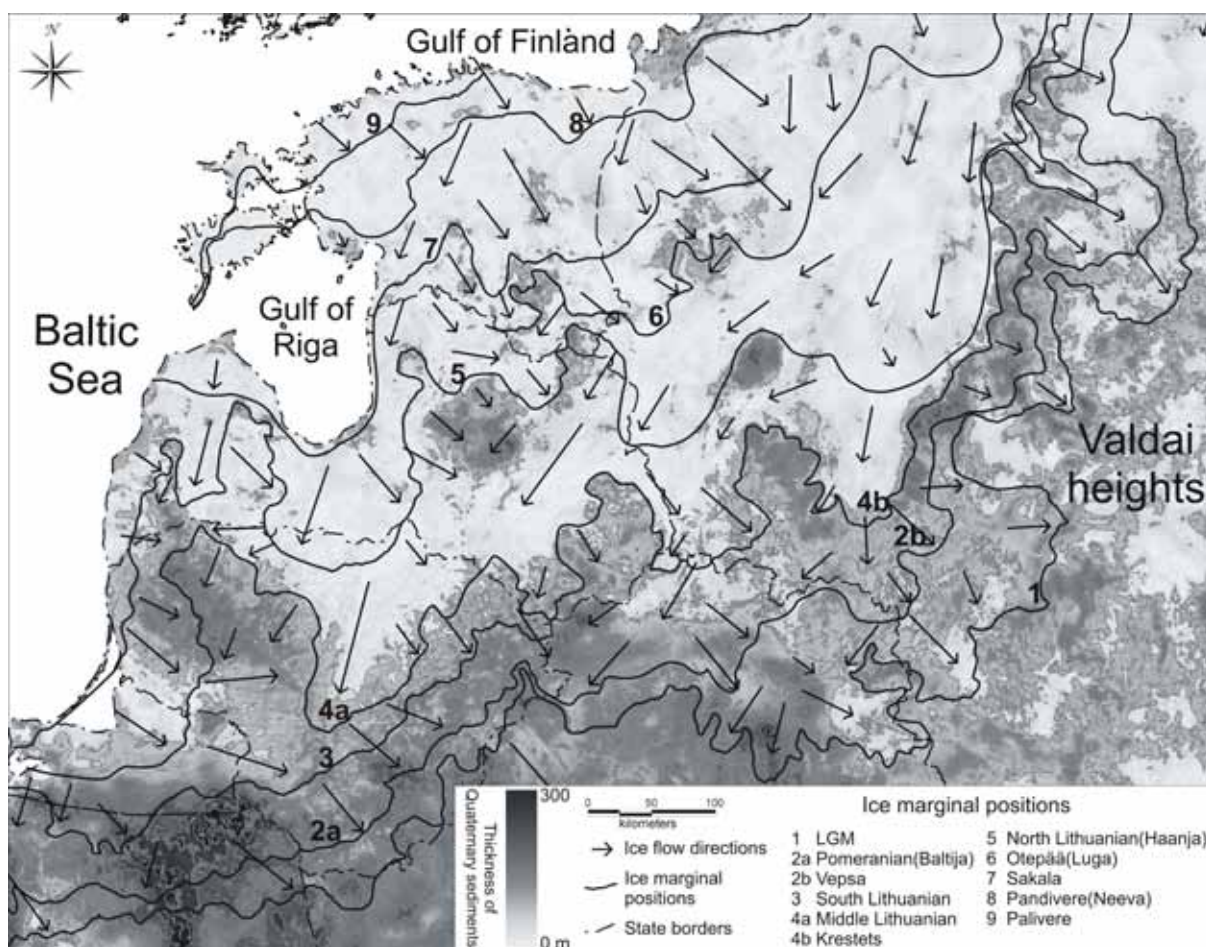


Fig. 2. Thickness of Quaternary sediments in the background of ice marginal positions and ice flow directions.

At the LGM margin, in the ice flow channels that surpassed the Valdai and Tihvin Heights (Msta ice-stream and the eastern branch of the Kunja ice-stream), thickness of the Quaternary cover is rather small if compared to that at the proximal zone of the same heights.

REFERENCES

1. Kalm, V., Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. – 2010, doi:10.1016/j.quascirev. 2010.01.019.
2. Tatarnikov, O.M. Relyef i Paleogeografia Pskovskoy Oblasti. (Relief and Paleogeography of Pskov Region). – Pskov: Pskov Pedagog. Univ., 2007. – 127 p. (in Russian).

ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: ФАУНА И СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Калмыков Н.П.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, kalm@ssc-ras.ru

THE TAMAN PENINSULA: THE FAUNA AND STRATIGRAPHY OF THE PLEISTOCENE

Kalmykov N.P.

Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don

Большинство естествоиспытателей (геологов, палеонтологов, стратиграфов, палеогеографов) обладает талантом, они подвергают всё сомнению, выдвигают смелые гипотезы, не вытекающие непосредственно из эмпирических данных, делают из них все возможные логические выводы, выходят за рамки здравого смысла, не опасаясь отклониться от того, что считается в этом мире обычным и возможным. Таким образом открывались новые истины и новые связи между ними – истины, которые в науках о Земле не зависят от того, соответ-

ствуют ли они обыденному человеческому опыту или нет. Биостратиграфия, стремящаяся повысить дробность стратиграфических схем [1], постоянно наталкивается на ограничения, обусловленные недостатками разрезов, неполнотой палеонтологической летописи, изменчивостью геологических тел и другими факторами. Объективные трудности биостратиграфических и фаунистических исследований сопровождаются субъективностью мнений, ошибками в интерпретации материала и т.д.

Процедура создания биостратиграфической схемы в первую очередь нацелена на то, чтобы создать сравнительно идеальную модель, с помощью которой можно проанализировать определенную часть действительности в геологическом прошлом и привести ее в соответствие с этой моделью так, чтобы эту действительность можно было бы описать и проверить в терминах ее отклонения от модели. Однако создать работающую схему можно создать только в том случае, если будут найдены возможности выделить достаточное число достаточно устойчивых особенностей или свойств событий (объектов, процессов, таксонов, видов и т.д.), из которых состоял реальный мир давно минувших эпох. Если подобные повторения в геологическом прошлом имели место и были сами достаточно похожи друг на друга, чтобы их можно было классифицировать как совокупность отклонений от одной и той же модели, то стратиграфическая схема, созданная на их основе, была бы достаточно эффективной, позволявшая переходить от известного к неизвестному и наоборот. Следовательно, с одной стороны, чем большее число признаков сходства можно обнаружить (и чем большим числом знаков несходства можем пренебречь), тем более простой будет создаваемая схема, тем уже диапазон признаков, к которым ее можно применять, тем точнее будет она их описывать. С другой стороны, чем меньше разнообразие событий, к которым можно применить схему, тем меньше исключений, тем сложнее будет модель, тем менее точно будет она описывать богатое разнообразие объектов, предназначенная их охватить, тем меньше у нее права называться схемой и возможности служить «отмычкой» к пониманию событий, происходивших в пространственно-времени конуса прошлого. Известно, что полезность любой теории или схемы, как правило, прямо пропорционально числу случаев и обратно пропорционально числу характеристик, которые она правильно описывает.

Что же происходило на Таманском полуострове в плейстоцене (эоплейстоцене)? В фауне этого времени (Синяя Балка, Сенная, Капустина Балка, Кучугуры, Фонталовская, Пекло, мыс Зелинского, мыс Литвинова и др.) пока установлены следующие таксоны: *Castor tamanensis*, *Trogontherium cuvieri*, *Canis tamanensis*, *Panthera* sp., *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Equus* af. *süssenbornensis*, *Equus* (*Asinus*) sp., *Elasmotherium caucasicum*, *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Sus tamanensis*, *Paracamelus kujalensis*, *Eucladoceros* sp., *Megaloceros* (s. l.) sp., *Tamanalces caucasicum*, *Gazella* sp., *Tragelaphus* sp., *Bison* cf. *schoetensacki*, *B. tamanensis*, *Pontoceros ambicus* [2-4], по другим спискам их больше. Тысячи особей... тысячи нитей, сплетенных в единую сложную «паутину» геосистемы. Эту «паутину» с бесчисленными узлами не может охватить полностью ничье воображение, действительно, все что имеем, — это всего лишь фрагменты скелетов больших и малых зверей; их восстановление в единое целое является порою основной и единственной задачей палеонтологов. В зависимости от уровня знаний, профессионализма, мотивации их поступков, целесообразности их действия в данный момент, принадлежности к той или иной научной школе и т.д. они пытаются связывать оставшиеся нити с мириадами нитей, не оставивших следов, чтобы выстроить правдоподобную картину того, что происходило на полуострове в это время. В прошлом вымершие виды (южные слоны, эласмотерии, бизоны), как и современные виды, состояли из популяций. Их плотность определялась числом особей, родившихся на Таманском полуострове или сопредельной территории, похожих друг на друга, обладавших в целом одним и тем же типом поведения, подвижными одними и теми же инстинктами, принадлежавших к одной и той же группе. Глядя на каждую из них, видим всех, популяцию, вид, который можно изучать только по найденным образцам (зубам, костям конечностей и т.д.). Несомненно, справедливо и то, что единственной «отмычкой» к пониманию геосистем геологического прошлого может быть не только детальное изучение ископаемых образцов (зубов, астрагалов) индивидов (слонов, лошадей), но и всех природных процессов, на основе которых можно делать обобщения. Результаты этих обобщений с успехом или без него можно интегрировать в «паутину», используя для «восстановления» ее «исчезнувших нитей» любой научный метод, имеющий место в естествознании. Цель всего этого — это понять отношение частей к целому, а не наоборот. Как известно, в науках о Земле одной из целей является создание унифицированной стратиграфической схемы — модели, которую можно было бы использовать для познания далекого прошлого со значительной степенью точности, ибо главным критерием любой научной концепции — способность выводить, как уже упоминалось, неизвестное из известного. Одна из главных задач биостратиграфов состоит в том, чтобы воссоздать приближенную к истине картину событий или эволюции, на которой были бы зафиксированы уникальные черты и особые свойства каждого объекта, участвующего в событии или являющегося сам событием, а не делать рентгеновский снимок, на котором будет устранено все кроме того общего, чем обладают многие объекты.

Переноса себя мысленно в геологическое прошлое, пытаюсь познать «понятия» и «категории», отличающиеся от современных, посредством которых хотел бы постичь незнакомые ему категории, естествоиспытатель никогда не уверен, что находится в преддверии успеха, и все же не отказывается от этой задачи. Если он пытается применить научные методы, то это не дает ему почти ничего, так как в наше время границы между

фактом и его интерпретацией размыты и подвижны, то, что, с одной стороны, является фактом, с другой – интерпретацией. Несмотря на то, что геологические, палеонтологические, палеогеографические исследования, безусловно, приносят достоверные факты, уклониться от их интерпретации все же не можем. Je ne propose rien, je ne suppose rien, je n'impose rien, j'expose (пер. с фр.: я ничего не измышляю, ничего не предполагаю, ничего не навязываю, я показываю) в целом ситуацию, которая сложилась вокруг стратотипа отложений, включающих остатки млекопитающих так называемого «таманского комплекса».

В Приазовье, на северном берегу Таманского полуострова, где ненарушенные отложения наблюдаются лишь в отдельных обнажениях и сильно развиты оползни, между поселками Пересыпь и Кучугуры в урочище Синяя Балка расположен стратотип отложений с фауной млекопитающих таманского комплекса [4]. Почти после ста лет изучения этого местонахождения, открытого в 1912 г. И.М. Губкиным [5], фауна из стратотипического местонахождения в настоящее время представлена *Castor tamanensis*, *Canis tamanensis*, *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Equus* af. *süssenbornensis*, *Elasmotherium caucasicum*, *Bison* sp. [4]. Их остатки приурочены к брекчиевидным нарушенным отложениям древнего оползня или селя, вложенного на высоте 40-60 м в толщу песчано-глинистых пород доантропогенного возраста [6]. Костеносные отложения представляют собой единичный выход брекчиевидной толщи, состоящей из песков серых и голубовато-серых, плохо сортированных, грубозернистых, местами глинистых, уплотненных, насыщенных неокатанными обломками и глыбами пород подстилающих отложений [6]. Ее осадки заполняют узкую древнюю ложбину, а слои «перемяты и поставлены на голову».

Геологический возраст териофауны из Синей Балки и её положение в стратиграфической шкале антропогена с момента начала палеонтологического изучения Таманского п-ова вызывают не затухающие дискуссии. И.М. Губкин [5] считал его бакинским, В.И. Громов [7] – апшеронским, Н.К. Верещагин [2] – рубежом апшерона и баку, И.А. Дуброво [8] – бакинским, П.В. Федоров [9] – бакинским или между апшероном и баку, Н.А. Лебедева [6] – средним апшероном, Л.И. Алексеева [3] – поздним апшероном, Э.А. Вангенгейм и др. [4] – апшероном. Необходимо согласиться с последними авторами, что «разногласия в определении времени формирования костеносного горизонта объясняется отсутствием надежных данных о возрасте подстилающих отложений, а также о взаимоотношениях его с перекрывающими образованиями» (4, с. 42).

С одной стороны, ещё Вера Громова [10, с. 19] подчеркивала, что нужно «с осторожностью относиться к отождествлению возраста Синей Балки с другими местонахождениями Таманского п-ова – Цимбал, Капустина балка и другие, как иногда делается... Классический «таманский комплекс» В.И. Громова пока нужно принимать только для Синей Балки... Точно определить возраст таманской фауны в настоящее время не представляется возможным, так как оттуда известно слишком малое число форм»: прогрессивная форма южного слона (*A. m. tamanensis*), мелкий зубр, лошадь (*Allohippus* cf. *süssenbornensis*). С другой стороны, изолированность «выхода костеносных отложений Синей Балки, трудности определения их геологического положения в разрезе антропогена заставляют признать этот разрез крайне неудачным в качестве стратотипа и вызывают необходимость подыскания парастратотипа для отложений с таманской фауной» [6, с. 90].

Последующие исследования этого местонахождения позволили В.С. Байгушевой с соавторами [11, с. 11-13] высказать следующее: «Однако до сих пор нет полной ясности относительно геологического возраста и стратиграфии этого местонахождения... Анализ состава и сохранности захоронения не позволяет разделять его на разновозрастные фазы... Учитывая видовой состав и особенности тафономии фауны Синей Балки, мы предполагаем, что **формирование этого захоронения произошло не одновременно в результате катастрофического события**» (выделено автором). Если нет полной ясности относительно возраста, то, видимо, и не стоило бы однозначно останавливаться на одной из точек зрения, согласно которой «возрастной диапазон таманского фаунистического комплекса оценивается как 1,1-1,8 млн. лет...» (с. 11) ввиду того, что противоречия в определении возраста связаны с отсутствием данных о возрасте подстилающих и перекрывающих отложений [4]. Они также пришли к претендующим на открытие банальным выводам [11], что «костеносные отложения залегают в глинистых отложениях, выполняющих балку, врезанную в куяльницкую толщу», что нарушено «положение костеносной толщи относительно подстилающих горизонтов», что «в данном месте отсутствует покров более молодых отложений, что затрудняет решение вопроса о возрасте фауны Синей Балки». По их мнению, «данных о составе фауны таманского комплекса немного», «фауна, собранная в типичном местонахождении в Синей Балке, очень однообразна» и «основная масса остатков принадлежит поздней форме южного слона *Archidiskodon meridionalis tamanensis* и эламотерия *Elasmotherium caucasicum*». Все эти особенности уже давно были отмечены в многочисленных работах [2-8, 10]. Ими также обнаружены в отложениях стратотипа «крупная лошадь *Equus süssenbornensis*, зубры *Bison schoetensacki* и *B. tamanensis*, крупный бобр *Trogotherium cuvieri*» и «переотложенные позвонки мелких рыб, бедренная кость тюленя и позвонки плиоценовых китообразных», что также давно известно. О переотложении фоссилий свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры из раскопа Богатыри (Синяя Балка), «особенностью которых является наличие переотложенной пыльцы плиоценового возраста» [12, с. 56]. Приведение в качестве доказательства возраста переотложенной фауны то, что отложения, подстилающие костеносную толщу, содержат остатки мелких млекопитающих псекупского фаунистическо-

го комплекса (*Lagurodon arankaе*, *Allophajomys* ex gr. *deucalion*) безосновательно. Стратотип этого комплекса утерян, отдельные находки остатков млекопитающих на левобережье р. Псекупск вряд ли можно выделять в псекупский комплекс, потому что нет самого комплекса [13]. По всей видимости, авторы [11, 14] «запамятавали» известные стратиграфические аксиомы. Первая из них гласит, что возраст отложений с «переотложенной» органикой всегда меньше возраста этой органики и никогда не известно насколько меньше; вторая – любой возраст «подстратотипических» (куальнических) отложений не доказывают апшеронский возраст костеносных отложений и не свидетельствуют об их бакинском возрасте; третья – понижение возраста костеносных отложений до бакинского возможно, если будут обнаружены залегающие на них отложения с автохтонной органикой, получившей сингильские датировки.

По этой причине попытка «узаконить» Синюю Балку в качестве стратотипа, костеносные слои которой «перемяты и поставлены на голову» и латерально изолированы от «разрезов антропогена смежных участков берега», независимо от того, как его признаки соотносятся с рекомендациями Стратиграфического кодекса для выделения стратотипа, на наш взгляд, представляется попыткой осуществить *квадратуру круга*. Это не тщетная надежда достигнуть мифической цели, превышающая силы палеонтологов, археологов и стратиграфов, это – химера, порожденная непониманием природы геологических процессов, происходивших на Таманском п-ове в плейстоцене, природы фауны, природы таксонов и т.д., или природы их всех. Для того, чтобы выйти из «замкнутого» круга, нужно согласиться с тем, что разрез Синей Балки крайне неудачен в качестве стратотипа и что необходимо подыскать парастратотип для отложений с таманской фауной [6], иначе и через столетие всё также не будет «ясности относительно геологического возраста и стратиграфии этого местонахождения».

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Э.А., Трофимов Б.А., Шер А.В. Состояние и перспективы изучения континентальных биоценозов позднего кайнозоя // Основные проблемы палеонтологических исследований в СССР. – М.: Наука, 1983. – С. 97-111.
2. Верещагин Н.К. Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова // Тр. ЗИН АН СССР. – 1957. – Вып. 22. – С. 9-74.
3. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. – М.: Наука, 1977. – 214 с.
4. Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. – 1991. – № 60. – С. 41-52.
5. Губкин И.М. Заметка о возрасте слоев с *Elasmotherium* и *Elephas* на Таманском полуострове // Изв. Имп. АН. IV сер. – 1914. – Т. VIII. – Полутом 1. – № 9. – С. 587-590.
6. Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 136 с.
7. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Тр. ИГН АН СССР. – 1948. – Вып. 64. – 521 с.
8. Дуброво И.А. Новые данные о таманском фаунистическом комплексе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1963. – № 6. – С. 94-96.
9. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 166 с.
10. Громова Вера. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы (опыт сопоставления). – М.: Наука, 1965. – 144 с.
11. Байгушева В.С., Титов В.В., Тесаков А.С. Новые данные о тафономии и палеонтологии стратотипического местонахождения млекопитающих эоплейстоцена (Синяя Балка, Таманский п-ов) // Геобиосферные события и история органического мира: Мат. LIV сессии Палеонтологического общества при РАН (7-11 апреля 2008 г., Санкт-Петербург). – Санкт-Петербург, 2008. – С. 11-13.
12. 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: Мат. междунаро. конф. (Краснодар-Темрюк, 1-6 сентября 2008). – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – С. 53-57.
13. Никифорова К.В. Что такое псекупский фаунистический комплекс // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. – 1991. – № 61. – С. 59-60.
14. Щелинский В.Е., Додонов А.Е., Байгушева В.С. и др. Раннепалеолитические местонахождения на Таманском полуострове (Южное Приазовье) // Ранний палеолит Евразии: новые открытия: Мат. междунаро. конф. (Краснодар-Темрюк, 1-6 сентября 2008 г.). – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – С. 21-28.

ВОССОЗДАНИЕ ПОГОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ РЯДОВ ПО ГЕОХИМИИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ (НА МАТЕРИАЛАХ СИБИРИ И КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА)

Калугин И.А.¹, Дарьин А.В.¹, Субетто Д.А.²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, ikalugin@igm.nsc.ru

² Российский государственный педагогический университет, Санкт-Петербург

RECONSTRUCTION OF CLIMATIC-WEATHER TIME SERIES BY LAKE SEDIMENT GEOCHEMISTRY FOR THE LAST MILLENNIA (ON BASIS OF SOURCE MATERIAL FROM SIBERIA AND KARELIAN ISTMUS)

Kalugin I.¹, Darin A.¹, Subetto D.²

¹ Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk

² Russian State Educational University, St-Petersburg

Предложен новый подход к созданию палеоклиматических реконструкций высокого разрешения основанных на литолого-геохимическом исследовании озерных осадков. Для получения временных рядов данных используется сканирующий рентгенофлуоресцентный анализ на пучках синхротронного излучения с микронным пространственным разрешением. Трансферные функции, связывающие вариации геохимического состава осадков с погодно-климатическими параметрами, калибруются по данным инструментальных метеонаблюдений на участке керна, соответствующем времени этих наблюдений (последние 100-150 лет), и аппроксимируются на всю глубину опробования. Количественные палеорекострукции на временной шкале с годовым шагом используются для поиска природных климатических циклов различных периодов от 3-5 до нескольких тысяч лет. Найденные климатические циклы используются для создания прогнозной функции, позволяющей проводить экстраполяцию в будущее. Предлагаемые методики, которые могут быть объединены общим названием «аналитическая микростратиграфия озерных осадков», позволяют получать палеоклиматическую информацию принципиально нового качества.

Данный подход реализован на примере озера Телецкое (Горный Алтай) [1] и находит применение для многих объектов, где скорость осадконакопления находится в пределах 0,2-2 мм в год. Существенным отличием количественных реконструкций, получаемых по нескольким климатическим индикаторам одновременно (многоэлементный состав, плотность, биомаркеры и т.д.), является хорошая корреляция реконструированных временных рядов с инструментальными и малая ошибка на интервале калибровки – обучения.

Геохимические индикаторы климата. Вариации региональных погодно-климатических условий определяют интенсивность поступления как терригенного, так и органического материала, что фиксируются в составе и свойствах озерных донных отложений. Содержание Вг в осадках отражает биопродуктивность на водосборе и прямо связано с температурой. Рентгеновская плотность осадков и содержание терригенных элементов (Ti, Zr, Nb) хорошо коррелируют с количеством атмосферных выпадений. Sr/Rb отношение характеризует количество алевритовой фракции в осадке и связано с весенне-летней температурой, определяющей динамику таяния снега в прибрежной высокогорной зоне. Значимая корреляция состава и свойств озерных отложений с данными инструментальных метеонаблюдений дают основу для построения количественных палеорекоonstrukций [2].

Построение временных рядов. Скорость современного осадкообразования оценивалась по данным изотопных исследований распределения активности ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb в верхних слоях кернов. Искусственный изотоп ¹³⁷Cs маркирует в донных осадках начало атомных испытаний в атмосфере – конец сороковых годов прошлого века, а максимум активности приходится на период 1961-63 гг. (т. н. глобальные выпадения, связанные с проводимыми в это время испытаниями ядерного оружия). Изотоп ²¹⁰Pb является продуктом распада радиоактивного газа радон и в донные отложения попадает из воздуха с примерно постоянной скоростью. Измерение активности этого изотопа по глубине керна позволяет оценить скорость осадконакопления на интервале от современности до ~ 150 лет назад. Измерение содержаний указанных изотопов в образцах осадков осуществлялось в ИГМ СО РАН методом низкофоновой полупроводниковой гамма-спектрометрии [3]. Скорость осадконакопления для интервала последних 150 лет составляла величину ~ 1,3 мм/год. Аналогичная оценка (с учетом влажности керна) получена сравнением величины прироста керна 2010 г. относительно 2002 г., совмещенных по визуально выделяемым слоям и геохимическим данным (Sr/Rb отношение). Для построения временных рядов на всю глубину керна использованы радиоуглеродные датировки в середине и в низу керна, выполненные в Германии.

В расчетах трансферной функции кроме Вг и XRD были использованы данные по содержанию Ca, Ti, Fe, Rb, Sr, Y. По уравнению множественной регрессии была рассчитана реконструкция годовых температур региона Алтая на всю глубину опробования керна (за последние 1540 лет). Сравнение полученной реконструкции и интервала обучения 1881 – 2009 гг. показало высокую корреляцию (+0,86), что служит подтверждением точности подобранного уравнения регрессии.

Для оценки правильности полученной реконструкции было сделано сравнение хода температурной кривой на интервале 700-2000 гг. (интервал 1300 лет) с температурными реконструкциями для Северного полушария, представленными в докладе IPCC-2007 [4] (рис. 1).

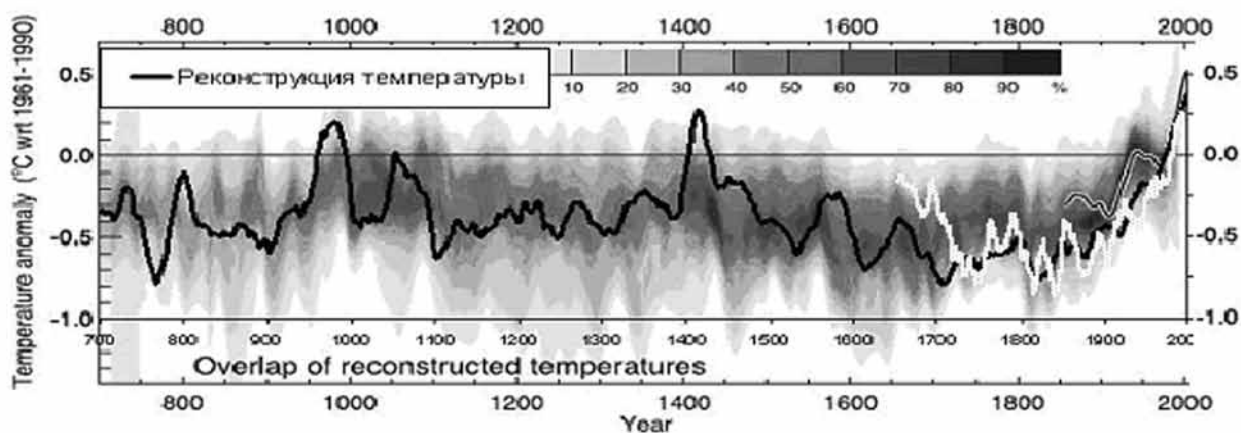


Рис. 1. График реконструированной температуры по осадкам Телецкого озера (годовые значения сглажены окном 25, черная линия) как отклонение от среднего за 1961-90 гг. в градусах Цельсия, наложенный на температурные реконструкции для Северного полушария за период 1300 лет [4]. Светлая линия – реконструкция температуры по озеру Узорному за 1650 – 1995 гг. (сглаживание окном 10, см ниже).

Полученная реконструкция соответствует мировым трендам и глобальным событиям последнего тысячелетия, хотя имеет свои региональные особенности.

Озеро Узорное на Карельском перешейке (60°35'N, 29°58'E) изучено для сравнения климатических вариаций восточноевропейской и азиатской территорий России. Отбор проб донных осадков проведен с глубины 15 м. Для отбора керна с ненарушенной структурой использовался ящик-пробоотборник. После вскрытия керна в лабораторных условиях был изготовлен для анализа твердый препарат размерами 170×15×7 мм. Сканирование его проводилось в Сибирском центре синхротронного излучения (Институт ядерной физики, г. Новосибирск) на аппаратуре и по методикам, описанным в [5]. Шаг сканирования – 0,5 мм, энергия возбуждения – 20 кэВ, время измерения в точке – 20 сек. В каждой точке одновременно проводилось определение содержаний К, Са, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, а также отношения упруго -/неупруго-рассеянного на образце излучения как величины пропорциональной плотности.

Скорость осадконакопления 0.45 мм в год выбрана по радиоуглеродным датировкам верхних слоев в ранее изученном разрезе отложений [6].

Корреляция содержаний элементов в осадках с исходными и реконструированными данными по среднегодовой температуре (T , $T_{\text{рек}}$) и осадкам (P , $P_{\text{рек}}$) на интервале обучения 1881-1995 гг. приведена в таблице. Из нее видно достаточно много значимых зависимостей между климатическими и геохимическими показателями, что позволяет использовать последние при построении реконструкций (рис. 1, 2). Вычисления выполнены методом искусственных нейронных сетей с обучением на временных рядах метеоданных по г. С.-Петербургу.



Рис. 2.

Таблица.

	XRD	Zr	Zn	Ga	As	Br	Rb	Sr	Y	B r / Rb	T	P	T рек
Zr	0,09	1,00											
Zn	-0,23	0,22	1,00										
Ga	0,07	-0,01	0,02	1,00									
As	-0,02	-0,08	0,15	0,14	1,00								
Br	0,21	0,15	-0,11	0,05	-0,10	1,00							
Rb	0,17	0,27	0,28	0,03	-0,18	0,19	1,00						
Sr	0,25	0,26	0,12	0,02	-0,14	0,48	0,47	1,00					
Y	0,10	0,15	-0,07	-0,06	0,15	0,25	-0,08	0,42	1,00				
Br/Rb	-0,08	-0,06	-0,11	0,10	0,00	0,27	-0,29	-0,03	0,06	1,00			
T	0,33	0,14	-0,25	0,06	-0,11	0,31	0,14	0,13	0,01	0,13	1,00		
P	0,34	-0,04	-0,27	0,15	-0,10	0,38	0,20	0,15	-0,10	0,08	0,17	1,00	
T рек	0,69	0,14	-0,6	0,11	-0,2	0,55	0,04	0,24	0,29	0,1	0,43	0,43	1,00
P рек	0,53	-0,3	-0,6	0,22	-0,1	0,59	0,07	0,25	0,13	-0,15	0,37	0,50	0,81

Примечание. Интервал реконструкции 1661-1995 гг. (погодичные ряды, n = 334, r = 0.14, p = 0.01) Интервал обучения 1881-1995 гг. (n = 114, r = 0.24, p = 0.01). Жирным шрифтом выделены значения, соответствующие приведенным критериям значимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L., Andreev A., Diekmann B., Khlystov O. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments // Quaternary Research. – 2007. – V. 67 – P. 400-410.
2. Калугин И.А., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Дарьин А.В., Золотарев К.В., Воробьева С.С., Смолянинова Л.Г. Высокоразрешающая хронология осадконакопления в Телецком озере за последние 800 лет – отклик на климатически обусловленные вариации твердого притока. – Новосибирск. Изд-во Сиб. Отд. РАН. – 2008. – С. 373-405.
3. Бобров В.А., Калугин И.А., Клеркс Ж., Дучков А.Д., Щербов Б.Л., Степин А.С.. Современная скорость осадконакопления в Телецком озере по данным гамма-спектрометрии (^{137}Cs) // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 4. – С. 530-536.
4. IPCC, Climate Change 2007. – Cambridge, New York Cambridge University Press. 2007. – 996 p.
5. Zolotarev K.V., Goldberg E. L., Kondratyev V. I., Kulipanov G. N., Miginsky E. G., Tsukanov V. M., Phedorin M. A., Kolmogorov Yu. P. Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. – 2001. – Volume 470. – Issues 1-2. – P. 376-379.
6. Tarasov, P.E, et al. Lake Status Records from the Former Soviet Union and Mongolia: documentation of the second version of the database. 1996. – World Data Center – A for Paleoclimatology. – Paleoclimatology Publications Series Report № 5. – 224 p.

КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ЦИКЛЫ ($n \cdot 10^3$ ЛЕТ) В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Каплин П.А.¹, Поротов А.В.¹, Пешков В.М.²

¹ Географический факультета МГУ, Москва

² Кубаньводпроект, Краснодар

THE HIGH-FREQUENCY FLUCTUATION OF COASTAL SEDIMENTATION IN THE BLACK SEA COASTAL REGION DURING THE HOLOCENE

Kaplin P.A.¹, Porotov A.V.¹, Peshkov V.M.²

¹ Moscow State University, Moscow

² «Kubanvodproject», Krasnodar

В основе традиционных моделей формирования прибрежных отложений в условиях послеледникового подъема уровня Мирового океана широко используется кривая, характеризующая трансгрессию как ускоренно-замедленный процесс, при котором подъем уровня океана асимптотически замедлялся. Подобный ход изменения уровня принимается как типовой для погружающихся стабильных континентальных окраин [15, 13], а соответствующая ему обобщенная лито-стратиграфическая модель рассматривает голоценовые прибрежные

отложения как единую трансгрессивную толщу. Особенности осадкообразования в береговой зоне на разных этапах трансгрессии определялись соотношением темпов подъема уровня и бюджетом наносов в береговой зоне, определяемого поступлением наносов в береговую зону и их перераспределением под воздействием волнений и течений. В строении голоценовых прибрежно-морских отложений, как правило, выделяется трансгрессивная серия, отвечающая периоду быстрого повышения уровня океана в раннем голоцене, и верхняя, позднеголоценовая, характеризующая условия квазистабильного положения уровня моря и относительно слабых миграций береговой линии.

Наряду с этим детальные исследования литолого-фациального строения голоценовых прибрежно-морских отложений на побережьях краевых и внутренних морей показали их более сложную структуру, несущую следы ритмичности, проявляющейся в присутствии трансгрессивно-регрессивных серий отложений и которая отражает неравномерность в ходе трансгрессии. Следы подобной ритмичности выделяются в строении как раннеголоценовых, преимущественно трансгрессивных, так и для позднеголоценовых, трансгрессивно-регрессивных серий отложений на побережьях Мексиканского залива [11], Средиземноморья и северо-западной Европы [9, 10, 11, 12]. Наиболее отчетливо ритмичный характер голоценовой толщи прослеживается на основании текстурных и структурных особенностей прибрежных отложений на участках побережья с активным осадконакоплением: (речные дельты, нарастающие аккумулятивные берега и т. п.). Подобная ритмичность в строении прибрежно-морских отложений связывается с квазициклическими изменениями темпов подъема уровня в ходе в масштабе тысячелетий. Возрастные границы отдельных фаз замедления/ускорения темпов трансгрессии могли меняться в различных регионах, принимая во внимание локальные условия неотектонических движений, однако общие черты ритмичности в характере трансгрессии сохраняются в строении толщ прибрежных отложений [9]. Последний такой трансгрессивный цикл развивается с конца Малого ледникового периода и находит свое отражение в современном ускорении подъема уровня Мирового океана [8, 11, 15].

Роль короткопериодных колебаний уровня океана в развитии морских побережий остается до настоящего времени дискуссионной. Одной из причин этого является сравнительно малое число работ, посвященных региональным корреляциям между возрастными рубежами в морфодинамическом развитии береговых зон и климатическими/эвстатическими осцилляциями второй половины голоцена. В данном сообщении рассматриваются предварительные результаты проведенных исследований литолого-фациального строения и возраста прибрежно-морских и дельтовых отложений Азово-Черноморского побережья Тамани, направленных, в частности, на выявление цикличности в масштабе тысячелетий в отложениях различного фациального типа (дельты, аккумулятивные берега) и их корреляцию с климатическими ритмами голоцена.

Исследования прибрежных отложений на побережье Черного моря [1, 4, 5, 8] показали, что в их строении отчетливо прослеживаются черты неравномерного хода голоценовой трансгрессии, которые в трансгрессивной прибрежно-шельфовой толще раннего голоцена представлены в виде последовательности древнебереговых образований, а низовья речных долин выполняются полигенетическим комплексом аллювиальных, озерных, лиманно-морских и субаэральных осадков, находящихся в сложных фациальных взаимосвязях [1, 2, 8].

Характерной особенностью строения толщи раннеголоценовых прибрежно-морских отложений является наличие в осадках грубозернистых прослоев, которые распространены локально и слагают продолговатые тела, перекрытые, а часто и подстилаемые тонкозернистыми илисто-песчаными горизонтами [5]. Как правило, со стороны берега к подобным телам примыкают линзы сильно заиленных отложений, а иногда чистых илов лагунного типа. Линзы песчано-ракушечного материала, захороненные в толще прибрежных осадков, представляют реликты древних береговых образований, возникавших в условиях замедления темпов подъема уровня [1, 5]. В целом, развитие голоценовой трансгрессии Черного моря характеризуется несколькими периодами возрастания темпов трансгрессии, разделяемых периодами замедления и относительной стабилизации, что определило неравномерное, ритмичное развитие трансгрессии Черного моря, при этом продолжительность циклов составляет 1,2-1,4 тыс. лет [8].

Более детально черты ритмичности выделяются в строении комплекса прибрежных отложений позднего голоцена. В ходе проведенных нами исследований в дельте Кубани бурением была вскрыта толща отложений, образованная переслаивающимися прослоями лиманных илов, аллювиально-лиманных алевроитов, аллювиальных суглинков и пойменных торфов. Подобное строение характеризует типичное для черноморской дельты Кубани чередование аллювиальных и лиманных комплексов фаций, отражающее неоднократную смену условий осадконакопления, обусловленную миграцией внешнего края дельты Кубани под влиянием изменений климатических условий и неравномерного подъема уровня Черного моря [3]. В трансгрессивные фазы ингрессии морских вод приводила к подтоплению низовьев речной долины и образованию обширного лимана, границы которого распространялись на десятки километров вверх по долине Кубани. О существовании условий осолоненного лимана свидетельствует присутствие в илистых горизонтах раковин *Cerastoderma glaucium*, которые существуют при солености не ниже 6 ‰. Наряду с этим, изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) торфяников показывает, что их формирование происходило в типичных пресноводных условиях, характерных для заболоченных участков дельты. Основные черты литолого-фациального строения и геохронологии прибрежных отло-

жений подтверждают представление о неравномерном ходе развития голоценовой трансгрессии Черного моря, связанном с наложением на общий подъем уровня моря нескольких фаз его замедления или стабилизации, характерных для возрастных интервалов: 7152 – 6887, 6410 – 6208, 5307 – 5050, 4409 – 3998, 2347 – 2115 лет назад. Для последних двух тысяч лет периоды замедления подъема уровня относятся к 400-590 и 1160-1300 гг. нашей эры. Формирование горизонтов погребенных торфяников в толще прибрежных отложений связывается с влиянием неравномерного хода повышения уровня моря в процессе развития трансгрессии, когда на общий подъем уровня накладывались малоамплитудные регрессивные фазы. Совпадение периодов образования торфяников с фазами относительного похолодания климата свидетельствует о климатической обусловленности замедлений темпов трансгрессии. Следует отметить, что присутствие многочисленных, часто выдержанные по простиранию, линз и прослоев погребенных голоценовых торфов является одной из характерных особенностей строения прибрежных отложений Черного моря [1, 2].

Возрастные интервалы формирования различных генераций древнебереговых валов совпадают с периодам накопления горизонтов ингрессионных илов, разделяющих погребенные торфяники в строении дельтовых отложений. Это дополнительно подтверждает предположение о связи формирования древнебереговых образований с отдельными трансгрессивными фазами новочерноморской трансгрессии. Следует отметить, что в ходе последней трансгрессивной фазы, охватывающей 1,5 тыс. лет в динамике осадконакопления в дельте отмечаются следы более короткопериодных циклов, связанных с колебаниями водности и твердого стока, влиявшие на интенсивность нарастания фронтальной зоны дельты. Хотя некоторые исследователи выявляют следы влияния короткопериодных флуктуаций уровня моря за последнее тысячелетие, в большинстве случаев их следы нечетки из-за наложения воздействий локальных факторов на осадконакопления [динамика дельтовых протоков и устья, локальные опускания суши благодаря уплотнению осадков, изменения штормовой активности и др.], что затрудняет выделение реперных горизонтов для палеогеографических интерпретаций. Формирование генераций береговых валов относится к двум основным трансгрессивным циклам позднего голоцена, охватывающие возрастные интервалы в 4,0-2,7 тыс. лет назад и последние 1,5 тыс. лет. В ходе отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз амплитуда изменения относительного уровня моря не превышала 2-3 м., что, тем не менее, находило свое отражение в изменении условий осадконакопления в лиманах, дельтах и в динамике береговых аккумулятивных форм. В целом, полученные результаты показали существование более сложной ритмики в развитии трансгрессии для этого участка побережья по сравнению со схемой Е.Н. Невесского [5].

Таким образом, на эволюцию абразионно-аккумулятивных береговых систем на побережье Черного моря существенное влияние оказывали флуктуации уровня моря за последние 5,0 тыс. лет, определившие несколько фаз в их морфодинамическом развитии. Наибольшей амплитудой характеризовался цикл в интервале 4,5 -3,0 тыс. лет назад. Субатлантический цикл имел меньшую амплитуду и нашел свое выражение в формировании наиболее молодой террасовидной поверхности, слагающую тыловую часть современной зоны пляжа. Эти фазы разделялись двумя регрессиями (стабилизации уровня), что находит свое подтверждение в строении дельтовых отложений, а также реликтовых аккумулятивных формах на глубинах 2-4 м ниже современного уровня. Отражение этих циклов в динамике береговых абразионно-аккумулятивных систем были установлены на многих участках побережья Мирового океана. Для сравнительного анализа результатов исследований по Черноморскому побережью наибольший интерес представляют аналогичные данные по различным районам побережья Средиземного моря: Тибра [9], побережью Испании [11, 14].

Совпадение периодов замедления темпов подъема уровня с кратковременными фазами понижения среднегодовых температур на Европейской территории России во второй половине голоцена свидетельствует в пользу климатической обусловленности неравномерного хода голоценовой трансгрессии Черного моря. Дополнительно, на развитие трансгрессии оказывало влияние общее слабое тектоническое погружение континентальной окраины Черного моря [6]. Серия малоамплитудных флуктуаций уровня моря продолжительностью 0,7-1,2 тыс. лет влияла как на особенности эволюции абразионно-аккумулятивных береговых систем на побережье Черного моря, так и на динамику морского края дельты Кубани за последние 5,0-6,0 тыс., определяя характерные черты ритмичности в строении берегового рельефа и толщи прибрежных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. – 1988. – № 6. – С. 54-62.
2. Джанелидзе Ч.П. Палеогеография Грузии в Голоцене. Тбилиси: Мецниереба, 1988. 177 с.
3. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Реконструкции и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани // Вестн. ЛГУ. – Сер. Геол. – 1989. – Вып. 6. – С. 61-69.
4. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Анапская пересыпь. – Сочи: Лазаревская полиграфия, – 2005. – 175 с.
5. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. – М.: Наука, 1967. – 254 с.
6. Никонов А.А., Энман С.В., Мишин А.В. Современные вертикальные движения земной коры на побережьях Черного и Азовского морей (по уровнемерным данным) // Докл. РАН, – 1997. – Т. 357. – № 6. – С. 818-822.

7. Baker R.G.V., Haworth R.J. Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from cross-regional statistical regressions of fixed biological indicators. – *Marine Geology*. – 2000. – V. 163. – P. 353–365.
8. Balabanov I.P. Holocene Sea-level changes of the Black Sea // *The Black Sea flood question* / Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N., Dolukhanov P.M. (Eds.). – M. Dordrecht. 2007. – P. 711–730.
9. Amorosi, A., Milli, S. Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions // *Sediment Geol.* – 2001. – V. 144. – P. 357–375.
10. Belloti P., Chiocci F.L., Milli S., Tortora P., Valeri P. Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber Delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data // *J. Sediment. Res.* – 1994. – B 64 (3)
11. Lario J., Zazo C., Dabrio C.J., Somoza L., Goy, J.L. Bardaji T., Silva P.G. Record of recent Holocene sediment input in spit-bars and delta plains of south Spain // *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation* Finkl, C.W. Jr. (Ed.). – J. Coastal Res. – 1995. – V. 17. – P. 241–245.
12. Somoza L., Barnolas A., Maestro A., Rees J.G., Hernandez-Molina F.J. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes // *Sedimentary Geology*. – 1998. – V. 117. P. – 11–32.
13. Stapor F.W., Mathews T.D., Lindfors-Kearns F.E. Barrier-island progradation and Holocene sea level history in Southwest Florida // *J. Coastal Res.* – 1991. – V. 7. – P. 815–838.
14. Zazo C., Goy J.L., Somoza L., Dabrio C.J., Belluomini G., Improta S., Lario J., Bardaji T., Silva P.G. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trend in the Atlantic-Mediterranean linkage coast // *J. Coastal Res.* – 1994. – V. 10. – P. 933–945.
15. Van de Plassche O., Roep Th.B. Sea-level changes in the Netherlands during the last 6500 years: basal peats vs. coastal barrier data // *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications* / Scott D.B., Pirazolli P.A., Honig C.A. (Eds.). – Kluwer, Dordrecht, 1989. – P. 41–56.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ

Карабанов А.К.¹, Рылова Т.Б.¹, Демидова С.В.²

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, karabanov@nature.basnet.by

² Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск

PROBLEMS OF THE STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE PLEISTOCENE OF BELARUS

Karabanov A.K.¹, Rylova T.B.¹, Demidova S.V.²

¹ Institute for Nature Management National Academy of Sciences of Belarus, Minsk

² Belarusian Research Geological Exploration Institute, Minsk

В настоящее время разработана и утверждена новая стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси [1] (табл.). Граница между четвертичной и неогеновой системами принята на уровне 1,8 млн. лет назад. Четвертичная система разделяется на плейстоценовый и голоценовый отделы. Плейстоценовый отдел состоит из нижнего, среднего и верхнего подотделов. Граница между нижним и средним подотделами проходит на уровне 0,8 млн. лет назад, а между средним и верхним – 0,13 млн. лет назад. Объем голоцена 0,01 млн. лет. В основу схемы положено биостратиграфическое обоснование возраста региональных стратиграфических подразделений (горизонтов и подгоризонтов) с использованием материалов палеонтологических (палинологических, палеокарпологических, диатомовых и др.) исследований.

Несмотря на законченную работу по созданию новой стратиграфической схемы четвертичных отложений Беларуси, следует признать, что остается ряд проблем, связанных с проведением нижней границы четвертичной системы, недостаточной обоснованностью возраста и стратиграфического положения некоторых выделенных подразделений, а также касающихся количества ледниковых и межледниковых горизонтов.

О нижней границе четвертичной системы. По предложению Международной комиссии по стратиграфии Международным Союзом геологических наук в 2009 г. официально утверждена нижняя граница четвертичной системы на уровне 2,6 млн. лет. Так, бывший верхний ярус плиоцена (гелазский) с верхней границей на уровне 1,8 млн. лет и нижней на уровне 2,6 млн. лет включен в состав квартера, в результате чего увеличен объем последнего. МСК России в 2011 г. также принято решение утвердить нижнюю границу плейстоцена на уровне 2,6 млн. лет. В новой стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси это решение не нашло отражения. Гелазскому ярусу общей шкалы, согласно схеме стратиграфического расчленения неогеновых отложений Беларуси, соответствуют отложения дворцового горизонта плиоцена.

О бывшем брестском горизонте. Проблематичным, на наш взгляд, является стратиграфическое расчленение отложений бывшего брестского предледникового горизонта, залегающего в основании четвертичной толщи между неогеновыми отложениями и мореной древнейшего плейстоценового оледенения (наревского) [2], на 2 горизонта и 4 подгоризонта и проведения внутри его границы между нижним и средним плейстоценом. Донаревская часть плейстоцена отличается неполнотой геологической летописи и очень слабой изученностью. Отложения вселюбского и ельнинского подгоризонтов гомельского горизонта нижнего плейстоцена, а также варяжского и ружанского подгоризонтов брестского горизонта среднего плейстоцена, введенные в стратиграфическую схему, охарактеризованы по одному или нескольким геологическим разрезам; условия залегания их неясны, корреляция проблематична. Выделение термохронов межледникового типа в составе гомельского и брестского горизонтов, предложенное по материалам палеокарпологических исследований, не подтверждают многочисленные палинологические данные. Все полученные пыльцевые диаграммы отражают состав растительности, свойственной холодным условиям предледникового времени. Ни одна из спорово-пыльцевых диаграмм не дает оснований для выделения хотя бы одного промежутка времени, подобного межледниковому, в донаревской части плейстоцена. Эта точка зрения согласуется с мнением известного палеокарполога Ф.Ю. Величкевича, который считал аналогами природной обстановки донаревского плейстоцена не оледенения и межледниковья, а стадиалы и интерстадиалы гляциоплейстоцена. Неоднократное чередование отложений, содержащих пыльцу и споры, и образований без всякой органики является основной причиной невозможности восстановления полной сукцессии развития растительности от конца плиоцена до начала наревского оледенения, а, следовательно, и невозможности выяснения количества «теплых» и «холодных» интервалов рассматриваемого интервала плейстоцена. Спорово-пыльцевые диаграммы, полученные для отложений, залегающих между плиоценовыми образованиями и наревской мореной, не имеют четких характерных особенностей, позволяющих отличать и выделять горизонты и подгоризонты.

Таблица. Стратиграфические схемы четвертичных отложений Беларуси 1981 г. (А) и 2010 г. (Б)

А						Б								
Общая стратиграфическая шкала			Региональные стратиграфические подразделения			Общая стратиграфическая шкала			Региональные стратиграфические подразделения					
Система	Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт	Система	Отдел	Подотдел	Горизонт, подгоризонт					
Четвертичная (антропогеновая)	Плейстоцен	Голоцен	Современное		Голоценовый	Четвертичная (квартер)	Плейстоцен	Голоцен	Судобльский					
					0,01									
					Верхнее					Позерский	Верхнепозерский	Верхний	Позерский	Нарочанский
		Среднепозерский	Двинский											
		Нижнепозерский	Ловатский											
		Муравинский	Нелидовичский	0,13				Муравинский						
			Борховский											
			Чериковский											
		Среднее		Сожский	Могилевский			Средний		Припятский	Сожский			
					Горецкий									
					Славгородский									
			Шкловский	Лысогорский	Днепровский									
				Угловский										
				Любанский										
		Нижнее	Белорусский		Днепровский			Березинский		Беловежский	Наревский	Ясельдинский		
					Мозырский							Корчевский		
					Удский							Новогрудский		
				Столинский	Брестский							Ружанский		
				Принеманский								Варяжский		
		Копынский												
Малоалександровский														
		Березинский												
									Беловежский	Могилевский				
		Наревский								Нижинский				
									Борковский					
									Брестский	Ясельдинский				
										Корчевский				
									Новогрудский					
									Брестский	Ружанский				
										Варяжский				
									Гомельский					
									Брестский	Ельнинский				
Вселюбский														

Поскольку выделенные стратиграфические подразделения охарактеризованы по немногочисленным, а иногда единичным разрезам, условия залегания и границы между подгоризонтами и горизонтами недостаточно ясны, а имеющийся материал не дает оснований для уверенной корреляции с сопредельными территориями, выделение указанных двух горизонтов и четырех подгоризонтов вместо бывшего брестского горизонта представляется недостаточно обоснованным. Правильнее было бы выделять в основании четвертичной толщи один брестский горизонт, залегающий на плиоценовых отложениях и перекрывающийся мореной древнейшего наревского оледенения. Границу между нижним и средним плейстоценом следовало бы проводить по подошве наревской морены, как это было принято ранее [2].

О корчевском подгоризонте. В новой стратиграфической схеме наревский ледниковый горизонт разделен на 3 подгоризонта (новогрудский, корчевский и ясельдинский), то есть в состав ледникового горизонта включен межледниковый корчевский подгоризонт. В формировании наревского ледникового комплекса, возможно, принимали участие два ледниковых покрова, отвечающих стадиям, – новогрудский и ясельдинский, поскольку на некоторых участках наревский горизонт имеет двучленное строение. Некоторые исследователи считают, что два слоя моренных отложений отвечают самостоятельным оледенениям и разделены образованиями корчевского межледниковья [3, 4], однако среди белорусских геологов и палеонтологов имеются существенные разногласия относительно стратиграфического положения корчевских отложений. Детальное изучение условий залегания и палинологических материалов по разрезу Корчево, где межледниковые сильно деформированные слои залегают в виде отторженца между двумя моренными чешуями, позволяет выразить сомнение в правомерности выделения корчевского межледниковья как самостоятельного стратиграфического подразделения. Данные палинологических исследований свидетельствуют, что межледниковая толща разреза Корчево сформировалась в могилевский теплый интервал беловежского межледниковья [5, 6]. Вывод о принадлежности рассматриваемой толщи отложений к древнейшему в плейстоцене Беларуси налибокскому межледниковью, разделяющему белорусский и березинский ледниковые горизонты, ранее был высказан Н.А. Махнач [7]. Корреляция межледниковых отложений по пыльцевым зонам является самым надежным обоснованием существования того или иного межледниковья. Отсутствие такой корреляции является свидетельством неправоты выделения корчевского межледникового подгоризонта в новой стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси. Г.И. Горецкий на основании анализа палеонтологических данных по разрезу Корчево также сопоставлял рассматриваемые отложения с венедским (беловежским) межледниковьем, приуроченным к березинско-окскому межморенному интервалу [8]. Другой разрез корчевского межледниковья, где возраст отложений был бы определен комплексом методов, не найден. Указывается, что в ненарушенном положении корчевские слои вскрыты несколькими скважинами у д. Мачулищи под Минском. Однако озерные аккумуляции в разрезах Дубенцы, Щемыслица, Мачулищи залегают на наревских образованиях в межморенном интервале, к которому приурочены отложения беловежского межледникового горизонта. К этому же интервалу приурочены и флороносные отложения, отнесенные к корчевскому межледниковью [9]. Анализ многочисленных материалов по геологическому строению четвертичной толщи позволил многим белорусским геологам сделать вывод о принадлежности упомянутых разрезов к беловежскому горизонту, залегающему в наревско-березинском межморенном интервале [10].

О беловежском горизонте. Беловежский межледниковый горизонт подразделен на три подгоризонта (борковский, нижнинский и могилевский). По данным палеоботанических исследований в беловежское время выделяются два теплых интервала, которые, на наш взгляд, в палеогеографическом отношении представляют собой самостоятельные межледниковья. Межледниковые образования разделены маломощными перигляциальными отложениями с холодными спорово-пыльцевыми спектрами и очень скудными диатомовой и семенной флорами, которые могли быть сформированы в период малого нижнинского оледенения, не достигавшее северных границ Беларуси. Материалы палинологических исследований позволяют коррелировать рассматриваемые стратиграфические подразделения с интергляциалами II и III кроммерского комплекса и разделяющим их гляциалом В [11]. Таким образом, несмотря на отсутствие в четвертичной толще Беларуси нижнинской морены, имеются основания для обсуждения вопроса о придании статуса самостоятельных горизонтов подгоризонтам беловежского горизонта.

По-прежнему дискуссионным остается вопрос о количестве древнематериковых ледников, которые выходили за пределы Скандинавии и перекрывали территорию Беларуси, и соответствующих ледниковых горизонтов. В результате ревизии более чем двух тысяч разрезов установлено, что количество ледниковых горизонтов, имеющих региональное распространение на территории Беларуси, чаще всего не превышает четырех. По геологическим данным выделяются отложения четырех крупных гляциоседиментационных (ледниковых) комплексов, которые имеют площадное распространение, надежно подтверждены стратиграфическими реперами и могут быть выделены в ранге стратиграфических горизонтов: наревский, березинский (коррелятный окскому в России, дзукийскому в Литве, санскому в Польше, эльстерскому в Германии), припятский (среднерусский, мядининкайский, вартинский, рисский, заальский) и поозерский (валдайский, нямунский, вистулианский, вюрмский, вейхсэльский) [12]. При этом древнейший наревский горизонт не имеет однозначной корреляции с соседними регионами.

Выводы, приведенные в статье, частично получены в рамках и при поддержке гранта БРФФИ № X10ГКНТ-003 и проекта ГКНТ по геологической и геоморфологической картографии в приграничной зоне Польши и Беларуси.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. – Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. – 282 с. + приложение из 15 стратиграфических схем.
2. РЕШЕНИЯ Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии, 1981 г. – Л., 1983.
3. Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф., Рылова Т.Б. и др. Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геологич. корреляция. – 1996. – Т. 4., № 6. – С. 75-87.
4. Якубовская Т.В. К вопросу о возрасте корчевского межледникового // Літасфера. – 2006. – № 2 (25). – С. 155-158.
5. Рылова Т.Б., Павловская И.Э., Карабанов А.К. О стратиграфическом расчленении гляциоплейстоцена Беларуси и количестве оледенений // Проблемы геологии Беларуси. – Мн., 2005. – С. 51-54.
6. Рылова Т.Б. О возрасте и стратиграфическом положении межледниковых отложений разреза Корчево // Доклады НАН Беларуси. – 2006. – Т. 50, № 3. – С. 97-101.
7. Вазнячук Л.М., Махнач Н.А., Зусь М.Я., Кандрацене О.П. Новыя звесткі аб ніжнім плейстацэне Беларускага Панямоння і месца карчоўскай межледавіковай тоўшчы сярод ніжнеплейстацэнавых адкладаў Еўропы // Даследаванні антрапагену Беларусі. – Мінск, 1978. – С. 69-81.
8. Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). – Мн., 1980. – 288 с.
9. Комаровский М.Е. Минская и Ошмянская возвышенности. – Мн., 1996. – 128 с.
10. Ярцев В.И., Высоцкий Э.А., Губин В.Н. и др. Поиски и разведка месторождений минерального строительного сырья. На примере четвертичных отложений. – Мн., 2002. – 175 с.
11. Zagwijn W.N. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // The early Middle Pleistocene in Europe. – 1996. – P. 145-172.
12. Карабанов А.К., Павловская И.Э., Рылова Т.Б., Савченко И.Е. К проблеме стратиграфического расчленения гляциоплейстоцена и корреляции межледниковых образований Беларуси // Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых. – Мн., 2007. – С. 186-189.

УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Каревская И.А.

*Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва,
Karevskaja@mtu-net.ru*

CONDITIONS AND TIMES OF EMERGENCE OF THE LATE PLEISTOCENE GLACIATIONS ON THE RUSSIAN FAR EAST (ACCORDING TO PALINOLOGICAL DATES)

Karevskaya I.A.

Moscow State University, Moscow

Детализация позднеплейстоценовой истории развития ледниковых ландшафтов как континентальных, так и прибрежно-морских районов на севере Дальнего Востока России до настоящего времени является сложной и нерешённой проблемой в палеогеографии. К.К. Марков ещё в 60-х годах прошлого столетия писал об асинхронности плейстоценовых оледенений Дальнего Востока России и Восточной Европы [5]. Однако, как в унифицированных, так и в рабочих дальневосточных стратиграфических схемах [6] понятие и объём ледниковых и холодных эпох полностью совпадают.

Исследования проводились на левобережье верхнего течения р. Колымы между её притоками Детрином и Кюель-Сиеном, в предгорьях хр. Анначаг, в Охото-Кухтуиской депрессии и её горном обрамлении в северо-западном Приохотье. Рассматриваемые территории характеризуется резко-расчленённым среднегорным и низкогорным (в Приохотье) рельефом. Массив Анначаг, горное обрамление Охото-Кухтуиской депрессии и долины рек несут на себе следы деятельности четвертичных ледников горно-долинного типа [1]. Благодаря

близости ледниковых образований к речным террасам, регионы удобны для корреляции аллювиальных и ледниковых отложений и для палеогеографических реконструкций.

Сравнительный анализ результатов комплексного изучения аллювиальных, моренных и флювиогляциальных отложений позволяет определить фитоклиматические условия и детализировать время максимального продвижения и длительность существования древних ледников. Палеогеографические реконструкции проводились по результатам спорово-пыльцевого анализа с учётом генезиса осадков; контролировались термолуминесцентными датировками [6; 7] и геоморфологическим положением рыхлых толщ [1].

Реконструкции зональных типов палеорастительности, а соответственно и палеоклиматов опирались на данные спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений, спектры которых наиболее осреднённо и интегрально отражают растительный покров территории исследования [2]. Представления об условиях и времени существования оледенений получены по результатам спорово-пыльцевого анализа отложений конечно-моренных гряд, сопоставленных с результатами палеоландшафтных реконструкций по аллювиальным спорово-пыльцевым спектрам. В отличие от аллювиальных, спектры отложений горно-долинного типа оледенения в значительной степени локальны и состоят, как правило, из двух частей. Одна часть спектров содержит в основном пыльцу и споры растений, произрастающих вблизи тела ледника и на поверхности абляционной морены, где достаточно быстро появляется скудная растительность. На северо-востоке России – это, как правило, таксоны, входящие в состав травянисто-мохово-лишайниковых ценозов. Их пыльцевые зёрна и споры малолетучи и являются локальными компонентами спорово-пыльцевых спектров, отражающими характер местной растительности вокруг тела ледника. Наряду с локальной составляющей, в спорово-пыльцевых спектрах моренных и флювиогляциальных образований горно-долинных ледников присутствует пыльца древесных и кустарниковых пород, принесённая ветром. Она даёт представление о растительном покрове территории за пределами ледников – о растительных сообществах нижележащих склонов и речных долин, что позволяет судить о региональном и даже зональном типе растительного покрова [4]. Немаловажно, что в отличие от спорово-пыльцевых спектров моренных отложений Восточно-Европейского ледникового щита, содержащих большое количество переотложенных микрофоссилий, в ископаемых спектрах гляциальных осадков Колымо-Индиго-Ирских карово-долинных ледников практически отсутствуют переотложенные зёрна пыльцы и спор древних растений. Возможность переотложения была очень мала, поскольку экзарации подвергались преимущественно скальные породы, не содержащие микрофоссилий, или верховья древних речных долин, где нет мощных толщ аллювия. Поэтому спорово-пыльцевые спектры конечных морен карово-долинных ледников, в основном отражают растительность, синхронную времени существования ледника.

Большой банк палинологических данных по древнему аллювию бассейнов верхней Колымы и Охотско-Кухтуйской депрессии позволил выполнить палеогеографические реконструкции и детализировать историю развития растительности и климата конца среднего плейстоцена и двух климатических ритмов позднего плейстоцена. На спорово-пыльцевых диаграммах были выявлены палинозоны и определены фазы палеорастительности, последовательно сменявшие друг друга на протяжении каждой холодной и каждой тёплой эпохи; для оптимумов и пессимумов климатических полуритмов установлены типы палеоклиматов по А.А. Григорьеву и М.Н. Будыко [2;3]; выявлена чёткая закономерность в динамике и пофазной смене растительности, обусловленная изменением теплообеспеченности и коэффициента континентальности на протяжении каждого климатического ритма.

В Индиго-Колымском среднегорье и в северо-западном Приохотье для конца среднего и для двух климатических ритмов позднего плейстоцена выявлены [2;3] фазы в развитии палеорастительности, соответствующие термксеротической стадии климата, оптимуму, термоигротической, криогигротической стадиям, пессимуму, криоксеротической и термксеротической стадиям (табл. 1).

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен для конечно-моренных отложений максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения, вскрытых серией расчисток в долине р. Эльгеньи, а также для хорошо выраженных конечно-моренных гряд у подножия хр. Анначаг и в бассейне р. Урак Охотско-Кухтуйского региона. Моренные отложения представлены валунником с заполнителем из супеси и разнозернистого песка.

Спорово-пыльцевые диаграммы одновозрастных моренных отложений близко сходны между собой и отражают последовательную смену фаз растительности, что убеждает в их репрезентативности для палеогеографических реконструкций.

Спорово-пыльцевые спектры конечных морен последнего среднеплейстоценового и двух позднеплейстоценовых стадий оледенения (за исключением нижних горизонтов) фиксируют те же фазы развития растительности, которые были выделены по аллювиальным спектрам для соответствующих холодных эпох (табл. 1).

Очень важное исключение составляют ископаемые спектры нижних горизонтов конечных морен позднеплейстоценовых ледников. В отличие от вышележащих по разрезу спорово-пыльцевых спектров, они отражают более мягкие климатические условия, реконструированные нами для тёплых эпох позднего плейстоцена по аллювиальным спектрам. В это время на территории исследования росли лиственные леса и редколесья с участием березы плосколистной. Значительные площади были заняты сфагново-ерниковыми группировками

и травяно-сфагновыми болотами. Вдоль русел рек росли ольшаники, на склонах гор был развит широкий пояс зарослей ольховника и кедрового стланика. Таким образом, в нижних горизонтах морен обеих позднеплейстоценовых стадий оледенения спорово-пыльцевые спектры фиксируют фазы растительности, которые по аллювиальным спектрам относятся к концу (Q_{III}^1) или ко второй половине, включая оптимум (Q_{III}^3) предыдущего потепления. Следовательно, позднеплейстоценовые ледники достигали своего максимального продвижения уже в конце и даже в середине тёплой эпохи, а объём ледниковых эпох был больше объёма эпох похолоданий климата. Сходные ландшафты были реконструированы и по спектрам нижних горизонтов моренных отложений конца среднего плейстоцена. Однако, в отличие от позднего плейстоцена, подобные палеоландшафты относятся к криогигротической фазе последнего похолодания среднего плейстоцена. То есть, в конце среднего плейстоцена объём ледниковой эпохи полностью совпадал с объёмом холодного полуритма.

Таблица 1. Растительность и климат за последние 200 тыс. лет в Индигиро-Колымском среднегорье

Индекс	Фазы развития палеорастительности в Индигиро-Колымском регионе	Климат оптимумов и пессимумов	Горно-долинное оледенение
QQ_{III}^4	3. Травяные тундры с группировками щебнистых склонов. 2. Арктические ивнячково-осоково-гипномоховые и горные тундры. 1. Ерниковые, травяные и горные тундры.	Зима суровая, мало-снежная; лето холодное, избыточно-влажное	=====
QQ_{III}^3	3. Ерниковые и крупнокустарниковые тундры. 2. Лиственничные леса и редколесья с примесью берёзы. Широкий пояс зарослей кедрового стланика; ольшаники. 1. Травяные тундры с группировками щебнистых склонов, ерники.	Зима умеренно-суровая, снежная; лето холодное, избыточно-влажное	=====
QQ_{III}^2	3. Травяные тундры с группировками щебнистых склонов. 2. Арктические ивнячково-осоково-гипномоховые и горные тундры. 1. Крупнокустарниковые и ерниковые тундры.	Зима суровая, мало-снежная; лето холодное, избыточно-влажное	=====
QQ_{III}^1	3. Лиственничные и берёзовые леса и редколесья, ерники. Пояс ольховника и кедрового стланика, ольшаники. 2. Лиственничные, лиственнично-берёзовые леса с участием ели, ольшаники. 1. Травяные тундры с группировками щебнистых склонов, ерники.	Зима умеренно-суровая, снежная; лето умеренно-тёплое, влажное	=====
QQ_{II}^4	3. Травяные тундры с группировками щебнистых склонов. 2. Арктические гипно-моховые и осоково-пушицевые тундры, лиственничные леса и редколесья с берёзой, ольшаники, широкий пояс зарослей кедрового стланика. 1. Лиственничные и берёзовые леса и редколесья, ерники, заросли ольховника, ольшаники.	Зима умеренно-суровая, снежная; лето холодное, избыточно-влажное	=====

Выводы.

1. Нижние горизонты конечных морен обеих стадий горно-долинного позднеплейстоценового оледенения и ледниковой эпохи в конце среднего плейстоцена характеризуются сходными спорово-пыльцевыми спектрами и, следовательно, накапливались в одинаковых фитоценологических и климатических условиях. Время, когда горно-долинные ледники (и позднеплейстоценовые, и среднеплейстоценовые) достигали своего максимального развития, характеризовалось одинаковыми фитоценологическими и климатическими условиями. Территории, где имело место позднеплейстоценовое и среднеплейстоценовое оледенение горно-долинного типа, относились к подзоне северных лиственничных лесов и редколесий с широким поясом зарослей кедрового стланика и ольховника. В долинах рек росли ольшаники. На слабо дренируемых поверхностях террас близким слоем вечной мерзлоты и на выположенных склонах были широко развиты сфагново-ерниковые и гипномоховые сообщества. Климатические условия отличались от современных меньшей континентальностью: лето было холоднее и влажнее современного, а зима мягче и значительно более снежной. На снежность зим указывает высокий процент в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах пыльцы кедрового стланика, необходимым условием выживания которого в суровых условиях современной субарктики является значительная высота снежного покрова [8]. По сходству субфоссиальных и ископаемых аллювиальных спорово-пыльцевых спектров

ближайшим районом-аналогом для реконструкции этих палеоландшафтов можно считать северо-западное Приохотье, район Охото-кухтуйской депрессии.

2. Одна и та же фаза растительности, соответствующая нижним горизонтам разновозрастных конечных морен (лиственничные и берёзово-лиственничные леса и редколесья, болота, ерники, широкий пояс зарослей кедрового стланика и ольховника) занимала разное положение в разновозрастных климатических ритмах. Поскольку в течение плейстоцена шло общее нарастание суровости и, главное, континентальности климата, сходные фазы растительности постепенно смещались внутри каждого нового ритма. Поэтому фаза растительности, выявленная для нижних горизонтов морен, в среднем плейстоцене соответствовала началу холодной эпохи, а в позднем плейстоцене эти же фазы растительности отвечали уже концу первого позднеплейстоценового потепления и середине последнего потепления.

3. Таким образом, в позднем плейстоцене в верховьях реки Колымы и в северо-западном Приохотье благоприятные условия для возникновения ледников в горах появлялись уже во второй половине обеих теплых эпох – в термогигротические стадии. Прогрессирующее на протяжении всего плейстоцена похолодание климата в позднем плейстоцене оказалось настолько глубоким, что достаточно было увеличения зимних осадков (снежности зим) в термогигротические стадии климата, чтобы дать импульс к зарождению и росту ледников в горах. Поскольку в резко-континентальных условиях Северо-востока России позднеплейстоценовые ледники достигали своего максимального роста уже во второй половине теплого полуритма, постольку термины «ледниковая эпоха» и «холодная эпоха» не являются синонимами (табл. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев Г.С., Дорт-Гольц Ю.Е., Ананьева Э.Г., Каревская И.А. Морфология и основные черты строения древнеледниковых образований центральных районов Колымы // Геоморфология. – Вып. 2. – М.: 1969. – С. 35-40.
2. Каревская И.А. История развития растительности плейстоцена верховий р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 1972. – 34 с.
3. Каревская И.А. Характеристика современных спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса в низовьях рек Кухтуй, Урак и Охота // Палинологические исследования на Северо-востоке СССР. – Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. – С. 87-90.
4. Каревская И.А. Спорово-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях. – М.: МГУ, 1999. – 113 с.
5. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – С. 236-300.
6. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР. – Магадан: Изд-во Наука, 1987. – С. 150-184.
7. Стратиграфия четвертичных отложений Индигиро-Колымского среднегорья. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 63 с.
8. Юрцев Б.А. Флора Сунтар-Хаята. – Л.: Наука, 1968. – 170 с.

ГЕОЭКОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА ВЛАДИМИРСКОГО РЕГИОНА

Карлович И.А., Шаханова Л.В., Карлович А.И.

Владимирский государственный гуманитарный университет, Владимир, kaf.geo.vggy@yandex.ru

GEOECOLOGY OF QUATERNARY COVER OF VLADIMIR REGION

Karlovich I.A., Shakhanova L.V., Karlovich A.I.

Vladimir State Humanitarian University, Vladimir, Russia

На геоэкологическую обстановку дневной поверхности Владимирского региона в определенной мере оказывает влияние нестабильность морфолитоструктур дочетвертичного чехла платформы: контрастность палеорельефа, неглубокое залегание карстующих пород, сгущение тектонически обусловленных линейных элементов и наличие вокруг них ослабленных зон с повышенной трещиноватостью [3]. Речь идет о Московско-Горьковском тектоническом шве, осложняющем геологическое строение Владимирского и Нижегородского регионов. Наиболее уязвима морфолитогенная основа в районах с маломощными покровами плейстоценовых отложений на карбонатных породах Окско-Цнинского вала, а также в долине Оки в окрестностях Касимова, частично совпадающих с тектоническим разломом.

Для рассматриваемого региона присуща резкая разница в положении рельефа западного блока Клиньско-Дмитровской гряды (максимум 273 м. над уровнем моря) по сравнению с низкими отметками низин на востоке области (восточный блок). Так, Мещерская и Флорищева низины имеют отметки – 50-100 м. над уровнем моря.

Для запада области в районе Клинско-Дмитровской гряды свойственно также сильная расчлененность цокольной части останца Московской возвышенности, частью которой здесь выступает Клинско-Дмитровская гряда. Разрез плейстоцена в регионе отличается сложным строением (до 5 горизонтов разного возраста и генезиса), незначительной мощности 40-20 м. В зоне окского оледенения (на юго-востоке области) отмечаются также малые мощности ледниковых, моренных и водно-ледниковых образований от 20 до 0 м. В целом мощность четвертичных отложений в области не превышает 40 м. [4]. Для донского ледника свойственны флювиогляциальные образования песков (знаменитая Мещерская задровая долина), подчеркивающие перегляциальную часть днепровского ледника. Лессовые пески преимущественно развиты по берегам палеорек (Палеоклязьма, Палеонерль, Палеоока и др.). Моренные образования (озы, камы) отмечены в основном на северо-западе области и на севере по границе с Ивановской областью. В основном это морены днепровского ледника и в меньшей мере московского. И, наконец, ледниковые образования, свойственные всем трем оледенениям, покрывающих территорию области. Так, ледниковые накопления донского ледника присутствуют повсеместно, московского в основном на западном блоке и лишь отдельные ареалы в Мещере, а окского незначительная часть левобережья Оки (в пределах Владимирской области). В завершающую стадию неоплейстоцена на северо-западе России прояви-

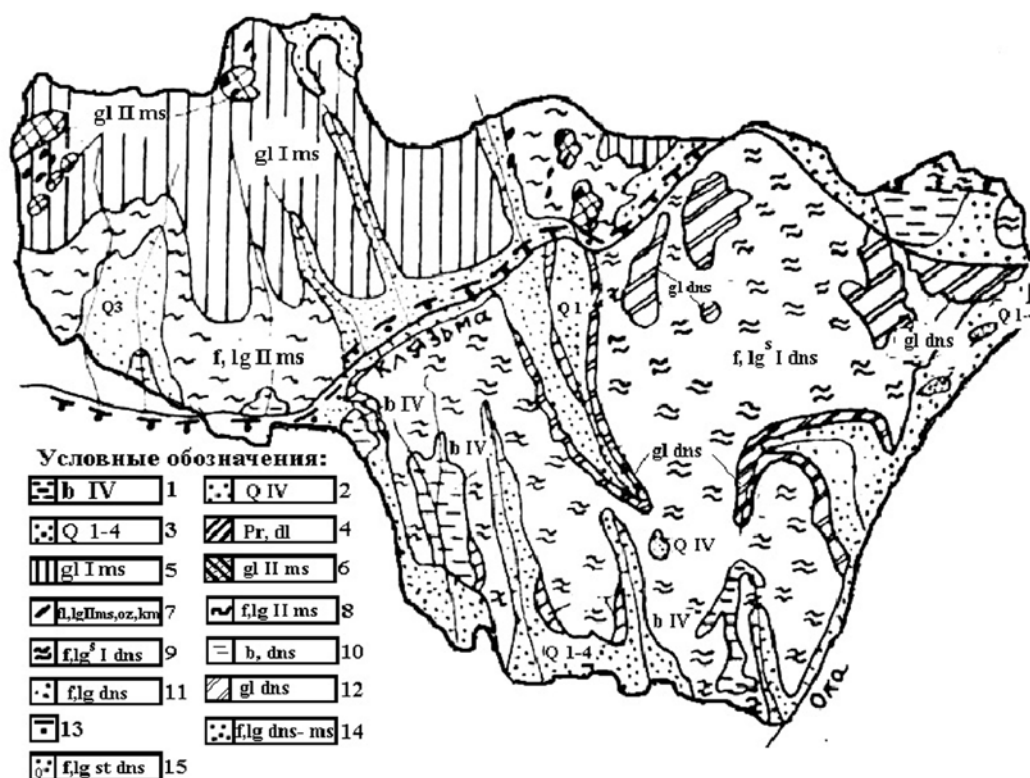


Рис. 1. Карта-схема четвертичных отложений и влияния ледниковых и постледниковых процессов на формирование рельефа.

1 – болотные современные отложения (торф, суглинки; 2-4 м); 2 – аллювиальные пойменные отложения (пески, гравий, супеси, суглинки; 2-5, иногда до 13 м); 3 – аллювиальные отложения 1, 2, 3 и 4 надпойменных террас (пески, супеси; 2-4, иногда до 8 м в каждой террасе); 4 – делювиальные и аллювиальные отложения склонов и балок в области Московского ледника (пески, суглинки; 1-3, иногда до 5 м); 5 – ледниковые отложения времени наступления Московского ледника: полого-волнистая моренная равнина, сформированная Московским ледником (суглинки с гравием и галькой; 2-10, иногда до 26 м); 6 – ледниковые отложения конечной Московской морены: грядово-волнистый рельеф времени Московского ледника (суглинки с гравием и галькой, пески, супеси; 15-30 м); 7 – водно-ледниковые отложения – озы и камы: грядово-волнистый рельеф конечной морены (пески, супеси, песчано-гравийный материал; 5-10, иногда до 12 м); 8 – водно-ледниковые отложения времени отступления Московского ледника: плоская равнина (пески, суглинки, супеси; до 8 м); 9 – водно-ледниковые отложения времени наступления Донского ледника: задровая равнина (пески, суглинки; до 8 м); 10 – болотные и озерные отложения Донского ледника (глины, суглинки; 3-5 м); 11 – водно-ледниковые отложения времени наступления Донского ледника: плеск; долина (пески, суглинки, супеси; до 8 м); 12 – ледниковые отложения основной Донской морены: рельеф грядово-волнистый (суглинки с гравием и галькой, валуны; 2-8, иногда до 25 м); 13 – комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озерных отложений Донского оледенения: слабо расчлененная плоская равнина (пески с гравием и галькой; 3-5, иногда до 10 м); 14 – граница Московского ледника; 15 – нерасчлененный комплекс отложений Московского и Донского ледников: плоская задровая равнина (пески, суглинки, глины; 3-12 м).

лось последнее оледенение – Валдайское. Оно не дошло до Владимирской области, но действие его сказалось здесь. Флювиогляциальные отложения в виде суглинков присутствуют в западной части области (рис 1.) [4].

Одним из факторов почвообразования в условиях ополей является геоэкологическая устойчивость морфолитосистем палеоландшафтов [3]. Определяющим моментом почвообразования в период климатического оптимума наряду с растительностью служит почвенный субстрат сопряжённых ландшафтов, способный принимать и отдавать химические элементы в продуктивную часть почвы [2]. Степень геоэкологической устойчивости кайнозойского рельефа и соответственно типов ландшафтов Владимирского региона в определенной степени зависит от экзогенных процессов, протекающих на этих территориях в плейстоцене и голоцене. Речь идёт о ледниковых и межледниковых эпохах, процессах выветривания, плоскостного смыва, деятельности рек в образовании оврагов и карстовых процессах. Остановимся на главных ледниковых эпохах, определивших формирование палеоландшафтов и морфолитосистем. Наиболее представительными в кайнозой были оледенения и соответствующие им зоны оледенений, охвативших разновозрастное геологическое основание от самых древних – карбон поздний, пермь ранняя и поздняя (Окско-Цнинский вал) где они выходят на поверхность, до позднемелового и верхнеюрского возраста: Мещерская и Балахнинская низины, Московско -Дмитровская гряда. Возраст самих оледенений в кайнозой проблематичен. О количестве ледниковых и межледниковых эпох нет общего мнения. Так, одна группа исследователей выделяет донское, окское, днепровское, московское и валдайское оледенения. Вторая группа исследователей рассматривает днепровское оледенение в качестве самостоятельной ветви донского оледенения, а московское оледенение относит к завершающей стадии собственно днепровского оледенения [1]. Итак самым древним в регионах считаются окское и донское оледенения.

Зона окского оледенения частично покрыла юго-восточный край Владимирского региона (левобережье р. Оки), а в основном располагалась на Арзамаской равнине в Нижегородской области.

Выводы о возрасте оледенений и межледниковых эпох будут соответствовать материальной составляющей или морфолитосистемам кайнозойских образований. В составе отложений плейстоцена выделяют нижнее, среднее и верхнее звенья, а также переходные. В подошвенной части кайнозойского разреза авторы прослеживают нерасчленённый комплекс – Ильинский и Донской горизонты (сетуньская – донская свиты). Состав нерасчленённого комплекса водно-ледниковые, аллювиальные и озёрные отложения: пески с гравием и галькой, суглинки 3-5 м, иногда до 10 м. Места выхода его на поверхность (комплекса) крайний юг, юго-восток Владимирской области по рекам: Гусь-Хрустальный, Унжа, Илевна, Ушна, а также в районе Арзамаской равнины [4].

Собственно донской горизонт слагают четыре ледниковых «слоя» общей мощностью от 1 до 30 м: пески с гравием и галькой, суглинкам с галькой и валунами, пески и супеси, суглинки и супеси. Между нижним и средним звеном плейстоцена [4] выделяет переходный комплекс московский и донской горизонты (нерасчленённые) выраженные водно-ледниковыми и озёрно-аллювиальными отложениями (пески, суглинки, глины) мощностью от 3 м до 12 м.

Среднее звено плейстоцена выделено повсеместно. Это аллювиальные отложения четвёртой надпойменной террасы. Это пески и супеси мощностью до 7 м. Выше прослеживаются отложения Московского ледника (Московский горизонт) мощностью от 3 до 30 м. Преобладают водно-ледниковые и моренные образования: пески, суглинки, гравий и галька.

Мощность водно-ледниковых образований времени отступления ледника почти в три раза меньше, чем накопленная их мощность в процессе наступления. Отсюда можно сделать вывод о возможном влиянии накопленного субстрата до 12 м (суглинки, супеси) на формирование почв Владимирских ополей. Водно-ледниковые отложения московского ледника наряду с ледниковыми, выступают почвообразующей системой (субстратная система, слой В), формирующих геохимический барьер на границе почвы и субстрата (морфолитосистема). Водно-ледниковые отложения времени отступления ледника хорошо выражены на западном блоке Владимирского региона. Они закартированы почти на всей южной части этого блока и продолжают в сторону Московской мещеры.

Итак, ледниковые и водно-ледниковые образования (суглинки, пески, супеси, гравий и др.) московского ледника в покровной части на плоско-выровненных экзогенными агентами поверхности в постледниковый этап явились материальной составляющей (основной), определяющей геохимический фон элювия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д., Фаустова М.А., Нечаев В.П., Грибченко Ю.Н. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена восточной Европы, подходы к решению // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Сыктывкар, 2005. – С. 64-66.
2. Полюнов Б.Б. Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1956. – 751 с.
3. Судакова Н.Г., Антонов С.Н., Рведенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Геоэкологическая устойчивость морфолитосистем окско-волжского региона: материалы конференции. – Волгоград, 2004. – С. 77-82.
4. Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. – Отд. геол. – 2004. – Т. 79. – Вып. 5.

ВИРТУАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ: МОНИТОРИНГ ПРОЦЕССОВ

Кленов В.И.

МГУ, географический факультет, Институт прикладной экологии, Москва, klenovvaleriy@gmail.com

VIRTUAL NATURE SYSTEMS: MONITORING OF PROCESSES

Klenov V.I.

MSU, Geography Faculty, Institute for Applied Ecology, Moscow

Виртуальные природные системы: опыт и возможности. Виртуальная Природная Система (ВПС) – непрерывно действующая компьютерная копия реальной системы (речного бассейна), действующая под непрерывным воздействием внешних экзогенных и эндогенных факторов. ВПС может решать неограниченное число задач: меры и соотношения воздействий климатических и тектонических факторов, региональный мониторинг природных систем, мониторинг и расчет опасности катастрофических процессов (селей, наводнений, оползней), расчет загрязнения речных бассейнов, речной сети, подземных вод, и многие другие.

Виртуальная природная система обеспечивает регулярную обработку всех потоков вещества и энергии в системе, которые обуславливают ее динамику и эволюцию (геодинамику). Главная задача есть вычисление и вычисление экстремальных процессов как функций внешних воздействий на систему. ВПС обеспечивает непрерывное картографирование процессов и состояния системы. Для этого необходимо регулярное поступление в систему пространственно распределенных воздействий (экзогенных, экзогенных, и технических). Число задач практически не ограничено, и обеспечено непрерывной проверкой (верификацией и валидацией). Разработан ряд действующих виртуальных дублей различных природных систем в масштабах от локального до континентального. Виртуальные речные сети, речные бассейны, прибрежные зоны морей, и другие компьютерные системы вычисляют динамику и эволюцию своих прототипов под влиянием реальных факторов (температур, ветра, осадков, тектонических деформаций, и других внешних воздействий). Виртуальная система есть многомерная Матрица переменных и параметров, в которой производится вычисление обмена вещества и энергии между всеми ее элементами. ВПС – «живой» портретный образ своего реального объекта (природной системы), который обеспечивает постоянный мониторинг. ВПС всегда вычисляет будущее. «Опережающий» мониторинг систем возможен на быстрых компьютерах благодаря известному эффекту запаздывания реакции природной системы на внешние воздействия. По опыту, ВПС в целом подобна реальной, хотя она выполняет и не все функции Реальной Природной Системы (РПС). ВПС также может быть подвержена загрязнениям, нефтяным разливам, загрязнениям речной сети и подземных вод, прорывам плотин и другим воздействиям (включая человека). ВПС используется как для вычисления обычных, так и катастрофических процессов. Она также способна к управлению природными системами (путем сценарных воздействий). В ряде задач возможности ВПС превышают возможности РПС. «Опережающий» мониторинг процессов ВПС производит самостоятельно. Однако, возможности ВПС ограничены имеющимися 2D данными. Технология ВПС обеспечивает мониторинг последовательным выводом на дисплей компьютерных карт будущего состояния природных систем, с точностью до величины временного шага.

Свойства памяти природных систем. Виртуальные природные системы «помнят все», включая историю прошлых экзогенных, эндогенных и антропогенных воздействий, согласно своей принадлежности к обширному классу открытых неравновесных систем (Prigogine et al.[1]). Носитель памяти природных систем – сама многомерная Матрица переменных (данных) и параметров. В ВПС реализован принцип «генетического кодирования», аналогичный организмам (Michaelian [2]), обеспечивающий сохранение информации о прошлом в структуре диссипативной системы [1]. «Генетический код» речного бассейна автоматически записывается в виде многомерной линейной строки («Генетического Кода»), содержащих всю информацию текущем состоянии системы, и о внешних факторах. Это обеспечивает использование памяти самой системой во времени [1, 2, 3, 6], на каждом следующем цикле. В геоморфологических системах (речных бассейнах, речных долинах и пр.) методами полевых наблюдений и компьютерного моделирования изучались условия образования, динамики и сохранности эрозионных и аккумулятивных комплексов. Получено, что прямая интерпретация террасовых комплексов типа «терраса – этап» ведет к ложным трендам в оценке истории («потепление», «циклы» и др.). Информация о прошлом РПС и ВПС (включая долговременные последствия природно-технических воздействий) скрыта в фазовой траектории. Извлечение этой скрытой информации требует восстановления также всей истории внешних воздействий (методом подбора), и ограничивается принципиальной неполнотой виртуальной системы по сравнению с реальной. Мера адекватности ВПС есть мера точности компьютерных карт прошлого и ближайшего будущего. Конкретный принцип генетического кодирования определяется структурой процессов и внешних воздействий (и их «Генетическими Матрицами»).

Множественные замеры террасовых рядов и террасовых комплексов Западного Саяна, Тувы и Тянь-Шаня) сравнивались с результатами их статистического анализа и моделирования. Основные свойства мо-

делируемых и реальных террасовых комплексов оказались аналогичны. Они показали, что террасовые ряды почти инвариантны к действительной истории. Это значит, что реальные террасовые комплексы отражают не историю колебаний ширины днища долины, а динамику автоколебаний самой Открытой Неравновесной Природной Системы (ОНПС) [1, 4]. Изучение геодинамики природных систем под совместным влиянием экзогенных, эндогенных и антропогенных факторов практически стало возможным путем автоматического цифрового системного анализа. Задача «прослеживания» фазовой траектории в прошлое требует «пошагового» подбора внешних воздействий (климатических и тектонических и других), с регулярной проверкой совпадения вычисленных и контрольных данных, до получения удовлетворительного результата.

Виртуальная система «Речной Бассейн»: Мониторинг процессов. Мониторинг наводнений, селей и других опасных процессов вычисляет скорости процессов во всей природной системе. Вычисление наводнений по данным многолетних наблюдений показывает наличие запаздывания реакции систем на внешние воздействия. Учет внешних воздействий, а также параметров водных потоков, и ряда других факторов позволяет решить задачу вычисления селей и наводнений. Решение этой задачи возможно прямым преобразованием внешних воздействий в природные процессы. Вычисление селей процессов на базе рядов наблюдений дает возможность производить их опережающий мониторинг, распознавание и картирование до их возникновения.

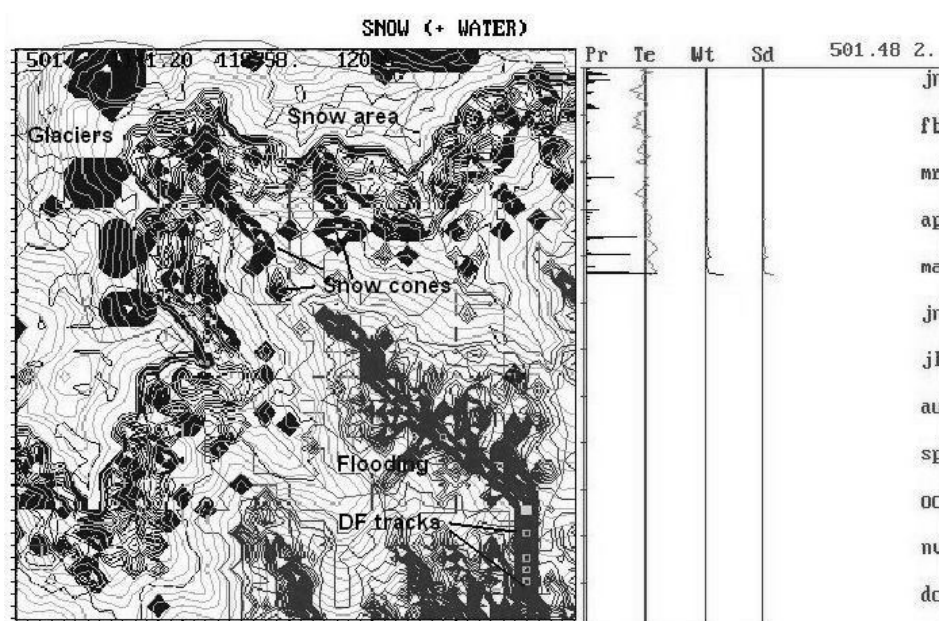


Рис. 1. Компьютерный мониторинг бассейна (501 сутки 1967 г.).

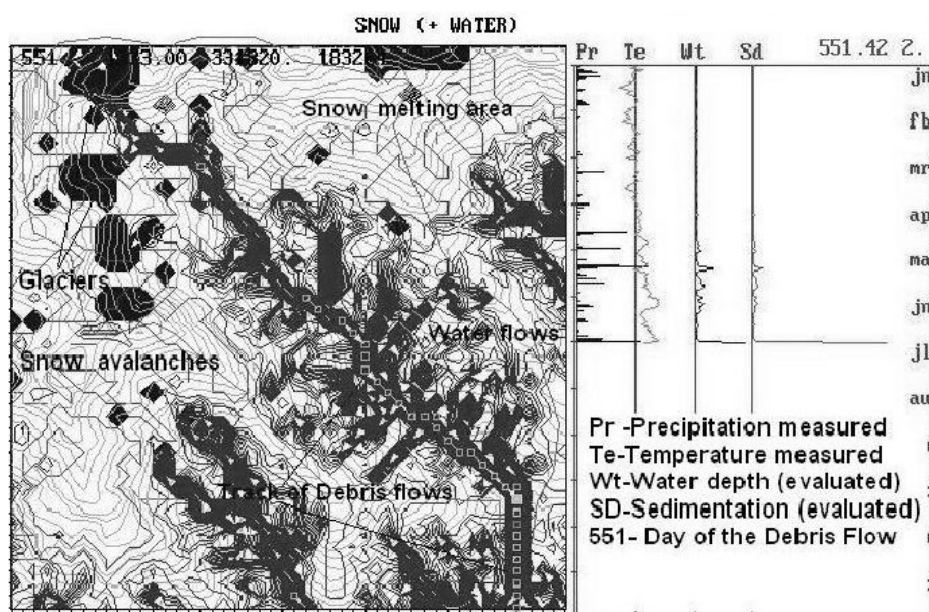


Рис. 2. Компьютерный мониторинг бассейна (551 сутки 1967 г.).

Технология ВПС и последующая технология Меняющегося Цифрового Мира (Moving Digital Earth (MDE) [5, 7] определяет время, место и силу проявления опасных процессов, и автоматически представляет их на компьютерных картах. Успешная валидация ВПС была произведена на двух объектах. Это горный бассейн (селевые процессы [2, 4], рис. 1-3) и равнинный бассейн (Москва-река) [3] за срок около 20 лет.

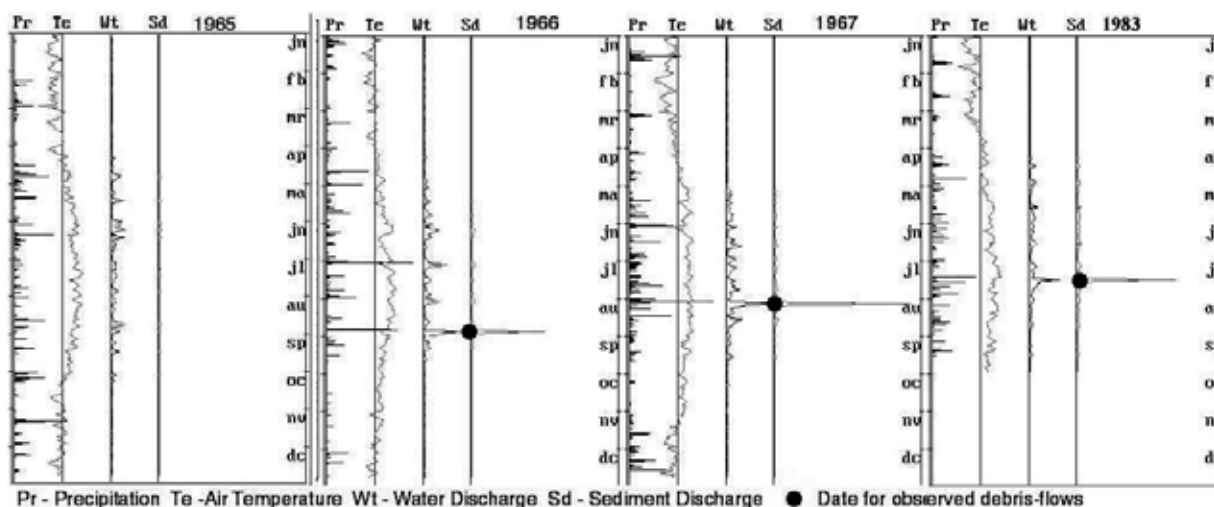


Рис. 3. Валидация мониторинга по совпадению наблюдаемых и вычисленных селей.

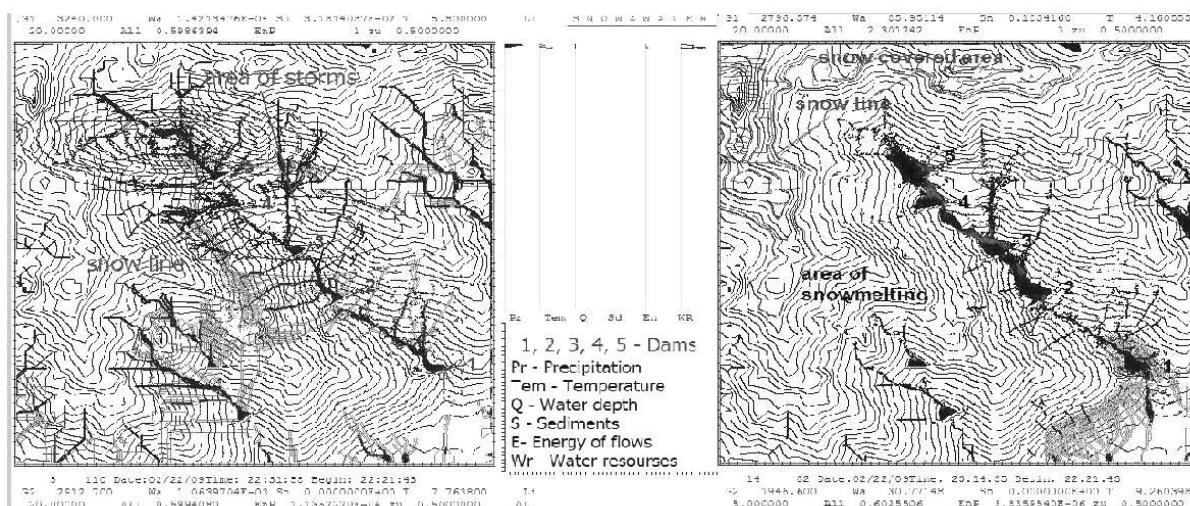


Рис. 4. Заполнение и прорывы «лестницы» плотин паводками (черный) и селями (серый) после осадков в верховьях (2 и 14 сутки компьютерного мониторинга).

Закключение. Сохранение последовательности состояний Матрицы есть запись Геодинамики системы (включающая запись пространственно-временных внешних воздействий), представленная регулярными компьютерными картами территории с разрешением 10 м. «Опережающий» эффект возникает при немедленной переработке внешних воздействий в реакции системы [3], и до поступления новой информации. Условия удовлетворительного вычисления будущих состояний включают деформации земной поверхности, пространственно-временной режим осадков, температур, и другие факторы. Отсутствие данных будущих внешних воздействий (с высоким разрешением) препятствует вычислению будущего системы на большее число шагов. Тем не менее, «суммарные» трассы селевых процессов (по данным продолжительных вычислений) это срочная и важная информация для будущего «освоения» этой территории (для безопасности населения и технических сооружений). Достаточно надежная (и постоянно проверяемая) ВПС есть средство изучения геодинамики природных систем (рис. 4). Изменение одного фактора приводит к изменению всей системы (ее фазовой траектории [1]). Прошлое никогда открытой системой (ОНПС) «не забывается», а переходит в скрытое состояние (dissipation). Анализ множественных террасовых рядов и террасовых комплексов приводит к выводу о потере большей части фрагментов прошлого [8], уничтоженных самой системой. Сохранившиеся

3-4 террасы, из многократно большего их числа т.е. отражают свойства системы. Они образуют ложные климатические и тектонические тренды [8]. Успешная попытка вычисления прошлого вдоль фазовой траектории (всего-то на один шаг назад во времени!) потребовала подбора прошлых воздействий [6]. Извлечение истории системы из ее текущего состояния позволит, когда-нибудь, производить расчет текущих внешних воздействий на более длительный срок в будущее. В то же время достаточно продолжительная запись опасных природных воздействий на специальном слое многомерной Матрицы дает меру «распределенного» риска в планировании хозяйственной деятельности и безопасности. Реализация MDE как технологии будущего [7] позволит быстро перерабатывать текущие данные о внешних воздействиях (тектонические деформации, осадки, температуры, и др.) в компьютерные карты территории на ближайшее будущее (impending disasters).

ЛИТЕРАТУРА

1. Prigogine I, Stengers I... Order out of CHAOS. Heinemann. London. 1984. 430 с.
2. Michaelian, K. Thermodynamic origin of life: 4 March 2010. V. 1. P. 1–39.
3. Klenov, V.I. Experience of Nature systems Simulation. Hydroinformatics2000, Proceedings: Abstract Volume, Papers on CD-ROM. Iowa. USA. 2000. 8 pp.
4. Klenov V.I. Debris-flow recognition using an extended version of the river basin simulation model. Debris – Flow hazards mitigation: Mechanics, Prediction, and assessment (Dieter Rickenmann, Cheng-Lung Chen, Eds.), Millpress, Rotterdam. 2003. P. 139-145.
5. Klenov, Valeriy. The Moving Digital Earth Technology (MDE) for monitoring of Forthcoming Disasters, Proceedings of the 3rd International ISCRAM Conference (B. Ban de Walle and M. Turoff, eds.), Newark, N.J., May 2006). Newark. USA. 2006. P. 17-23.
6. Klenov, Valeriy. Chaos and GeoDynamics in Nature Systems: Virtual Nature Systems Approach. (Christos H. Skiadas, ed.), Proceedings of the CHAOS2008. Chania. Crete. Greece. 2008. 9 pp.
7. Klenov, Valeriy. Moving Digital Earth Technology. The Year in Infrastructure 2008. The inspiring infrastructure projects of the 2008 Be Awards of excellence. Bentley. Also nominated in special category: sustaining infrastructure. 2008. P. 141); www.bentley.com/BePrograms; Digital version in: www.bentley.com/YearInfrastructure.
8. Проблемы теоретической геоморфологии (Ананьев Г.С. и др., ред.), МГУ. Москва. Россия. 1999. 512 с.

ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.

*Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва,
t.klyuvitkina@mail.ru*

AQUATIC PALYNOMORPHS FROM THE ARCTIC SEAS SEDIMENTS AND THEIR APPLICATION FOR THE PALEO GEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS

Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I.

Geographical Faculty, Moscow State University, Moscow

Среди микропалеонтологических методов реконструкций палеогидрологических обстановок в арктических морях все большее значение приобретает анализ водных палиноморф, которые включают в себя цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также акритархи, органическую часть скелета фораминифер и другие органические остатки водных микроорганизмов [1, 2, 3, 4, 5 и др.]. Они обладают оболочками, близкими по составу к оболочкам пыльцы и спор, и могут быть определены в палинологических препаратах. В составе водных палиноморф в осадках шельфов доминируют цисты динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли [2, 6, 7, 8 и др.].

Пресноводные зеленые водоросли (Chlorophyceae) широко распространены в различных типах континентальных водоемов. Оболочки зеленых водорослей содержат слои спорополленина и устойчивы к растворению в процессе их седиментации [9]. Они поступают в моря с речным стоком, их наличие в осадках является индикатором распространения пресных вод на шельфе, а изменения численности отражают градиенты солёности вод от речных устьев к внешним краям шельфа [1, 3, 5; 10 и др.]. Например, изучение распределения зеленых водорослей в поверхностных осадках шельфовых морей Арктики [5] показало, что их максимальные концентрации отмечаются в районах лавинообразного накопления взвешенных речных наносов на шельфах, т.е. в областях внутренних зон маргинального фильтра рек [11]. Установлено, что зеленые водоросли могут служить

достоверными индикаторами изменений поступления речных вод в арктические моря в позднем плейстоцене и голоцене, а также изменений положения зоны маргинального фильтра [5, 10]. В осадках континентальных склонов и глубоководных частей океана зеленые водоросли единичны либо отсутствуют.

Динофлагеллаты представляют собой микроскопические одноклеточные организмы, обладающие признаками как растений, так и животных. Они обитают во всех основных типах водоемов – от озер до открытых океанов, встречаются на всех широтах [12 и др.]. Совместно с диатомеями и кокколитофоридами динофлагеллаты создают основную массу первичной продукции в водоемах. Подвижные клетки динофлагеллат не сохраняются в осадках, однако их некоторые виды (10–20%) в процессе своего репродуктивного цикла проходят стадии образования диплоидных клеток, цист, обладающих стойкими к растворению органическими или известковыми оболочками [12, 13 и др.]. Цисты динофлагеллат, обладающие органическими оболочками, широко используются в практике геологических и биостратиграфических исследований морских мезозойских и кайнозойских отложений. Ископаемые диноцисты известны, главным образом, из морских осадков и особенно обильны вдоль континентальных окраин (эстуарии рек, континентальные шельфы и склоны). Все более возрастает интерес к использованию диноцист при палеоокеанологических и палеоэкологических исследованиях четвертичных отложений, благодаря устойчивости их оболочек к растворению и хорошей сохранности в осадках. Другим важным моментом является относительно широкий диапазон соленостной толерантности видов, что позволяет использовать их в исследованиях не только глубоководных районов, но и осадков эпиконтинентальных морей и эстуариев рек.

За последние 30 лет, с начала изучения современных диноцист, накоплен достаточно обширный материал по их географическому распространению в морских осадках, особенно для Северной Атлантики, Арктического океана, циркум-Антарктического океана, низких широт Атлантического океана, восточных и западных окраин Тихого океана [14]. Этот банк данных был использован для установления связи между ассоциациями цист динофлагеллат и гидрологическими параметрами (температурами, соленостью, ледовитостью, продуктивностью вод или их эвтрофикации). Эта связь проявляется в прибрежных районах по мере удаления от берегов, а также при смене широтных градиентов. Параллельно с изучением современных диноцист накапливались данные по их использованию в палеоокеанологических реконструкциях. Количественные реконструкции параметров вод (соленость, температуры, изменение состояния ледового покрова) по диноцистам осуществлены на основе различных подходов, включая современные аналоги [14, 15 и др.], и показали перспективность их использования в палеоокеанологических реконструкциях.

Таким образом, сведения о содержании диноцист в поверхностных осадках Мирового океана постоянно и активно пополняются, благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе. География данных по содержанию диноцист в поверхностных осадках Арктики на сегодняшний день охватывает практически все шельфовые моря (кроме Восточно-Сибирского), что позволяет широко использовать их для реконструкций палеопараметров поверхностного слоя воды (температуры, солености, продолжительности ледового покрова) в арктических морях [16].

Метод анализа водных палиноморф предполагает использование для палеореконовструкций ряда дополнительных критериев, которые рассмотрены на примере моря Лаптевых (рис. 1). К настоящему времени оно наиболее детально исследовано по сравнению с другими арктическими морями с точки зрения анализа водных палиноморф (рис. 1).

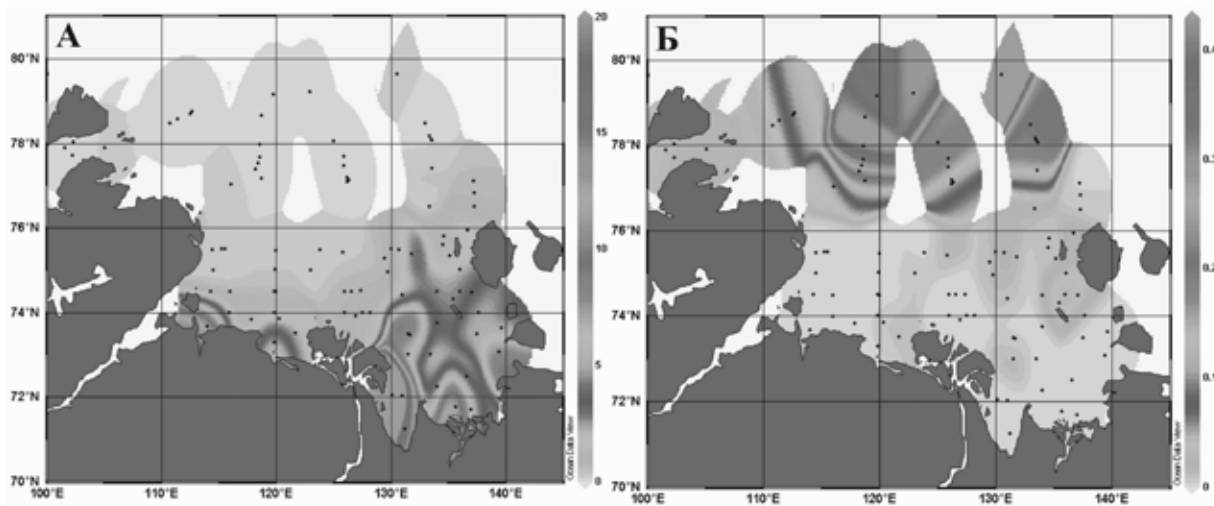


Рис. 1. Значения CD-критерия (А) и АН-критерия (Б) в поверхностных осадках моря Лаптевых.

Для реконструкций изменений поступления речных вод на шельфы арктических морей используется CD-критерий – соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на арктические шельфы с речными водами, и цист морских динофлагеллат [5, 10]. В море Лаптевых, расположенном в центральной части Евразийского шельфа и получающем ежегодно около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан, это проявляется в наибольшей степени.

Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66. Максимальные значения CD-критерия выявлены в юго-восточных районах моря Лаптевых, прилегающих к дельте р. Лены, куда направлен основной сток реки, и значения летней межгодовой солености поверхностных вод не превышают 4 [17]. В прибрежных районах моря, около устьев крупных рек (Лены, Яны, Оленёка и Хатанги), а также в областях подводных долин значения CD-критерия варьируют в пределах от 4 до 15, при солености < 15. В целом, по мере удаления от устья р. Лены и увеличения солености вод, значения CD-критерия снижаются. В северных частях моря, где соленость возрастает от 20 до >30, CD-критерий не превышает 2. Таким образом, CD-критерий отражает интенсивность поступления речных вод на шельф и может быть использован для реконструкций изменений поступления в море Лаптевых речных вод.

Установленная корреляция между содержанием в поверхностных осадках арктических морей цист гетеротрофных видов динофлагеллат, продолжительностью ледового покрова и характером водных масс позволила использовать для палеореконокструкций АН-критерий [1, 18] – отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов. АН-критерий может быть использован для реконструкций палеопродуктивности [1, 18], а также служить индикатором притока атлантических вод в арктические моря, т. к. в районах их распространения в составе ассоциаций диноцист преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат.

Значения АН-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют от 0 до 0,5. Максимальные значения выявлены в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых, где глубины составляют от 50 до 1000 м, а соленость превышает 26. Минимальные значения приурочены к мелководным районам шельфа. Анализ видового и количественного распределения диноцист в поверхностных осадках показал, что в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых суммарное содержание цист автотрофных видов динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus*, цист *Pentaparsodinium dalei* достигает наибольших значений. Эти виды рассматриваются как индикаторы распространения вод атлантического происхождения в Северном Ледовитом океане [19 и др.]. В свою очередь гетеротрофные виды, такие как *Brigantodinium simplex*, цисты *Polykrikos* sp., *Echinodinium karaense*, *Islandinium minutum*, *I. cesare* s.l., более холодноводны, способны выдерживать низкую соленость прибрежных вод и в целом преобладают в районах внутреннего шельфа моря Лаптевых.

При сравнении показателей АН-критерия для северного полушария, можно отметить максимальные его значения в водах Северной Атлантики. В морях российского сектора Арктики максимальные показатели АН-критерия установлены для Новоземельского желоба (до 220). Восточнее 15° в. д. и вплоть до долготы Чукотского моря значения АН-критерия изменяются в пределах от 0 до 1,3, и по мнению многих исследователей связано с уменьшением влияния атлантических водных масс [1, 5, 20, 21] и увеличением продолжительности ледового покрова, как лимитирующего фактора в развитии автотрофных видов динофлагеллат [1, 20].

АН-критерий может также применяться в качестве индикатора продолжительности ледового покрова в арктических морях, так как ограничивающим фактором в распределении автотрофных видов динофлагеллат является проникновение света [1, 20]. Например, с этой целью данный критерий был применен при изучении изменения ледовитости вод Канадского Арктического архипелага [20], значения АН-критерия снижаются в районах с продолжительным ледовым покровом и повышаются в областях полыней, что объясняется строгой зависимостью распределения автотрофных (фотосинтезирующих) видов от проникновения солнечного света.

Таким образом, в результате проведенных исследований показано, что метод анализа водных палиноморф может успешно применяться при решении ряда палеогеографических задач, касающихся вопросов изменений речного стока, ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на шельфе арктических морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs / Head M.J., Wrenn J.H. (eds.). – Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 1992. – P. 347-390.
2. Kunz-Pirring M. Rekonstruktion der Oberflächennwassermassen der "östlichen Laptevsee im Holozän anhand der aquatischen Palynomorphen // Berichte zur Polarforschung. – 1998. – V. 281. – P. 1-117.

3. Kunz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History* / Kassens H, Bauch HA, Dmitrenko I, Eicken H, Hubberten HW, Melles M, Thiede J, Timokhov L (eds). – Berlin: Springer-Verlag, 1999. – P. 561-575.
4. Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // *J. Quaternary Science*. – 2001. – № 16(7). – P. 637-649.
5. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *International Journal of Earth Sciences*. – 2000. – № 89. – P. 470-485.
6. Levac E., de Vernal A., Blake W. Sea-surface conditions in northernmost Baffin Bay during the Holocene: palynological evidence // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – № 16(4). – P. 353-363.
7. Voronina E. Polyak L., de Vernal A., Peyron O. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – V. 16 (7). – P. 717-726.
8. Rochon A., de Vernal A. Palynomorph distribution in recent sediments from the Labrador Sea // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1994. – V. 31. – P. 115-127.
9. Jankovska V., Komarek J. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in paleoecology // *Folia Geobotanica*. – 2000. – № 35. – P. 59-82.
10. Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. – 2006. – Т. 46. – № 6. – С. 911-921.
11. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735-747.
12. Fensome R.A. Taylor F.J.R., Norris G., Sarjeant W.A.S., Wharton D.I., Williams G.L. A classification of living and fossil dinoflagellates // *Micropaleontology. Special publication*. – 1993. – V. 7. – P. 1-351.
13. Wall D., Dale B. Modern dinoflagellate cysts and evolution of the Peridiniales // *Micropaleontology*. – 1968. – V. 14. – № 3. – P. 265-304. pls. 1-4.
14. Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2003. – V. 125. – P. 1-200.
15. De Vernal A., Turon J.-L., Guiot J. Dinoflagellate cyst distribution in high latitude environments and quantitative reconstruction of sea-surface temperature, salinity and seasonality // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1994. – V. 31. – P. 48-62.
16. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиесен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) // *Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития* / Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов (Отв. ред.). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. – С. 448-466.
17. Pivovarov S., Holemman J.A., Kassens H., Antonow M., Dmitrenko I. Dissolved oxygen, silicon, phosphorus and suspended matter concentrations during the spring breakup of the Lena River // Kassens, H., Bauch, H.A., Dmitrenko, I.A., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L.A. (eds.) *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. Springer-Verlag, Berlin, 1999. P. 251-264.
18. Bujak J.P. Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 // *Micropaleontology*. – 1984. – V. 30. – № 2. – P. 180-212, pls. 1-4.
19. Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Yu., Zonneveld K., Harland R. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontologische Zeitschrift*. – 2005. – V. 79/1. – P. 3-51.
20. Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – V. 16(7). – P. 603-620.
21. Клювиткина Т.С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. – 2007. – 24 с.

НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА СМОЛЕНСКИЙ БРОД НА ЗАПАДНОЙ ДВИНЕ

Козлов В.Б.¹, Кремень А.С.², Иосифова Ю.И.³, Писарева В.В.⁴, Семенов В.В.⁴, Шик С.М.³

¹ Смоленский гуманитарный университет

² Смоленский государственный университет

³ Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы

⁴ Институт географии РАН

NEW RESEARCH OF THE INTERGLACIAL DEPOSITS OF THE SMOLENSK BROD REFERENCE SECTION ON THE WESTERN DVINA RIVER

Kozlov V.B.¹, Kremen A.S.², Iosephova U.I.³, Pisareva V.V.⁴, Semenov V.V.⁴, Chic S.M.³

¹ Smolensk University for the Humanities

² Smolensk State University

³ Regional Interdepartmental Stratigraphic Commission and Center the South of the Russian Platform

⁴ Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences

Актуальной проблемой современной науки является реконструкция природной среды плейстоцена и голоцена для долгосрочного прогноза ландшафтно-климатических изменений будущего. Обобщение имеющихся материалов позволило выявить сложную ритмику палеогеографических событий.

Разный подход к оценке палеогеографических событий некоторых временных интервалов заставляет обратиться к дополнительному изучению опорных и стратотипических разрезов Восточной Европы. В их числе находится обнажение в урочище Смоленский Брод, в 12 км выше г. Велижа у д. Яхны, на правом берегу Западной Двины. Здесь согласно описанию и геологическому профилю, составленному Л.Н. Вознячуком и А.Ф. Санько, обнажаются межледниковые органогенные отложения, перекрытые двумя моренами. Верхняя из них относится к валдайскому оледенению. Ниже межледниковой толщи буровыми скважинами вскрыты две более древние морены и озерно-ледниковые отложения, подстилаемые девонскими доломитами [2].

Палинологические исследования этого разреза проводились в разные годы Н.А. Махнач, Я.К. Еловицкой, Т.Б. Рыловой, И.Е. Савченко и В.Л. Шалабодой, карпологические – П.И. Дорофеевым, Ф.Ю. Величквичем, Т.В. Якубовской. Фауна мелких млекопитающих изучалась А.М. Мотузко, а энтомофауна – В.И. Назаровым. На основании полученных данных Л.Н. Вознячуком выделен новый стратиграфический горизонт – смоленское межледниковье, которое он отнес к началу среднего плейстоцена [2]. Однако, в последние годы появились публикации с переоценкой возраста этого разреза. На основании видового состава макроостатков, флору Смоленского Брода следует относить к группе полиморфных флор шкловско-снайгупельского типа.

Разногласия заставили вновь обратиться к изучению этого разреза. В 2006 г. в разрезе у д. Яхны была сделана новая расчистка в береговом обрыве Западной Двины. Согласно описанию Ю.И. Иосифовой, ниже валунных суглинков вскрыты:

- Супесь глинистая, с остатками корней растений – 2,96-3,16
- Песок желтовато-коричневый, глинистый – 3,16-3,44
- Суглинок темно-коричневый – 3,44-3,55
- Песок палево-серый – 3,55-3,65
- Песок желтовато-палевый, глинистый – 3,65-3,75
- Супесь, серая – 3,75-3,85
- Мергель сизовато-коричневый – 3,85-4,00
- Торф – 4,00-4,60
- Гиттия черная – 4,60-5,95
- Мергель темно-коричневый – 5,96-6,00.

В результате палинологических исследований образцов из гиттии, относящейся к климатическому оптимуму межледниковья, выделена богатая ископаемая флора. Исходя из общего содержания пыльцы широколиственных пород, составляющего более 50% от суммы пыльцы древесных пород, и ее флористического состава, можно сделать вывод о распространении в Смоленском регионе полидоминантных хвойно-широколиственных лесов (рис. 1). В конце межледниковья флора становится заметно беднее, что свидетельствует о значительном похолодании. Похолодание позднее сменяется интерстадиальным потеплением, во время которого распространялись хвойные породы.

Палинологические данные дополняются результатами ранее проведенных карпологических исследований [1]. По эволюционному уровню фауна Смоленского Брода рассматривается А.Н. Мотузко [3] как доливинская. Отнесению к лихвинскому межледниковью этого разреза противоречит и характер развития

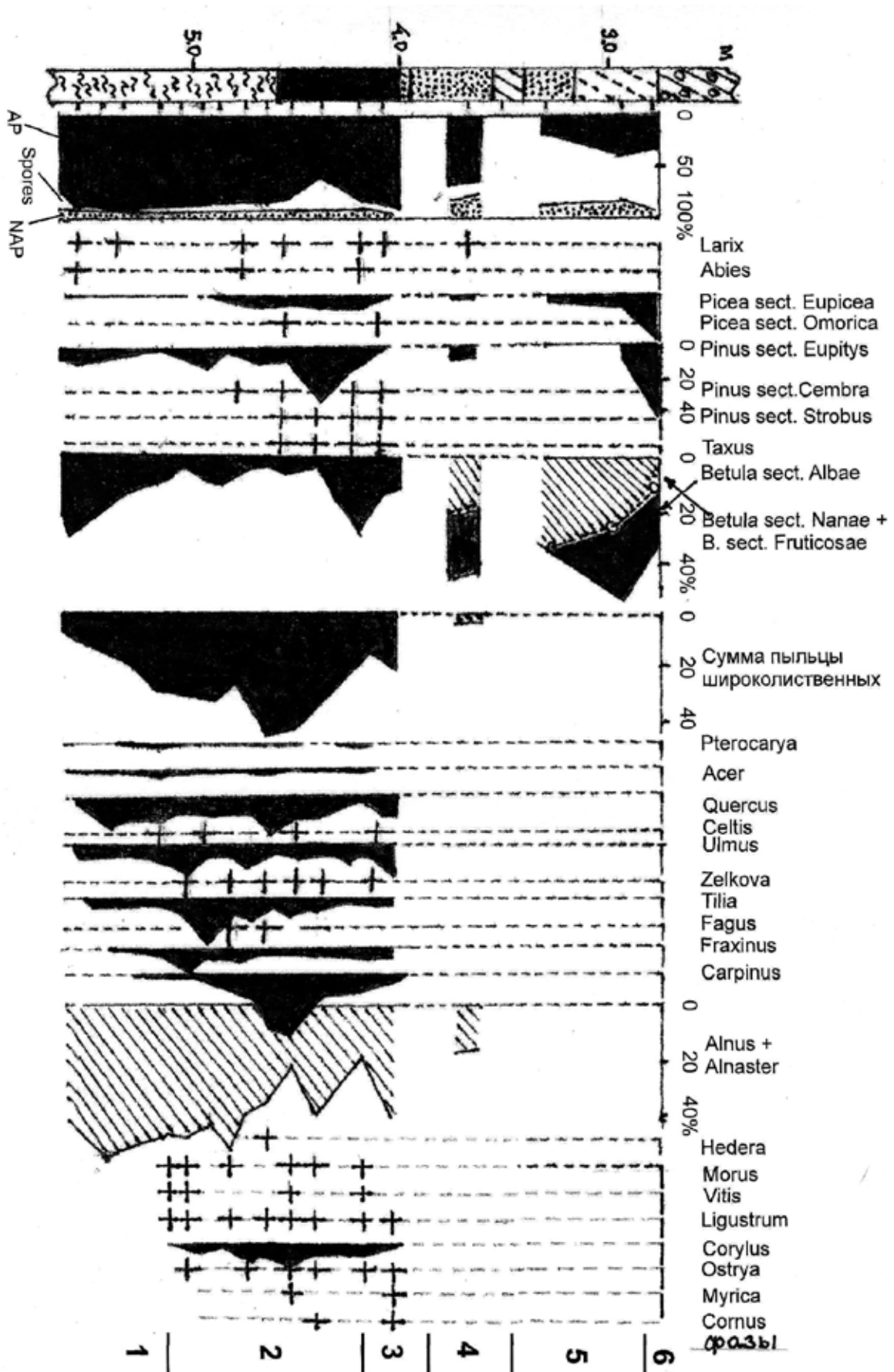


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу Смоленский Брод (аналитик В.В. Писарева).

растительности – иной порядок кульминации древесных пород, незначительное участие ели и постоянное присутствие в сложных фитоценозах лиственницы, практически полное выпадение из состава растительных сообществ пихты, произраставшей в оптимуме лихвинского межледникового в сочетании с грабом.

Палеомагнитные исследования, выполненные по разрезу Смоленский Брод впервые, включали ступенчатое размагничивание образцов от 100 до 550 °С (с интервалом 50 °С). Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности (ЕОН) пород показывает, что ЕОН выходит на первичный компонент (J_n°) в интервале температур 250-300 °С. Нагревы до более высоких температур не изменили направление намагниченности сколько-нибудь существенно (в пределах 3-6°). В целом, изученные отложения оказались слабомагнитными: величина J_n° изменяется в пределах 0,09-2,1 nT, магнитная восприимчивость варьирует в более широком интервале – от 8 до 145×10^{-6} ед. СИ.

По направлению вектора J_n° изученные отложения намагничены прямо (т. е. по направлению, близкому современному геомагнитному полю). На сравнительно узком интервале разреза (4,55-4,40 м) фиксируется палеомагнитная аномалия: образцы на нижнем микроуровне показывают заниженные значения как по склонению ($D_{ср.} = 78^\circ$), так и по наклонению ($J_{ср.} = 9^\circ$), а на вышележащем уровне (4,4 м) достаточно уверенно выделяется обратная намагниченность ($D_{ср.} = 141^\circ$, $J_{ср.} = -47^\circ$). Из нижнего уровня (4,55 м.) ступенчатую термочистку проходили 3 образца-дубля, из верхнего – 4. По-видимому, на данном интервале разреза фиксируется запись экскурса геомагнитного поля.

Создается впечатление, что экскурс записан не полностью: в начале экскурса происходило сравнительно плавное изменение направления вектора J_n° , а в его завершение – резкое (скачкообразное) возвращение палеополюса в стационарное состояние. Подобный характер изменения J_n (по наклонению) выявлен нами при изучении экскурса Конаховка в одноименном разрезе (Рославльский страторегион, Смоленская область) в верхнем (конаховском) климатическом оптимуме мучапского (рославльского) межледникового [5]. Следует отметить, что как экскурс Конаховка, так и выявленный экскурс (по разрезу его обнаружения – Смоленский Брод) проходили, по всей видимости, на фоне пониженной напряженности геомагнитного поля, на что указывают низкие значения величин J_n и Q (фактор Кенигсберга). Пониженные значения этих параметров отмечаются до начала экскурса и в течение его.

С учетом полученных палинологических исследований можно сделать вывод о том, что выявленный экскурс Смоленский Брод проходил на заключительных этапах климатического оптимума. По палинологическим и палеомагнитным данным этот экскурс можно было бы сопоставить с могилевским (конаховским) климатическим оптимумом. Однако, состав ископаемой флоры и присутствие в разрезе Смоленский Брод арвизуальной фауны определяет принадлежность разреза к интервалу, непосредственно предшествующему окскому оледенению, т.е. к позднекромерскому интергляциалу схемы В. Загвийна [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Величневич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. - Минск: Наука и техника. – 1982. – 280 с.
2. Вазнячук Л.М., Махнач Н.А., Санько А.Ф., Матузка А.М., Назарау У.И., Шалабада В.Л. Межледниковые аклады урочища Смаленскі Брод на Заходняй Дзвіне у Веліжскім раёне Смаленскай вобласці // *Новае ў геалагічнай антрапагену Беларусію* – Мінск: Навука і тэхніка. 1979. – С. 64-79.
3. Мотузко А.Н. Грызуны антропогена Беларусіі і супрацьлеглых тэрыторый // *Проблемы плейстоцена*. – Минск: Наука и техника. 1985. – С. 173-188.
4. Шик. С.М., Козлов В.Б. Четвертичные отложения Смоленской области // *Четвертичные отложения, экология и полезные ископаемые Смоленской области*. – Смоленск. 2002. – С. 31.
5. Семенов В.В. Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов России // *Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода*. – М.: ГИН РАН, 1994. – С. 215.
6. Zagwijn W.H. The Cromerian complex stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // *The Middle Pleistocene / Ch. Turner (Ed.)*. – Rotterdam: Balkema. 1996. – P. 145-173.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ СТАДИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

Кокин О.В.

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, *osip_kokin@mail.ru*

HOLOCENE STAGES OF WEST SPITSBERGEN GLACIATION

Kokin O.V.

Murmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Murmansk

Количество ледниковых стадий в голоцене до сих пор остается нерешенным вопросом палеогляциологии Шпицбергена [1]. Разными исследователями выделялись несколько ледниковых стадий в голоцене. А. Ян [2] выделил этап «древних моренных гряд» (стадия хорнсунн) около 10 тыс. л. н. Л.С. Троицкий [3] предложил стадию факседален около 10-11 тыс. л. н. Я. Щупрычинский [4] выделил стадию магдалене-фьорд около 2,5 тыс. л. н. Однако полученные позже радиоуглеродные датировки ставили под сомнение возраст образований, по которым они выделялись [5, 6]. Кроме того, Л.С. Троицкий в этих работах [5, 6] предлагает стадии дамес-морены (ок. 7,8 тыс. л. н.), пасдален (ок. 5 тыс. л. н.; прямые датировки отсутствуют) и грён-фьорд (3-2,5 тыс. л. н.). Однако датировки, полученные нами в последние годы, свидетельствуют о более молодом возрасте образований, по которым выделялись стадии грён-фьорд [1] и дамес-морены. И, наконец, всеми исследователями признается существование стадии трескелен (малый ледниковый период, 800-100 л. н.), краевые морены которой наблюдаются перед всеми ледниками Шпицбергена.

Стадия грён-фьорд (3000-2500 л. н.) была выделена Л.С. Троицким [5] на основании радиоуглеродных датировок из толщи напорного вала ледника Грёнфьорд (8000-3250 л. н.). Он считал, что в этом временном интервале в кутовой части Грён-фьорда происходило морское осадконакопление, а подвижка ледника и образование напорной морены произошло несколько позднее (3000-2500 л. н.). Полученные нами радиоуглеродные датировки морских моллюсков (2020 ± 120 (ГИН-13633), 2080 ± 80 (ГИН-13634), 9480 ± 100 (ГИН-13830), 9400 ± 100 (ГИН-13831) радиоуглеродных лет) позволяют расширить отрезок времени, когда в заливе шла морская аккумуляция (9400-2020 л. н.). Получается, что подвижка ледника, переотложившая морские осадки кутовой части залива, произошла не раньше 2020 л. н. Скорее всего, это было в стадию трескелен [1].

Л.С. Троицкий выделяет стадию дамес-морена (около 7800 л. н.) на основании радиоуглеродного датирования органического материала из толщи морских отложений так называемой Дамес-морены, представляющую собой напорную морену ледника Паула. По его данным [6], Дамес-морена лежит на террасах 22 и 40 м с возрастными соответственно 9510 ± 50 (Tln-145) и 10340 ± 110 (Tln-146). Возраст раковин из толщи морены составляет от 7850 до 8550 л. н., что связывается Л.С. Троицким с их накоплением на дне фьорда. Возраст раковин моллюсков с поверхности: Дамес-морены – 6470 ± 90 (Tln-531) – и боковой морены (сев. берег бух. Риндерс) – 6660 ± 70 (Tln-170) – интерпретируется им как время отступления ледника и восстановления морских условий осадконакопления. Ссылаясь на это, он оценивает время наступания ледника примерно в 7800 л. н. Возраст древесины-плавника на поверхности Дамес-морены колеблется от 1340 до 600 лет, что расценивается Л.С. Троицким как вовлечение береговых осадков с плавником в движение ледника в эпоху Малого ледникового периода (стадия трескелен) и последующее их отложение после деградации льда.

Однако в последние годы нами получены следующие радиоуглеродные датировки с поверхности Дамес-морены: раковин морских моллюсков 8870 ± 50 (ГИН-14072), 8270 ± 100 (ГИН-14075), 8020 ± 70 (ГИН-14070), 7250 ± 70 (ГИН-14074), 6670 ± 90 (ГИН-14073), 1520 ± 60 (ГИН-14071) и древесины-плавника 510 ± 30 (ГИН-14076) радиоуглеродных лет, что, на наш взгляд, говорит в пользу формирования отложений напорного вала в морских условиях в период с 9000 до 500 л. н. А их переотложение со дна фьорда и образование напорной морены произошло позже 500 л. н., т. е. во время последней стадии трескелен [7].

Кроме того, на основании микрофаунистического анализа (по фораминиферам) отложений из напорного вала на полуострове Трескелен (зал. Хорнсунн), образовавшихся в интервале 8380 ± 80 (ГИН-7083) – 7090 ± 200 лет (ГИН-7084), И.А. Погодиной установлено, что условия среды осадконакопления во фьорде в этот период соответствуют понятию «климатический оптимум» [8]. Водные массы имели более высокие температуры по сравнению с нынешними. Ледниковые покровы, вполне вероятно, имели меньшие размеры.

Недавно были получены косвенные данные о возрасте древней боковой морены ледника Альдегонда, которая находится слева от левой боковой морены стадии трескелен, т. е. вне ее прогляциальной зоны, и ориентирована под углом к ней и к левому борту долины. Эта древняя боковая морена оканчивается у бровки морской террасы высотой 50 м. Вероятно, она образовалась при растекании ледника на выходе за скальное обрамление. Были получены радиоуглеродные датировки морских моллюсков из нижележащих морских террас (0,5-12 м): 7710 ± 100 (ГИН-14069), 8480 ± 80 (ГИН-14067), 8700 ± 140 (ГИН-14063), 9300 ± 90 (ГИН-14066), 9340 ± 80 (ГИН-14064), 9610 ± 110 (ГИН-14068), $10\,090 \pm 90$ (ГИН-14065) радиоуглеродных лет [7]. Таким образом, очевидно, что древняя боковая морена сформировалась ранее 10 тыс. радиоуглеродных лет – возможно, около 12 тыс. л. н.

По аналогии с предшествующими исследователями эту стадию можно условно назвать «стадия альдегонда» (?), однако прежде необходимо уточнить ее возраст, а также попытаться найти свидетельства, подтверждающие наличие данной стадии у других ледников Шпицбергена.

По мнению некоторых исследователей [9], основанном на микрофаунистическом анализе фораминифер, около 7000 калиброванных л. н. (т. е. примерно 6000 радиоуглеродных лет) на Шпицбергене имело место общее похолодание климата. Существует предположение, что это похолодание приводило к активизации ледников, вследствие которой происходило увеличение активности оползневых процессов на подводных склонах фьордов [10].

Таким образом, в настоящее время для голоценового оледенения Западного Шпицбергена более или менее точно, по геоморфологическим данным, установлена только последняя стадия наступания ледников (стадия тресклен, 800-100 л. н.).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-00968).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кокин О.В., Тарасов Г.А. К истории развития ледникового рельефа Западного Шпицбергена в голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Москва, 7-9 ноября 2007). – Москва: ГЕОС, 2007. – С. 177-179.
2. Ян А. Геоморфологические исследования Польской научной экспедиции на Шпицбергене // Труды НИИ геологии Арктики. – 1961. – Т. 123. – Вып. 16.
3. Троицкий Л.С. К истории оледенения Шпицбергена в верхнем плейстоцене и голоцене // Докл. АН СССР, сер. геол. – 1967. – Т. 175. – № 3.
4. Szuprizynski J. Glaciations in the Spitsbergen area // Geogr. polon. – 1968. – V. 14.
5. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). – М.: Наука, 1975. – 276 с.
6. Гляциология Шпицбергена. – М.: Наука, 1985. – 200 с.
7. Кокин О.В. Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Грёнфьорд и Альдегонда). Автореф. дисс. канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 2010. – 24 с.
8. Погодина И.А. Раннеголоценовый климатический оптимум в районе архипелага Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Апатиты: Изд. КНИЦ РАН, 2002. – Вып. 2. – С. 44-48.
9. Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtliebsen F., Khomenko L., Korsun S., Ringstad Olsen L. and Vorren T.O. Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin // Quaternary Science Reviews. – 2004. – V. 23. – P. 2075-88.
10. Forwick M. and Vorren T.O. Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence // The Holocene. – 2007. – V. 17. – N 6. – P. 707-716.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕГО-СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

THE SEDIMENTATION AND PALEO GEOGRAPHY OF THE CENTRAL PART OF BAIKAL RIFT ZONE DURING EARLY – MIDDLE NEOPLEISTOCENE

Kolomiets V.L.

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude

Плейстоценовый структурный ярус Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) представлен отложениями днищ впадин: Муйско-Куандинской, Парамской, Верхнеангарской, Баргузинской, Усть-Баргузинской, Налимовской, Нижнетуркинской, Котокельской, Усть-Селенгинской и Тункинской. Характерным элементом их строения являются песчаные толщи плейстоцена, имеющие однообразные внешние признаки (сходную цветовую гамму, литологический состав и текстуру) и слагающие не менее 7-ми эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террасовых уровней. В Муйско-Куандинской впадине определено 8 уровней. По своему происхождению они относятся к флювиальной и лимнической группам аквального парагенетического ряда континентальных осадочных образований [10]. При общем анализе всего плейстоценового террасового комплекса выявляется следующая последовательность формирования уровней с выделением специфики осадконакопления.

VIII террасовый уровень относится к позднему плиоцену – эоплейстоцену (высота 160-200 м) и развит в Муйско-Куандинской впадине [1]. Представлен мелкоструктурными горизонтально-слоистыми песками береговых и прибрежных фаций озерной макрофации, которые накапливались в неглубокой акватории стационарных проточных лимнических водоемов с малым волнением и придонным субламинарно-сuspензионным течением. Мелко-среднезернистые литологические разности с наклонной и волнистой текстурой формировались меандрирующими водотоками речного облика с замедленным слаботурбулентным однонаправленным поступлением воды в русловых и пойменных фациях речной группы фаций.

VII террасовый уровень рубежа эоплейстоцена – неоплейстоцена (110-160 м) изучен в опущенных блоках днищ и по периферии Верхнеангарской, Муйско-Куандинской, Парамской, Баргузинской, Налимовской, Котокельской и Тункинской котловин. Осадки – субгоризонтально-слоистые тонко-мелкозернистые пески, алевропески и алевроиты, аккумуляровавшиеся в проточных лимнических водоемах с небольшими глубинами (до 3-5 м). Для палеопотоков перечисленных впадин реконструированы сходные динамические параметры. Они имели равнинный ($Fr < 0,1$), реже полугорный ($Fr = 0,1-0,2$) типы натуральных открытых русел с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ в комфортных условиях пребывания ложа и беспрепятственного движения воды ($n > 40$). Начальным моментом движения наносов в руслах палеорек являлся порог минимальных значений срывающих скоростей водного потока 0,3-0,4 м/с. Аккумуляция начиналась с падением придонной скорости до 0,2 м/с. Палеорекам были свойственны узкие рамки изменений скоростного режима течения воды от 0,4 до 0,5 м/с, а также уклонов продольного профиля – от 0,2 до 0,7 м/км (табл.). В большинстве случаев динамика потоков характеризовалась переходным режимом осаждения между турбулентным и ламинарным типами, что соответствует способу переноса в виде сальтации с подчиненной ролью суспензий. Малые значения ф-критерия устойчивости русел (< 100 единиц) конкретизируют исследуемые флювиальные системы как немобильные, которые вряд ли могли осуществлять масштабную разрушительную работу по изменению гидрографической сети и рельефа в целом. В фациальном отношении изучаемый гранулометрический спектр принадлежит полю совмещения лимнических и аллювиальных условий седиментации с преимущественным распространением прибрежно-береговых фаций озерной группы и меньшим – русловых и пойменных речной группы.

Палеопотамологические реконструкции на временной срез VII уровня хорошо согласуются с выводом о том, что к концу плиоцена отрицательные морфоструктуры БРЗ были выражены почти в современном виде [1]. Это подтверждается установленным умеренным протеканием осадконакопления на протяжении эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена. Степень эрозионного расчленения рельефа горного обрамления впадины не оказывала влияния на обстановки седиментации, в которых преобладали потоки с гидродинамическими параметрами равнинного типа. Озера Верхнеангарской и Тункинской впадин имели прямую связь с Байкалом, свидетельством чему является присутствие в осадках скелетных игл байкальских губок [5].

VI, V и IV террасовые уровни. Ранне-средне-неоплейстоценовые отложения, слагающие уровни 80-100 м (VI), 50-80 м (V) и 25-50 м (IV), развиты повсеместно во всех межгорных рифтовых впадинах. Они выполнены мелко-слоистыми крупно-средне-мелкозернистыми песками с субгоризонтальной, наклонной и косой текстурой. Подчиненную роль играют пограничные разности обломочного спектра.

Осадкообразование террасовых уровней протекало в близких условиях неглубоких устойчивых озерных незастойных водоемов (от 2-3 до 5-7, редко 10 м). Материал доставлялся равнинными, в основном полугорными ($Fr = 0,1-0,3$), горно-грядовыми ($Fr = 0,3-0,5$) потоками с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях положения ложа ($n = 30-40$). Срывающие скорости варьировали от 0,3 до 1,3 м/с, скорости отложения – от 0,2 до 0,8 м/с, поверхностные скорости течения – от 0,3 до 2,0 м/с, уклоны водного зеркала – от 0,5 до 2 м/км (табл.). Режим осаждения был слаботурбулентным и переходным, господствовал скачкообразный способ транспортировки от фазы гладкого дна к появлению грядовых подвижных форм руслового рельефа. По ф-критерию устойчивости такие палеопотоки определяются как слабоподвижные.

Осадки высоких террас аккумуляровались в: а) в мелководных, достаточно крупных, проточных озеровидных водоемах с малоамплитудным характером волновых колебаний и разветвленной сетью придонных течений, приведших к образованию субгоризонтально-слоистых алевроитово-тонкопесчаных пород береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации; б) однонаправленных слабодинамичных и немобильных речных потоках с замедленным движением воды ввиду их подпора в придельтовом положении русел с появлением наклонно- и косослоистых мелко-среднезернистых песков русловых и пойменных фаций речной макрофации.

Существование озерных водоемов в Верхнеангарской, Баргузинской, Нижнетуркинской и Тункинской впадинах в этот период плейстоцена засвидетельствовано находками спонгиозауны и малакофауны [3, 5, 6].

В Усть-Баргузинской впадине со второй половины нижнего до середины среднего неоплейстоцена имели место преимущественно лимнические обстановки седиментации без существенных вариаций своего гидродинамического состояния. С конца среднего неоплейстоцена озерный режим депрессии постепенно сменялся речным в придельтовом положении русел.

Таблица. Осредненные палеопотамологические характеристики осадконакопления террасового комплекса суходольных впадин БРЗ

Показатель	Террасовые уровни				
	VIII	VII	VI	V	IV
Срывающая скорость, м/с	0,31	0,26-0,39	0,29-0,35	0,26-0,34	0,34-0,60
Скорость отложения, м/с	0,20	0,17-0,21	0,18-0,21	0,18-0,22	0,21-0,40
Скорость потока, м/с	0,43	0,30-0,45	0,40-0,50	0,34-0,47	0,41-0,70
Глубина, м	0,98	0,8-3,0	0,8-3,0	0,8-3,0	1,0-2,0
Ширина, м	25	12-64	10-60	5-41	10-84
Уклон, м/км	0,70	0,20-0,76	0,35-0,76	0,30-0,90	0,3-2,0
Критерий Ляпина	0,23	0,10-0,25	0,19-0,27	0,10-0,29	0,20-0,30
Критерий ф	< 100	< 100	< 100	< 100	< 100
Коэффициент шероховатости, n	41,0	35,0-43,4	37,0-44,3	39,5-43,7	20,0-42,9
Число Лохтина, Λ	1,6	1,0-2,0	1,7-3,0	1,6-3,0	1,6-4,0
Число Фруда, Fr	0,07	0,01-0,07	0,04-0,15	0,03-0,14	0,08-0,17

В финале эоплейстоцена – начале неоплейстоцена в Котокельской котловине возник стационарный неглубокий озеровидный водоем, в котором, наряду с доминированием лимнического характера седиментации, в прибрежной полосе акватории имел место и речной, связанный с проникновением в бассейн аккумуляции малоподвижных равнинных палеоводотоков. Подобная обстановка просуществовала вплоть до начала среднего неоплейстоцена, в первой половине которого происходила неоднократная деградация озерной системы с ее распадом на небольшие застойные водоемы, в которых совершалось накопление болотных и озерно-болотных фаций. Об этом свидетельствуют многочисленные прослои и линзы пород глинистого состава, обогащенные органическим материалом на разных уровнях залегания в теле VI террасового уровня. Причиной могла быть аридизация климата с похолоданием в горах Прибайкалья, результатом которой явилось ограниченное поступление воды, вследствие чего озеро небольшой впадины быстро деградировало.

Из характера седиментогенеза Налимовской впадины следует, что уже в позднем эоплейстоцене в котловине получил развитие озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа с осаждением преимущественно в подводно-дельтовом положении. Такие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена; депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных соров.

Аккумуляция наносов в Усть-Селенгинской впадине (финал раннего – начало среднего неоплейстоцена) происходила в акватории лимнического водоема. Формирование осадков в первой половине среднего неоплейстоцена во время накопления V уровня носило преимущественно озерный и смешанный озерно-речной характер (коэффициент вариации, $0,4 < v < 0,8$), меняющийся в некоторых случаях на речной ($v > 0,8$).

Что же послужило основой столь длительного существования аквального седиментогенеза в межгорных впадинах центральной части БРЗ во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? Обратимся к позднекайнозойской истории Прибайкалья – могли ли известные нам события привести к возникновению особых условий осадконакопления в БРЗ, следы которых отчетливо фиксируются наличием мощных песчаных толщ высокого террасового комплекса во всех без исключения суходольных впадинах. В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза. Работами [7, 8] установлено, что в четвертичное время территория БРЗ испытала четыре фазы тектонической активизации.

Первой такой фазой, проявившейся не только на территории БРЗ, но и Центральной Азии была **ранне-приморская фаза** (1,3-1,1 млн. лет) с быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, – ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [7]. Эоплейстоценовый тектонический подпор имел место и в крайней, северо-восточной оконечности исследуемого района – в Муйско-Куандинской впадине (Северо-Муйское сужение р. Витим) [2]. По результатам спорово-пыльцевых анализов (Баргузинская впадина) и радиотермолуминесцентного (РТЛ) датирования ($1,0 \pm 0,09$ млн. лет, Налимовская впадина) самый высокий, VII уровень по своему образованию соответствует данному временному промежутку тектонической активизации. Поэтому главенство комплексных лимно-аллювиальных и лимнических обстановок седиментогенеза при накоплении VII уровня можно сопоставить с первой ингрессией вод Байкала в речные долины и межгорные впадины байкальского направления стока, что привело к появлению достаточно крупных, но не отличавшихся большими глубинами, озер в днищах котловин с палеопритоками равнинного (ввиду препятствия оттоку) и полугорного типов.

Вторым моментом тектонического и вулканического оживления этой территории явилась **позднеприморская фаза** (800-600 тыс. лет), во время которой произошло интенсивное воздымание западного плеча Байкальского рифта [7]. Она способствовала новому подъему уровневой поверхности оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья [4]. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI террасовым уровнем, получившим самое широкое распространение во всех впадинах байкальского типа. Подтверждением этому является РТЛ-возраст отложений основания песчаного увала Верхнего Куйтуна (Баргузинская впадина) 790 и 830 тыс. лет, а также спорово-пыльцевые спектры (Муйско-Куандинская, Баргузинская, Усть-Баргузинская котловины), указывающие на существование умеренно-теплых и влажных климатических условий. Толща имеет аквальное происхождение с соответствующим набором динамических параметров аккумуляции осадков.

Хубсугульская фаза тектонической активизации (600-400 тыс. лет) вызвала структурную перестройку данной территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (Витимское плоскогорье, Тункинская впадина, Джидинский район) [8]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться на характере развития других рифтовых межгорных депрессий и привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой достигала ста метров выше современного [9]. В рельефе днищ впадин БРЗ она привела к образованию V террасового уровня комплексного озерно-речного генезиса. Осадки из урочища Верхний Куйтун, продатированные РТЛ-методом (почти тот же временной диапазон – от 380 до 460 тыс. лет), отлагались в постоянных лимнических водоемах с проточным режимом.

Последняя, **тийская фаза** тектонической активизации (150-100 тыс. лет), ознаменовавшая переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал [7], обусловила 4-е внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание там неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV уровень (РТЛ подтверждение получено для Баргузинской, Нижнетуркинской и Усть-Селенгинской впадин).

Могли ли климатические условия – неоднократные эпохи потеплений и похолоданий среднего и позднего неоплейстоцена – стать первопричиной столь масштабных преобразований в Прибайкалье? Основываясь на богатом палеофлористическом материале, И.Н. Резанов [9] исключал такую возможность, как основу сценариев общерегиональных событий, хотя две стадии продолжительных оледенений северной части Прибайкалья в самаровское и тазовское время среднего неоплейстоцена приводили к образованию подпрудных ледниковых озер в системе Муйских впадин и накоплению песков лимно-гляциального генезиса [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. – М.: Наука, 1981. – 198 с.
2. Будаев Р.Ц. Кайнозойские отложения и развитие рельефа западной части Станового нагорья: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1989. – 17 с.
3. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. - Серия геологическая. – 1958. – №4. – С. 18-29.
4. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – 359 с.
5. Мартинсон Г.Г. Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиофауны Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – Т. X. – С. 425-455.
6. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР. – 1948. – Т. LXI. – № 5. – С. 897-900.
7. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2001. – 252 с.
8. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние. – 2000. – 288 с.
9. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука. – 1988. – 128 с.
10. Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. – 2008. – V. 179. – P. 58-63.

ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СУХОДОЛЬНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Коломиец В.Л.

Геологический институт Сибирского отделения РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru

THE DEPOSITS OF DRY DEPRESSIONS OF THE CENTRAL PART OF BAIKAL RIFT ZONE DURING LATE NEOPLEISTOCENE AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC CHARACTERISTIC

Kolomiets V.L.

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude

Комплекс низких надпойменных аллювиальных террас: 15-25 м (III), 9-12 м (II), 4-9 м (I) сформирован поздненеоплейстоценовыми отложениями, широко распространенными во всех отрицательных морфоструктурах центральной Байкальской рифтовой зоны – от Муйско-Куандинской на крайнем северо-восточном фланге до Тункинских впадин – на юго-западе.

Осадки низкого террасового комплекса – субгоризонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с добавками гравийно-галечных включений и примесями алевритово-пелитовых частиц. Средой их накопления были стационарные слабоподвижные, подвижные извилистые потоки полугорного и горного грядового типа (число Фруда, $Fr = 0,10-0,27$) в благоприятных и обычных условиях состояния коренного ложа (коэффициент шероховатости, $n = 20,0-40,0$), с особенностями в направлении водных струй течения и рельефе дна, со срывающими скоростями 0,3-2,0 м/с, скоростями отложения 0,2-1,3 м/с, поверхностными скоростями течения 0,3-3,0 м/с, глубинами 0,9-5,0 м, уклонами водного зеркала 0,5-10,0 м/км и шириной водотоков 15-400 м. Седиментационный режим характеризовался турбулентным и переходным типами осаждения, переносом дезинтегрированного вещества, главным образом, сальтацией, качением и волочением обломков по дну, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta = 0,20-0,72$). Гидродинамические параметры палеопотоков в значительной степени сопоставимы с подобными показателями современных главных рек рифтовых впадин – Верхней Ангары, Муи, Баргузина, Турки, Иркутка [9].

Позднечетвертичные, казанцевская III и ермаковская II, террасы Муйско-Куандинской впадины имеют речной генезис, на что указывает диапазон параметров коэффициента вариации осадков ($v = 0,7-1,58$), принадлежащий полю стационарных водотоков с однонаправленным поступательным движением воды и ее сезонным уровнем колебанием (рис. 1). Ермаковский возраст формирования II террасы и, следовательно, холодных климатических условий подтверждается находками костных остатков *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Equus caballus* L., *Equus hemionus* Pall., *Mammuthus primigenius* Blum. [1].

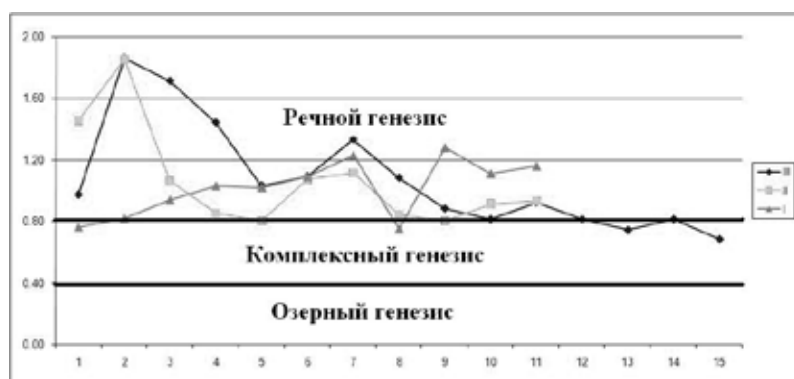


Рис. 1. Сопоставление значений коэффициента вариации осадков v Муйско-Куандинской впадины.

Примечание: здесь и далее римские цифры – номера надпойменных террас.

Ranunculaceae). Приведенный палинокомплекс описывает довольно холодные климатические условия периода седиментации в сартане, подтверждением чему является наличие гидролакколитов в разрезе [6].

В песках из поздненеоплейстоценовых террас в Верхнеангарской впадине (рис. 2) обнаружены спиккулы байкальских губок-эндемиков Любомирскидов в угнетенном состоянии [7]. Эти находки свидетельствуют о том, что в этой впадине продолжали существовать остатки более древнего водоема, генетически связанного с Байкалом. Ввиду сокращения озер и становления речной системы, как основной среды осадконакопления, экологические условия проживания не благоприятствовали Любомирскиидам, и они постепенно замещались губками общесибирского семейства речных губок-бодяг Spongillidae, доминирующими в голоцене.

Строение I террасы двучленно: верхняя часть сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми алевритистыми песками, в низах толщи присутствуют косослоистые крупно-среднезернистые пески с примесью псефитовых включений. Спорово-пыльцевой спектр из нижней толщи данной террасы (левый склон долины р. Муи в 4 км выше устья р. Мудириккан) характеризуется преобладанием пыльцы споровых растений – 45% (Polypodiaceae, Lycopodiaceae, *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., *Botrychium* sp.), меньше древесно-кустарниковых пород – 30% (*Betula* sp., *Alnaster* sp.), трав – 25% (Gramineae, Compositae,

Позднелепистоценовый седиментогенез низкого террасового комплекса Баргузинской впадины осуществлялся преимущественно за счет процессов и механизмов, протекающих в любых речных системах. Толщи сформированы материалом русловых и, как правило, венчающих разрезы, пойменных фаций перестративной фазы аллювиальной аккумуляции (рис. 3). В зависимости от тектоно-климатических особенностей территории русловые потоки претерпевали соответствующие изменения гидродинамического и энергетического режимов, нашедших отражение в неоднократных изменениях структуры осадков. Днище котловины было суходольным, спуск ингрессионных вод завершился, по всей видимости, к началу казанцевского времени, так как именно с этого отрезка широкое развитие во впадине получили отложения из иных парагенетических рядов континентальных осадочных образований.

Возраст формирования III надпойменной террасы в Баргузинской впадине следует принять как позднелепистоценовый (казанцевское время). Аргументом служит ее пространственная связь с высокими террасовыми уровнями, наличие двух толщ в ее строении: нижней, образовавшейся в динамичной среде за счет достаточного количества свободной воды, и верхней, более спокойной при ограниченном поступлении воды, дефицит которой был обусловлен началом аридизации климата в ермаковскую эпоху. Кроме того, в пределах этой террасы обнаружены костные остатки лошадей (*Equus* sp., *Equus caballus* L.), бизона (*Bison priscus* Woj.)

и быка (*Bos* sp.), время обитания которых – начало позднего неоплейстоцена (определения Н.П. Калмыкова).

Время накопления отложений второй террасы этой же впадины – ермаковское, так как в некоторых разрезах встречены сингенетичные криотурбации, связанные с развитием многолетней мерзлоты и фиксирующие первое устойчивое похолодание после накопления казанцевского аллювия. В правом борту долины р. Жаргаланты в овраге, прорезающем тело террасы, найдены фрагментные костные остатки зуба (*Bison priscus* cf. *occidentalis* Lucas), носорога (*Coelodonta* sp.) и овцебыка (*Ovibos* sp.), обитавшими в позднем неоплейстоцене (определения Н.П. Калмыкова).

Формирование нижней части III террасы в Усть-Баргузинской впадине происходило в динамичной аквальной среде при наличии сети палеопотоков полугорного типа. Рубеж неоплейстоцена – голоцена отразился в смене переходных обстановок седиментогенеза на ярко выраженный турбулентный режим горных рек. Венчающие разрез первой террасы пески образовались в слабоподвижных условиях при смене горного типа русел на полугорный.



Рис. 2. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Верхне-ангарской впадины.



Рис. 3. Сопоставление значений коэффициента вариаций v осадков Баргузинской впадины.

Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления Налимовской впадины в позднем неоплейстоцене; котловина, по крайней мере, до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и представляла собой Налимовский палеосор.

С конца среднего и до конца позднего неоплейстоцена в Котокельской впадине происходила реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных III и II террасовым уровням.

Низкие надпойменные террасы Усть-Селенгинской впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиального и верхней, алевроитово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения, что ранее было отмечено и другими исследователями [2, 8]. На основании выявленных особенностей протекания процессов седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено наличие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродина-

мическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной (рис. 4). Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации).

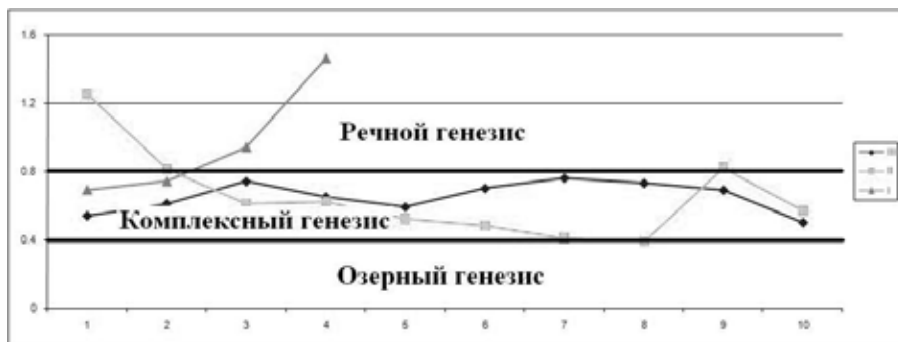


Рис. 4. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Усть-Селенгинской впадины.

токельской, Налимовской, Усть-Баргузинской, т.е. в тех отрицательных морфоструктурах, имеющих самые низкие гипсометрические уровни днищ на прямом контакте с оз. Байкал, в строении надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей ингрессией, не исключено, и внешнего, климатического характера, что указывает на одни и те же региональные неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза [3, 4, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Зеленский Е.Е. Кайнозойские отложения нижнего течения р. Муя // Вопросы геологии Бурятии. Труды отделения геологии БФ СО АН СССР. – Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во. – 1971. – Вып. 3 (11). – С. 53-60.
2. Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. – 1987. – 151 с.
3. Коломиец В.Л. Литологический анализ с целью корреляции песчаных толщ Нижнетуркинской впадины // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. – Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР. – 1991. – С. 43-57.
4. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2006. – Т. 1. – С. 167-170.
5. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Новые материалы об условиях неоплейстоценового осадконакопления в Усть-Баргузинской и Котокельской впадинах (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», Москва, 10-13 апреля 2007 г. – М.: РГГУ. – С. 169-172.
6. Коломиец В.Л., Савинова В.В. Литостратиграфия плейстоцена Муйско-Куандинской впадины (Северо-Восточное Прибайкалье) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 73-78.
7. Мартинсон Г.Г. Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиозауны Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – Т. X. – С. 425-455.
8. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука. – 1988. – 128 с.
9. Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. – 2008. – V. 179. – P. 58-63.

Таким образом, происхождение низкого террасового комплекса (III-I уровни) межгорных впадин установлено как аллювиальное. Оно характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и перекрывающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия. Но в Усть-Селенгинской, Нижнетуркинской, Ко-

**ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ
ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР
(РАЙОН ПОСЕЛКА КУЗЕМА, КАРЕЛИЯ)**

Колька В.В.¹, Корсакова О.П.¹, Лаврова Н.Б.², Шелехова Т.С.², Арсланов Х.А.³

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, kolka@geoksc.apatity.ru

² Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

**LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE BASED ON THE
INVESTIGATION OF THE LAKES BOTTOM SEDIMENTS (KUZEMA VILLAGE AREA, KARELIA)**

Kolka V.V.¹, Korsakova O.P.¹, Lavrova N.B.², Shelekhova T.S.², Arslanov Kh.A.³

¹ Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity

² Institute of Geology, Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk

³ St. Petersburg State University, St. Petersburg

Депрессия Белого моря в позднем плейстоцене являлась районом деградации Скандинавского ледника от пределов его максимального распространения на востоке (п-в Канин) по направлению к центру оледенения в вершине Ботнического залива Балтийского моря. Деградация носила фронтально-осцилляционный характер и оставила после себя несколько разновозрастных поясов краевых моренных гряд. При таянии Беломорской ледниковой лопасти по ее периферии формировался приледниковый бассейн, в который во время позднеледниковой трансгрессии через Горло Белого моря стали поступать воды Северного Ледовитого океана, и в депрессии установился морской режим. Изучение донных осадков (Д.О.) современных озер, расположенных в 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. При этом для каждого района изучения Д.О. строится 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. В работе представлены результаты исследований в районе пос. Кузема, расположенного на Карельском берегу Белого моря в 10-15 км западнее пояса краевых образований ругозерской (сальпаусселькя I) стадии оледенения, возраст которых оценивается в 11,3-10,8 С¹⁴ тыс. лет [1]. Здесь на ограниченной территории размером 8 на 16 км были изучены Д.О. в восьми озерах, расположенных на отметках от 9,5 до 72,0 м над уровнем моря (н.у.м.) (рис. 1 а, б). Размеры исследованных озер составляют от 100 до 1500 м по длинной оси, площадь зеркала воды от 0,01 до 1,0 км², глубина – 1-4 м (рис. 1 б). Все озера располагаются в депрессиях фундамента, сложенного архейскими гранитами и гнейсами, перекрытыми мореной и флювиогляциальными осадками. Пороги стока из озер представлены мореной, часто перекрытой торфом. Высота порога стока определялась как высота берега у истока, вытекающего из озера ручья. Д.О. отбирались при помощи поршневого пробоотборника секциями по 1 метру с перекрытием 5-10 см, чтобы избежать пропусков в осадочной последовательности. Непосредственно в поле проводилось литологическое описание разреза и отбор образцов для микропалеонтологического (диатомового и споро-пыльцевого анализов) изучения, а также для радиоуглеродного датирования переходной зоны море-озеро.

Ранее в разрезах Д.О. озер, расположенных на склонах депрессии Белого моря, на основе литологических и микропалеонтологических характеристик были выделены пять фациальных разновидностей Д.О., отражающих их генетические различия [2]: -осадки фации позднеледникового приледникового озера (I), которые обычно представлены неслоистой, неясно слоистой или ленточной глиной, слоистым разномерным песком; -осадки фации переходной зоны от пресноводных (приледникового озера) к морским условиям седиментации (II) в виде переслаивания зеленоватого песка или алевроита с коричневым до черного органическим материалом (содержание органики здесь достигает 55 %) и чистого алевроита или песка; -осадки фации, соответствующей морским условиям (III), представленные как минеральным (разномерным песком и алевроитом), так и органическим (отдельные раковины и их фрагменты в алевроито-песчаных осадках) материалом; -осадки фации переходной зоны от морских к озерным условиям (IV) в виде переслаивания гиттии и алевроита, а также неслоистой, неяснослоистой гиттии или алевроитистой гиттии; -осадки фации пресноводного озера (V) - черная, темно-коричневая гиттия, иногда в верхних частях присутствуют неразложившиеся растительные остатки. В разрезах отмечались как полные последовательности перечисленных фаций, так и редуцированные.

В разрезах Д.О. изученных озер (рис. 1 а, б) полной последовательности фаций (I-V) не обнаружено. В них выявлены литологические и стратиграфические несогласия, выраженные неровными границами, отсутствием осадков некоторых фаций и т.п. Поскольку отбор проб для радиоуглеродного анализа проводился на основе полевого литологического изучения разреза, точное положение датированного интервала относи-

тельно изоляционного события устанавливалось в лабораторных условиях посредством диатомового, споропыльцевого и подробного литологического анализов, после чего уточнялось и положение Кривой для каждого разреза. Следует отметить, что Кривые строились только для времени голоценовой регрессии, т.к. в изученном районе в садках фации II количества органического материала, достаточного для радиоуглеродного датирования, не оказалось. Приведем описание полученных данных и их интерпретацию для всех озер по мере снижения их высотного положения на склоне Беломорской депрессии.

Озеро 8 (рис. 1 а). В разрезе Д.О. определена последовательность фаций I-II-V (рис. 1 б). C^{14} -датировка получена для нижней части осадков фации V, представленной гиттией, несогласно залегающей на алевроите с органическим материалом, в котором присутствуют отчетливые текстуры взмучивания. Они подстилаются ленточными глинами осолощенного бассейна (фация II) и песками перигляциального озера (фация I). Характер разреза и молодая (7950 ± 350 C^{14} лет) датировка (рис. 1 б, в) свидетельствуют о том, что в беломорскую депрессию, где существовал приледниковый пресноводный бассейн, стали поступать морские воды. Судя по данным из близлежащих районов (Лесозавод и Чупа) это произошло в аллереде [2], когда началась позднеледниковая трансгрессия. В позднем дриасе произошла реактивация ледниковой лопасти и озерная депрессия оказалась заблокированной льдом. Длительное существование здесь мертвых льдов, заблокировавших депрессию озера, стало причиной стратиграфического несогласия в этом разрезе. Смена морских условий седиментации озернымис в случае отсутствия мертвого льда в депрессии озера 8, расположенного на абс. высоте 72 м н.у.м., могла произойти примерно 9200-9500 C^{14} лет тому назад. Поэтому возраст Кривой на этих высотных отметках был скорректирован в сторону более древнего значения (9300 C^{14} лет) по сравнению с полученной датировкой постизоляционного интервала осадков фации V (рис. 1 в), сформировавшегося уже после таяния льда, блокировавшего озерную котловину.

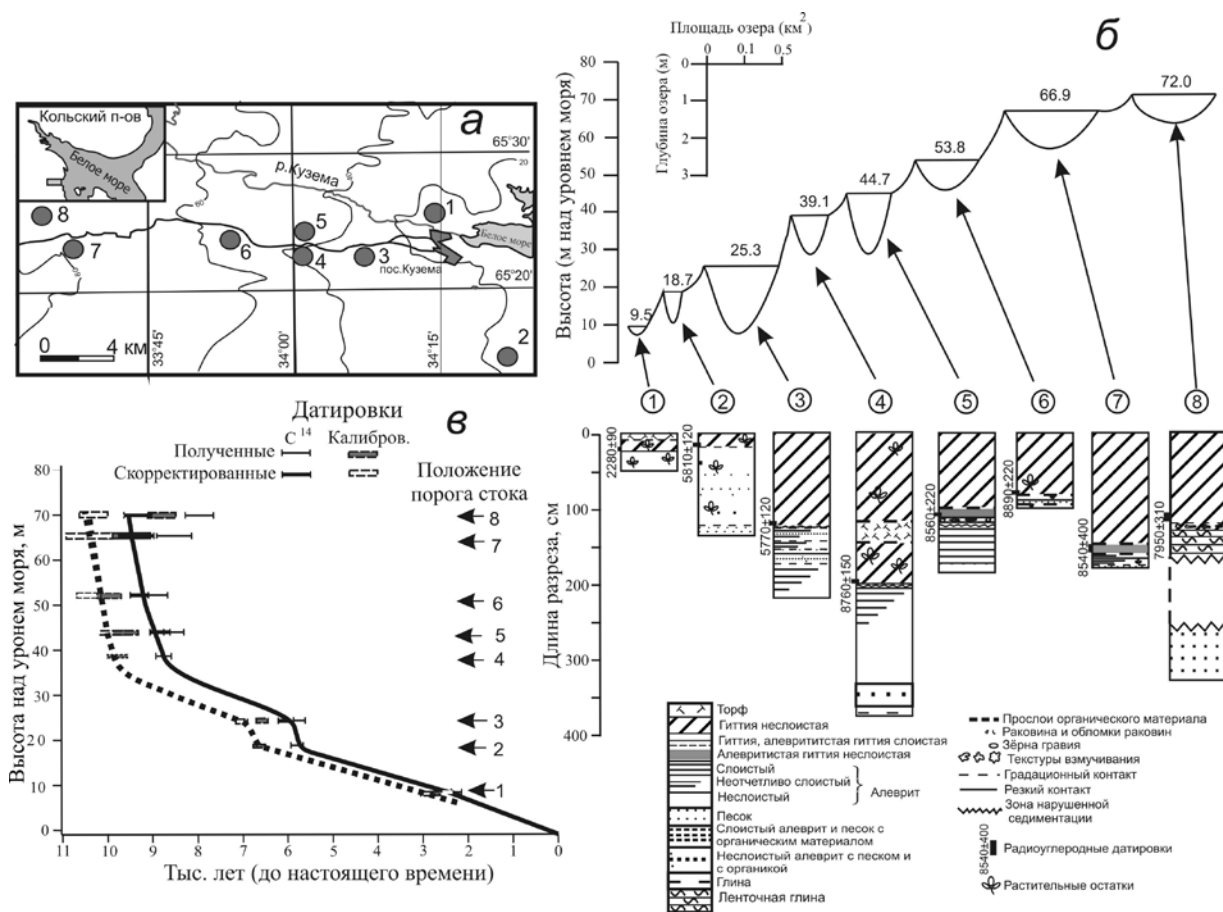


Рис. 1. Схема расположения изученных озерных котловин (а), высотное положение, характеристика исследованных озер и строение разрезов донных осадков (б), кривая относительного перемещения береговой линии Белого моря в районе пос. Кузема (в, сплошная линия – для радиоуглеродного возраста, точки – для калиброванного календарного возраста).

Озеро 7 (рис. 1 а). В разрезе установлена последовательность фаций II-III-IV-V. Датировка (8540 ± 400 C^{14} лет) получена из нижней части осадков фации V, которая представлена гиттией с небольшим количеством минеральной фракции (рис. 1 б). Ниже залегают осадки фации IV, морские осадки (фация III) и осадки переходной

зоны от периглициального озера к морским (фация II). По данным диатомового анализа уровень моря длительное время располагался у отметок порога стока, когда в озерной депрессии морские условия седиментации несколько раз менялись пресноводными и наоборот, т.е. переходные условия от морских к современным пресноводным существовали здесь длительное время. Принимая за изоляционный контакт первое проявление континентального пресноводного озера в данной котловине, в сторону удревнения был скорректирован возраст Кривой на этом уровне. Опираясь на данные по скорости осадконакопления отложений фации IV, установленных для разрезов из района пос. Умба на южном берегу Кольского полуострова [2], корректировка возраста Кривой для высоты 66,9 м н.у.м. составила примерно 400 C¹⁴ лет по сравнению с полученным значением для постизоляционного интервала осадков фации V (рис. 1 в).

Озеро 6 (рис. 1 а). В разрезе установлена последовательность фаций III-V. Датировка 8890±220 C¹⁴ лет получена из нижней части пресноводной гиттии (фация V), которая залегает на морском алеврите (фация III) (рис. 1 б). Контакт между осадками отчетливый, резкий, что свидетельствует о быстрой смене обстановок седиментации, при которой осадки фации IV не успели сформироваться. Согласно диатомовому анализу, проведена корректировка положения Кривой в сторону удревнения значений на 200 C¹⁴ лет (рис. 1 в).

Озеро 5 (рис. 1 а). В разрезе установлена последовательность фаций III-IV-V. По данным диатомового анализа здесь отмечен градиционный переход от морских (фация III) к современным озерным (фация V) условиям. На слоистых алевритах залегают алевритистая гиттия (фация IV?) и гиттия (фация V). Однако алевритистая гиттия дислоцирована, в ней проявились текстуры взмучивания, которые могли быть вызваны высокими темпами регрессии моря или проявлением тектоники. По данным Лукашова А.Д. [3] в исследованном районе имеют место эпицентры голоценовых землетрясений, которые могли стать причиной дислокаций в донных осадках. Датировка 8560±220 C¹⁴ лет получена для изоляционного интервала, в который в результате встряхивания мог попасть более молодой материал из вышележащей гиттии, формировавшейся в постизоляционный период. Поэтому положение Кривой на высоте 44,7 м н.у.м. было скорректировано в сторону удревнения.

Озеро 4 (рис. 1 а). В разрезе установлена последовательность фаций III-IV-V. Длительное стояние уровня моря у порога стока привело к тому, что интервал осадков фации IV довольно мощный – 15 см. По данным диатомового анализа в это время здесь происходило чередование опресненных и осолоненных условий седиментации. При опреснении формировалась гиттия с небольшим количеством минеральной фракции. После кратковременного поднятия уровня моря выше порога стока, возможно из-за нагонных волн или высоких приливов, гиттия размывалась и смешивалась с морским алевритом. Это отражено в текстурах, когда фрагменты гиттии включены в морской алеврит. Датировка 8760±150 C¹⁴ лет получена для изоляционного интервала, что соответствует возрасту Кривой.

Озеро 3 (рис. 1 а). В разрезе представлена последовательность фаций III - V. Контакт между морскими и пресноводными осадками неровный с затеками. Осадки фации IV отсутствуют. Имеет место отчетливое несогласие, причина которого пока не определена. Радиоуглеродная датировка получена из постизоляционного интервала, что подтверждено диатомовым анализом. Положение Кривой здесь древнее полученной датировки.

Озеро 2. Последовательность фаций III-IV-V. Постепенный переход от морских условий седиментации к озерным. Датированный интервал соответствует изоляционным условиям.

Озеро 1. Последовательность фаций III-V. Быстрый переход от морских условий седиментации к озерным. Переходный интервал (фация IV) отсутствует. Датировка 5770±150 C¹⁴ лет получена для пресноводных осадков фации V, что соответствует постизоляционным условиям, и положение Кривой на этих отметках скорректировано в сторону удревнения.

Кривая построена как для радиоуглеродного, так и для калиброванного возраста (рис. 1 в). Её характер свидетельствует о быстром понижении уровня моря во временном интервале 9500-8500 C¹⁴ лет со скоростью, которую можно оценить в 3,5 – 10,0 см/год. Во время с 8500 до 6000 C¹⁴ лет, которое соотносится с трансгрессией Тапес, скорость понижения уровня моря замедляется и составляет около 0,7 см/год. Примерно 6000 C¹⁴ лет тому назад происходит резкое понижение уровня моря со скоростью примерно 3 см/год. Подобное резкое понижение уровня моря в этом временном интервале отмечалось ранее в районе Чупы и Кандалакши [2], что может свидетельствовать о локальном проявлении здесь неотектонических движений. Позже скорость регрессии моря в этом районе составила примерно 0,3 см в год.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00791-а) и Программы ОНЗ РАН 11.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ekman I., Pijin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. – Geological Survey of Finland. 1991. – P. 73-99.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последлениковые 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.
3. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij Peninsula, Russian Karelia). – Geological survey of Finland, 1995. – 36 p.

СУБГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ВОДНО-ЭРОЗИОННЫЕ ЛОЖБИНЫ В БЕЛОРУССКОМ ПООЗЕРЬЕ

Комаровский М.Е., Хилькевич Е.В.

Белорусский государственный университет, Минск, *katya.xilk@list.ru*

SUBGLACIAL TUNNEL VALLEYS IN THE BELARUSIAN POOZERJE AREA

Komarovsky M.E., Khilkevich E.V.

Belarusian State University, Minsk

В области Белорусского Поозерья субгляциальные водно-эрозионные ложбины довольно широко распространены в поверхности ложа четвертичных пород и современном рельефе и связаны с эрозионным воздействием подледных талых ледниковых и подземных вод. Такие врезы устанавливаются также в субчетвертичной поверхности других районов области материковых оледенений: на севере Западной и Центральной Европы в пределах Северного и Балтийского морей, Дании, Северо-Германской низменности и Северной Польши, стран Прибалтики. Представление об образовании ложбин субгляциальной эрозией талых ледниковых вод было впервые высказано немецкими и датскими геологами А. Ентшем, Н. Уссингом и Е. Версом [1]. В Беларуси подобные формы Г.И. Горецкий [2] обнаружил в Белорусском Понеманье и назвал их ложбинами водно-ледникового размыва.

В Северной Беларуси субгляциальные водно-эрозионные ложбины играют весьма заметную роль среди палеоложбин в субчетвертичном рельефе, поверхности березинского, сожского и поозерского ледниковых горизонтов. Здесь они устанавливаются в основном в пределах Северо-Белорусской низины субчетвертичной поверхности (рис. 1). На западе низины к ним отнесены Верхнедвинская, Воропаевская ложбины, южные участки Видзовской и Поставской ложбин. В восточной части низины субгляциальными водно-эрозионными ложбинами являются южные фрагменты Чашникской, Селявской и других ложбин. В современном рельефе в качестве наиболее типичных могут быть названы Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская, Тухинская ложбины и т. д. Особенностью планового размещения зарегистрированных форм служит изолированное продольное или веерообразное расположение.

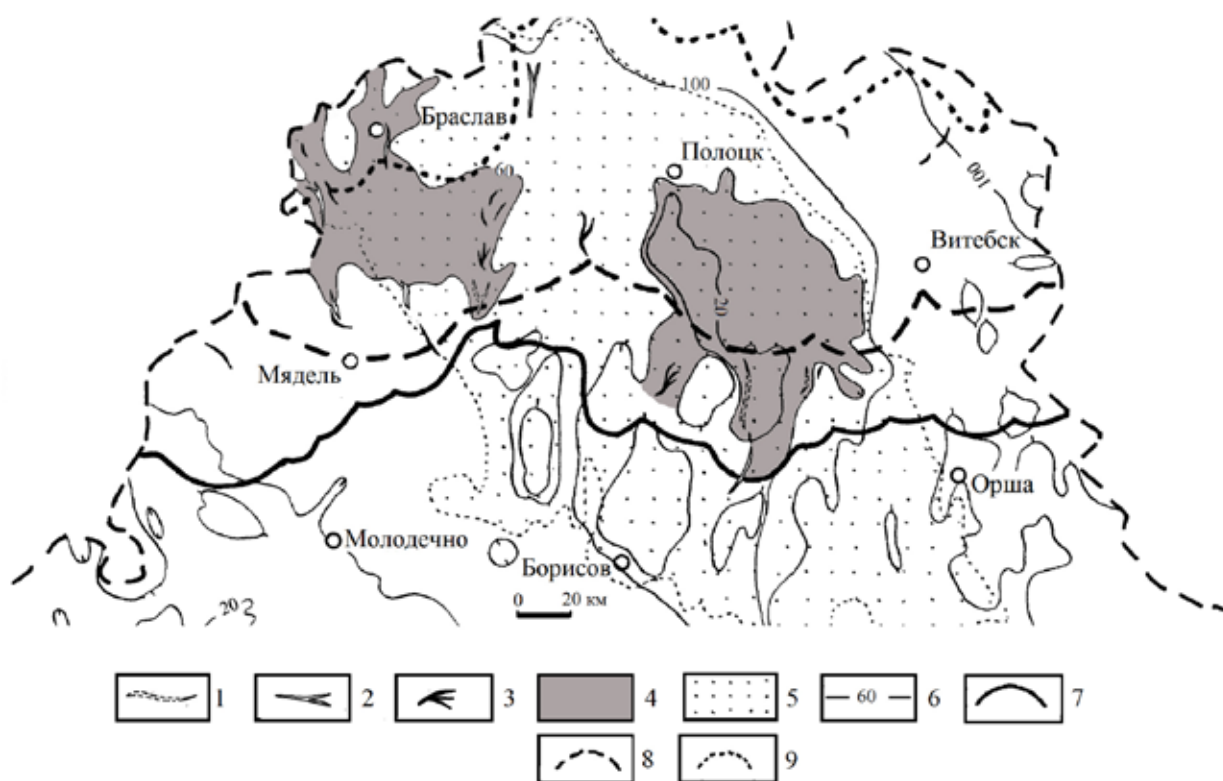


Рис. 1. Субгляциальные водно-эрозионные ложбины Белорусского Поозерья.

1 – березинского возраста, 2 – сожского, 3 – поозерского возраста, 4 – районы развития бывших субгляциальных бассейнов, 5 – поля песчаных пород девона, 6 – изогипсы субчетвертичной поверхности, 7 – граница оршанской (максимальной) стадии поозерского оледенения, 8 – витебской фазы, 9 – браславской стадии поозерского оледенения.

В локализации ложбин в значительной степени проявляется связь с районами развития бывших субгляциальных бассейнов, полями песчаных пород и комплексами краевых ледниковых образований. Районам расположения бывших субгляциальных озер соответствуют, прежде всего, обширные понижения Северо-Белорусской низины: Видзовское в районе между гг. Браслав и Поставы и Полоцко-Чашникское, вытянуто от г. Полоцк до г. Новолукомль. Оба понижения котловинообразной формы, фиксируются изогипсой 60 м, имеют относительную глубину в среднем 30-35 м. В этих понижениях на субчетвертичной поверхности почти повсеместно размещается толща девонских песков и слабо сцементированных песчаников. Их мощность от нуля метров вблизи южных границ понижений увеличивается к северу до 120 м в г. Браслав и к северо-востоку до 72 м и более в г. п. Чашники. Под ними лежат более прочные карбонатные и терригенные алевроитоглинистые породы девона и нижнего палеозоя, которые моноклинально погружаются в таком же направлении. Девонские пески и песчаники на территории понижений более грубообломочные, проницаемые и водоносные в сравнении с карбонатными консолидированными породами остальной части. На территории региональных понижений ложбины распределяются неравномерно. Большинство из них связано с гипсометрически наиболее низкими центральными участками региональных понижений, а также – с их южными районами и окраинами. В гляциоморфологическом отношении эти районы представляют собой фронтальные зоны ледниковых лопастей и языков, занимавших региональные понижения в фазу отступления оледенений. Ложбины совпадают с пространственным положением и ориентировкой осевых зон языковых и лопастных краевых комплексов. Они протягиваются в дистальном направлении от уплотненных наиболее опущенных внутренних частей лопастей и языков к их краю поперек конечных морен, нередко против уклона поверхности.

Во многих случаях указанные ложбины замещают в дистальном направлении корытообразные экзарационные ложбины, врезааясь в их широкие днища и присклоновые участки. Некоторые из ложбин приурочены к зонам разломов и узлам их пересечения.

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины представляют собой узкие (до 300 м), большей частью короткие (до 57 км), «меандрирующие», либо разветвленные в плане ложбины с прогляциальными конусами выноса, дельтами, камами и озами на конце. Многие палеоврезы на всем своем протяжении имеют каньонообразный морфологический облик с V-образным поперечным сечением. Их глубина колеблется от нескольких десятков до 140 м. С днищами ложбин связаны в Белорусском Поозерье минимальные отметки поверхности коренных пород: в Чашникской – минус 122 м, в Видзовской – минус 91 м, в Селявской – минус 50 м. Другие формы хуже выражены в палеорельефе, исчезают на коротком расстоянии в южном направлении и имеют средние глубины 10-30 м. Склоны ложбин на отдельных участках крутые и ровные, местами бугристые, осложнены террасами. Днища неровные, многочисленные закнутые и глубокие котловины (до 15-40 м и более) чередуются с выступами.

Заполнение ложбин представлено субгляциальными флювиогляциальными отложениями. Дно их выстлано хорошо промытым и окатанным грубообломочным материалом, состоящим из гравелистых песков и галечников с включением валунов. Выше по разрезу флювиогляциальные отложения состоят преимущественно из разно- и мелкозернистых песков. Мощность субгляциальной песчаной толщи увеличивается от бортов к центру ложбин от 5 до 87 м. Этот материал перекрывается покрывкой из базальной массивной морены, которая слагает борта и моренный покров вокруг ложбин (рис. 2).

Среди водно-эрозионных ложбин выделяются туннельные долины, сформированные субгляциальным потоком в результате меандрирования, и туннельные каналы, прорезанные однократным спуском подпруженных вод. В современном рельефе Белорусского Поозерья примерами таких форм могут служить Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская туннельные долины и Карпинский, Березовский, Белый, Дегтяревский, Тухинский туннельные каналы.

Важно также отметить, что туннельные долины и каналы в субчетвертичной поверхности и четвертичной толще Белорусского Поозерья представляют собой разновозрастные краевые образования. Древнейшими из них являются субгляциальные ложбины березинского оледенения. Наиболее широко туннельные долины и каналы развиты в сожском ледниковом горизонте. По густоте развития, размерам и морфологической выраженности эти формы так эталонно не представлены ни в одном из ледниковых горизонтов. Самая молодая генерация туннельных долин и каналов имеет поозерский возраст. Эти ложбины развиты относительно менее широко, обособляются в земной поверхности не столь рельефно, а размеры менее значительные. В то же время на субчетвертичной поверхности и четвертичной толще не отмечено туннельных долин и каналов наревского и днепровского оледенений.

Формирование туннельных долин и каналов определялось субгляциальной водно-ледниковой эрозией, установленной для периодов сокращения березинского, сожского и поозерского оледенений. Субгляциальная эрозия проходила путем быстрых выбросов больших объемов воды и, возможно, за счет канализированного течения водонасыщенного песка. Быстрые спуски субгляциальных талых ледниковых вод предопределялись подпруживанием талых вод многолетней мерзлотой за ледниковым краем, образованием региональных понижений-гляциодепрессий (коллекторов талых ледниковых вод) и прерывистым фронтальным отступанием ледникового покрова. В области Белорусского Поозерья условия для возникновения глубоких туннельных до-

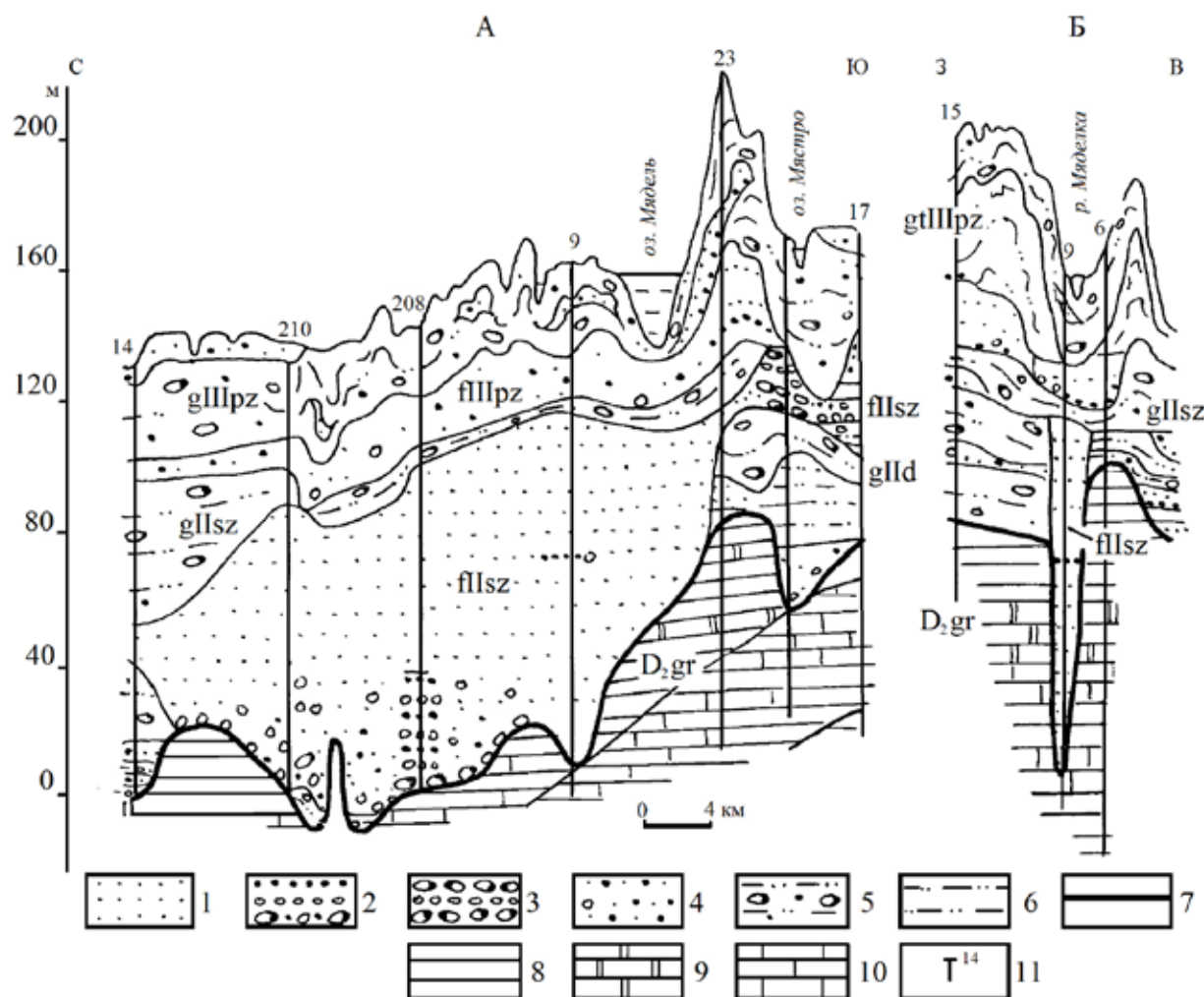


Рис. 2. Геологическое строение Поставской субгляциальной водно-эрозионной ложбины:

А – продольный разрез заполнения ложбины по линии дд. Свицели-Шиковичи, Б – поперечный разрез по линии дд. Вареньки – Огородники; 1 – субгляциальные мелкозернистые пески, 2 – гравийно-галечная смесь, 3 – валунно-галечные отложения, 4 – песок разномзернистый, 5 – супесь грубая моренная, 6 – супесь тонкая, 7 – поверхность коренных пород, 8 – аргиллиты, 9 – доломиты, 10 – известняки, 11 – скважина.

лин субчетвертичного рельефа сложились впервые в конце березинского оледенения, когда большие объемы талой ледниковой воды выбрасывались из напорных субгляциальных бассейнов через канализированные потоки в приледниковую область и формировали туннельные долины и каналы у ледникового края.

Во время днепровского оледенения палеоложины подобно дренажным каналам (трубам) осуществляли эффективный вывод талых вод из водонасыщенных слоев за пределы региона. В таких условиях предотвращались катастрофические спуски талых вод и прекращалось формирование туннельных долин. В фазу стагнации оледенения и сожскую стадию аккумуляция моренных и озёрно-ледниковых отложений могла обусловить запруживание палеоложин. Вновь шло накопление огромных запасов подпруженных вод и заполнение водой региональных понижений в основании сожского ледника. В фазы отступления выбросы воды с большой скоростью из этих субгляциальных резервуаров через палеоложины и отдельные каналы привели к созданию в субчетвертичной поверхности крупных и глубоких туннельных рытвин сожской генерации.

Сожские ложбины служили дренажными путями из-под ледника в краевую ледниковую и перигляциальную области в поозерское оледенение. А это объясняет локальное распространение и формирование малых каналов и туннельных долин в поозерское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Комаровский М.Е. Палеоложины Белорусского Поозерья. – Минск: БГУ, 2009. – 183 с.
2. Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. – М.: Наука, 1967. – С. 17-23.

РЕАКЦИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА

Конищев В.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва,
vkonish@mail.ru

CLIMATE WARMING AND PERMAFROST

Konishchev V.N.

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow

Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщи осуществляются не непосредственно, как это происходит на поверхности ледников, а через систему покровов (растительный, почвенный, грунт деятельного слоя), т. е. через ландшафт и его компоненты.

В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но в определенных условиях неоднозначно.

Изменение условий на поверхности, сопровождающее потепление или похолодание, может сильно трансформировать направленность мерзлотного процесса, развитие или деградацию мерзлых толщ. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его в других – в противоположном, ослабляя его действие [10].

Очень показательной в этом отношении является динамика ледового комплекса в интервале конец плейстоцена–голоцен.

Ледовый комплекс (ЛК) – это сингенетические сильнольдистые мерзлые толщи мощностью несколько десятков метров, которые крайне неустойчивы к тепловым воздействиям. Формирование отложений ЛК происходило в суровых климатических условиях позднего плейстоцена (от 40-50 до 11–12 тыс. л. н.).

Среднегодовая температура мерзлых толщ в это время на севере Якутии была $-25\ldots-28^{\circ}\text{C}$, местами доходила до -30°C , в Центральной Якутии отложения ЛК формировались при температуре не выше -10°C , температура воздуха в это время была, естественно, еще ниже [7].

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОРОД ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА. РОССИЯ

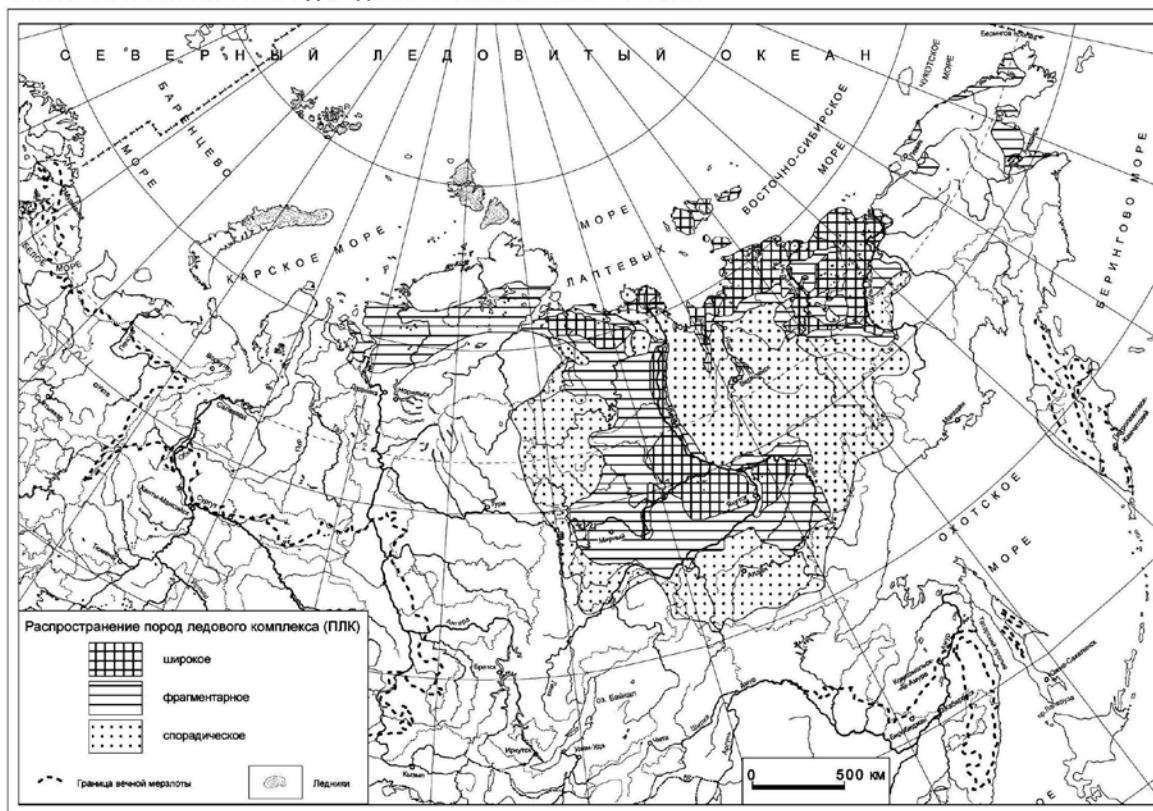


Рис. Распространение отложений ледового комплекса (составлено автором и Н.А. Королевой по материалам [7, 11, 14, 15]).

На рисунке показана схема распространения этих образований, за исключением шельфов, где ЛК был уничтожен в процессе голоценовой трансгрессии морей Северного Ледовитого океана.

Следствием кардинальной перестройки климата на рубеже последний позднеледниковый криохрон–голоцен стало не только резкое повышение температуры мерзлых толщ. Один из основных процессов эволюции рельефообразующих отложений ЛК в течение последних 12–13 тыс. лет – его эрозионно-термокарстовое расчленение.

В настоящее время на территории Северо-Якутской и Центрально-Якутской низменностей останцы ледового комплекса (едомы) и аласные котловины, площади которых достигают нескольких десятков квадратных километров, являются основными формами рельефа (помимо долин рек).

На приморских низменностях Северной Якутии аласы занимают до 75 % площади [1, 12], в Центральной Якутии – до 50 % [5].

Несмотря на приблизительность оценок, из сравнения этих цифр следует, что поверхности, сложенные ЛК, на низменностях Северной Якутии значительно сильнее переработаны термокарстовыми процессами, чем на территории Центрально-Якутской низменности.

Это объясняется тем, что главной причиной возникновения и развития аласов как на севере Якутии, так и южнее, в пределах Центрально-Якутской низменности было не собственно потепление климата или какие-то другие температурные факторы, а обводнение территории, выражающееся в степени заозеренности.

Аккумуляция отложений ЛК завершилась в конце последнего криохрона, и с этого времени вершинные поверхности его многих останцов (едом) не подвергались денудации. Об этом свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные датировки, показывающие, что завершение аккумуляции отложений ЛК происходило в конце позднего плейстоцена [5, 6].

Эти данные подтверждают представление о том, что в голоцене происходили разнонаправленные процессы преобразования отложений ЛК [19].

В конце позднего плейстоцена и в голоцене на вершинных поверхностях останцов ЛК действовали факторы, способствовавшие их сохранению и повышению устойчивости.

Еще в 1940 г. возникло представление о защитном слое, который залегает ниже слоя сезонного оттаивания [4]. Было установлено, что под густым лесом на межаласных поверхностях в Центральной Якутии этот слой не тает, он находится в многолетнемерзлом состоянии, его толщина 1,5–2,0 м. Однако если уничтожить лес, то толщина слоя сезонного оттаивания увеличится на 30–40% (при средней исходной величине 1,3–1,4 м) и защитный слой начнет таять.

На приморских низменностях защитный слой также широко развит на останцах ЛК, но одни авторы называют его покровным слоем [6], другие – промежуточным слоем [18].

Особенностью этого слоя является очень высокая льдистость (до 60–70 %), которая представлена атакситовой и сетчатой криотекстурами. Состав слоя в большинстве случаев алевритовый, мощность его 1,5–1,7 м.

В отношении генезиса этого слоя в литературе существуют различные точки зрения. Одни авторы считают его реликтом голоценового климатического оптимума [6, 9]. Другие полагают, что в голоцене мощность сезонно-талого слоя, наоборот, уменьшилась по причине увеличения влажности грунтов и развития влаголюбивой растительности мхов, кустарничков [2, 17, 19].

После завершения накопления отложений ЛК и в последующий период его существования в голоцене в результате перестройки ландшафтных условий на непротаявших участках происходило уменьшение глубины сезонного оттаивания, повышалась верхняя поверхность вечной мерзлоты, что сопровождалось формированием сильнольдистого промежуточного слоя [19].

Существенное значение имеет также миграция влаги из слоя сезонного оттаивания в верхний горизонт многолетнемерзлой толщи. Этот процесс достаточно хорошо изучен экспериментально как в лабораторных, так и в полевых условиях [3, 8, 13].

Льдистый промежуточный покровный слой широко развит на поверхностях ЛК и играет в настоящее время исключительно важную защитную роль от внешних, прежде всего тепловых, воздействий при потеплении климата. Горизонт повышенной льдистости верхнего горизонта многолетнемерзлых пород логично называть не покровным или промежуточным, а защитным, т.е. вернуться к первоначально предложенному термину [4].

Деструктивная роль голоценового потепления и эрозионно-термокарстовая переработка отложений ЛК – это только одна сторона реакции криолитозоны на изменение климата. Другая сторона – возникновение стабилизирующих факторов в результате перестройки ландшафтных условий, т.е. увеличения влажности грунтов, развития влаголюбивой моховой растительности, накопления органики в почве.

Благодаря защитному слою значительная часть ледового комплекса сохранилась в течение более 10 тыс. лет и во многом определяет современные ландшафтно-мерзлотные и геоэкологические условия на огромной территории Восточной Сибири.

На севере Якутии защитный слой возник в результате повышения температуры вечной мерзлоты с $-22...-28$ до $-8...-10$ °С, когда стала возможной миграция влаги из сезонноталого слоя в подстилающий мерзлый грунт. В арктических низкотемпературных районах распространения ЛК защитный слой имеет небольшую мощность (всего 0,4-0,5 м) и не предохраняет нижележащие слои от протаивания в результате динамики слоя сезонного оттаивания. Поэтому верхние пачки ледового комплекса уничтожаются. Так, на едومه Ойягосского яра сартанские слои отсутствуют. Это явление было предложено называть фронтальной термопланацией [16]. Южнее, вплоть до Южной Якутии, где защитный слой увеличивается до 1,5-2,0 м, ЛК с поверхности практически не деградирует. Наряду с отмеченными выше географическими особенностями формирования аласов в характере функционирования защитного слоя наблюдается также пространственная инверсия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Босиков Н.П. Аласность Центральной Якутии // Геокриологические условия в горах и на равнинах Азии. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1978. – С. 113-118.
2. Гравис Г.Ф. Склоновые отложения Якутии. – М.: Наука, 1969. – 128 с.
3. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 214 с.
4. Ефимов Г.Ф., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Соц. стр-во. – 1940. – № 10-11. – С. 67-78.
5. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1981. – 125 с.
6. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. – М.: Наука, 1981. – С. 153-181.
7. Конищев В.Н. Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субэдральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1. – № 2. – С. 23-28.
8. Константинов С.А. Особенности формирования криогенного строения верхнего горизонта вечной мерзлоты на юге п-ова Гыдан // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 1991. – № 4. – С. 48-53.
9. Конченко Л.А. Особенности пространственных изменений увеличения мощности сезонно-талого слоя при потеплении климата (по криолитологическим данным) // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III. – № 4. – С. 32-38.
10. Корейша М.М., Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Подземные льды и наледи // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: ИГ РАН, 1997. – Т. 2. – Кн. 2. – С. 9-32.
11. Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Якутск, 2007. – 46 с.
12. Ломаченков В.С. Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индибирской низменности и прилегающего шельфа // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. – М.: Недра, 1965. – С. 115-121.
13. Пармузина О.Ю. Криогенное строение и некоторые особенности льдовыделения в сезонно-талом слое // Проблемы криолитологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – Вып. 7. – С. 141-164.
14. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 335 с.
15. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений западного Таймыра // Криосфера Земли. – 2007. Т. XI. – № 3. – С. 14-28.
16. Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и субарктики. – М.: Наука, 1987. – 197 с.
17. Торговкин Я.И. Некоторые особенности криогенного строения отложений едомного комплекса Колымской низменности // Исследования мерзлых толщ и криогенных явлений. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. – С. 97-100.
18. Шур Ю.Л. Промежуточный слой // Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. – М.: Наука, 1984. – С. 40-54.
19. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. – Новосибирск: Наука, 1988. – 212 с.

СРЕДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОСАДКИ В РАЗРЕЗЕ ВАРЗУГА (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Корсакова О.П.¹, Семенова Л.Р.², Колька В.В.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, korsak@geoksc.apatity.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

MIDDLE PLEISTOCENE SEDIMENTS IN THE VARZUGA SECTION (SOUTHERN KOLA PENINSULA)

Korsakova O.P.¹, Semenova L.R.², Kolka V.V.¹

¹ Geological Institute KSC RAS, Apatity

² Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg

Район исследования находится в западной части Терского берега Белого моря на юге Кольского полуострова (рис. 1 А). Обнажение расположено в обрывистом правом берегу реки Варзуга, в ее нижнем течении, простираясь с северо-запада на юго-восток вдоль Койтугова и Клетного порогов на два километра (рис. 1 Б). Здесь рекой подмывается останцовая грядобразная возвышенность с максимальной отметкой 52,7 м над уровнем моря (н.у.м.), сложенная морскими и ледниковыми породами. Полого-холмистая поверхность гряды осложнена мелкими западинами, возможно термокарстовыми. Северная часть обнажения находится в пределах распространения среднерифейских полимиктовых песчаников (красноцветных терских песчаников), а его южная часть – позднеархейских гранодиоритов, плагиигранитов.

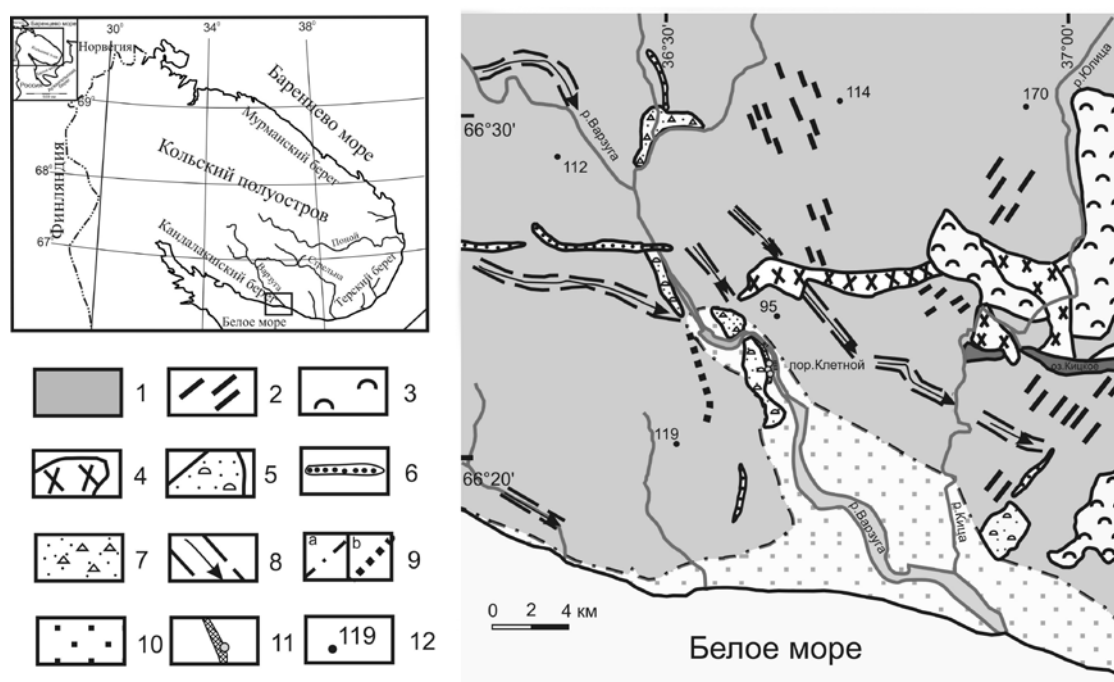


Рис. 1. Положение района исследования (А) и его геолого-геоморфологическая схема (Б), составленная по результатам дешифрирования.

1 – покровная морена, 2 – флютинг-морена, 3 – холмистая морена, 4 – краевые моренные комплексы, 5 – поверхности, сложенные водноледниковыми осадками, 6 – озы, 7 – флювиогляциальные дельты, 8 – позднеледниковые каналы стока талых вод, 9 – послеледниковая верхняя морская граница (а) и другие древние береговые линии (б), 10 – морские осадки, 11 – обнажение Варзуга и положение расчисток, 12 – абсолютные высоты (м н. у. м.)

Обнажение на р. Варзуга было открыто в 1899 г. П.Б. Рипласом, а в 1900 г. Н.М. Книповичем впервые описано как разрез, вскрывающий межледниковую толщу с соответствующей макрофауной [по 1]. В первой половине XX в. его изучали М.А. Лаврова, Н.И. Апухтин, А.А. Никонов, А.Д. Арманд, Е.С. Малясова, В.С. Поретский, Е.А. Черемисина, Р.М. Лебедева и др. и в интерпретации разреза сформировалось два мнения. Одни исследователи [1, 2] считали, что нижняя часть разреза Варзуга представлена двумя верхнеоплейстоценовыми глинистыми толщами, сформированными в течение единого московско-валдайского межледниковья (100 – 70 тыс. лет назад) в результате двух последовательных морских трансгрессий (бореальной и беломор-

ской), причем их осадки разделяются дельтовыми песками [2] и перекрыты основной мореной последнего ледникового покрова и поздне-, послеледниковыми морскими отложениями. Другая интерпретация разреза Варзуга предполагает существование упомянутых двух [3, 4] или даже трех морских трансгрессий [5], но разделенных во времени ледниковыми эпохами. Возраст беломорской трансгрессии был сопоставлен со средневалдайским (50-25 тыс. л. н.) межледниковьем. В качестве третьей трансгрессии называлась некая варзугская (мгинская), осадки которой разделяли два верхних ледниковых горизонта – ошашковской и карельской морен, связанных соответственно с максимальной и осцилляторной фазами поздневалдайского оледенения.

Во второй половине XX в. была проведена ревизия всех разрезов, вскрывающих плейстоценовые осадки в Кольском регионе, в том числе и разреза Варзуга. Геологическим изучением обнажения занимался В.Я. Евзеров, палеонтологические анализы выполняли В.И. Гудина, Е.А. Черемисинова, позже – Р.М. Лебедева, Я.К. Еловичева, датирование – Х.А. Арсланов, А.Н. Молодьков. Сначала все морские толщи, которые лежат в основании разрезов, были соотнесены со средневалдайским межледниковьем (50-25 тыс. л. н.) и для их генетической интерпретации придуманы соответственно две трансгрессии – относительно тепловодная понойская и более холодноводная стрельнинская, а толщи названы понойскими и стрельнинскими слоями [6]. Позже, после появления новых радиометрических методов определения возраста, пришлось признать микулинский (земский) возраст пород понойских слоев [7] и сопоставить их соответственно с московско-валдайским межледниковьем. В основании разреза Варзуга были обозначены понойские слои, а на них – стрельнинские, предположительно средневалдайского возраста, с линзовидным ледниковым отторженцем пород понойских слоев, выше которых залегает морена последнего ледника и послеледниковые осадки [8]. Следует отметить, что в одной из публикаций прошлого века промелькнуло мнение, основанное на палинологических данных, о предположительно лихвинском возрасте нижней морской толщи из основания разреза Варзуга [9]. Однако до сих пор оно не было востребованным.

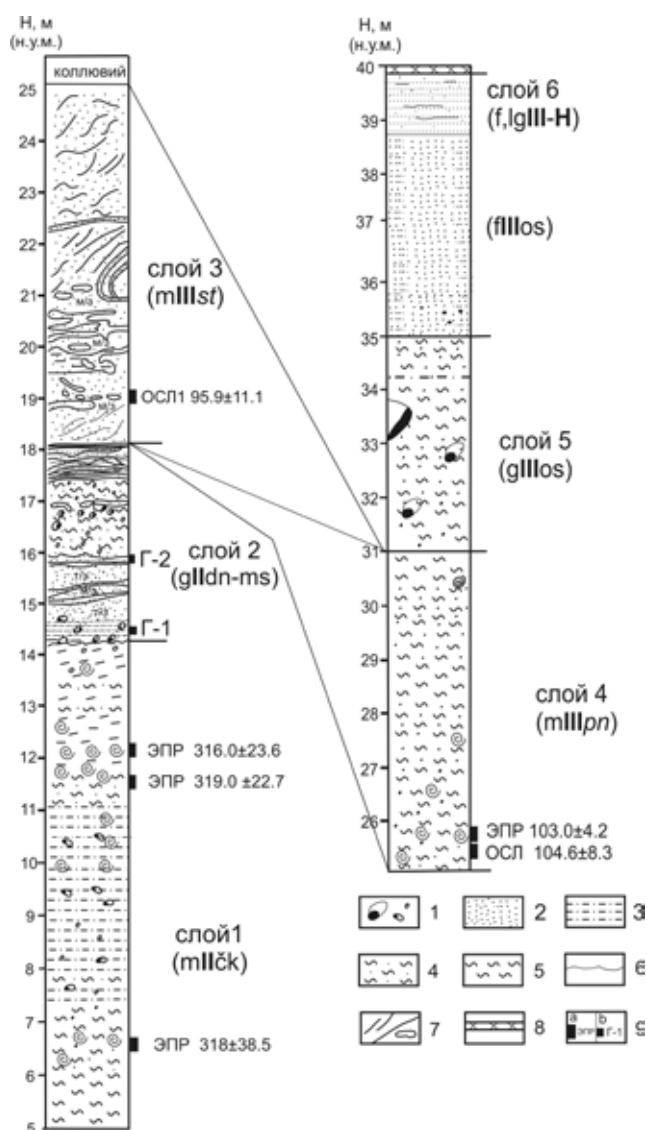


Рис. 2. Сводный геологический разрез обнажения Варзуга (составлен по данным полевых исследований для интервалов высот 5-25 м и 35-40 м, с использованием литературных источников [6, 8, 9] для 25-35 м н. у. м.). mlllh – средний неоплейстоцен, чекалинский горизонт, морские отложения; glldn-ms – средний неоплейстоцен, нерасчлененные днепровский и московский горизонты, ледниковые образования; mllpn – верхний неоплейстоцен, микулинский горизонт (понойские слои), морские отложения; mllst – верхний неоплейстоцен, подпорожский горизонт (стрельнинские слои), морские отложения; glllos – верхний неоплейстоцен, ошашковский горизонт, ледниковые образования; fllpos – верхний неоплейстоцен, ошашковский горизонт, флювиогляциальные осадки, f,lglll-H водноледниковые (позднеледниковые) и голоценовые (послеледниковые); 1 – валуны, галька, гравий; 2 – песок, 3 – супесь 4 – суглинок, 5 – глина, 6 – границы слоев, 7 – текстуры, 8 – почва, 9 – места отбора геохронологических (а) и галечных проб (б), где цифрами указан ЭПР- и ОСЛ-возраст пород в тыс. лет (определен А.Н. Молодьковым в Таллинском техническом университете).

В ходе полевых работ 2004, 2007-2008 гг. обнажение Варзуга было еще раз обследовано и получены данные, которые позволяют нижнюю часть разреза, известную до сих пор как понойские слои, сложенные микулинскими морскими глинами, суглинками и супесями (слой 1 на рис. 2), считать среднелепесточными образованиями, а залегающие на них плотные суглинки и супеси, переполненные гравием, гальками и валунами, с прослойками и линзами песков, песчано-гравийного материала (слой 2 на рис. 2) сопоставить с породами ледникового парагенетического ряда днепровско-московского возраста.

Имеющиеся датировки показывают возраст пород слоя 1 около 350-290 тыс. л. н. (рис. 2), который сопоставим с третьей ступенью среднего неоплейстоцена – временем межледникового (морская изотопная стадия (МИС) 9), что в соответствии с последними представлениями о стратиграфии Северо-запада России сопоставимо с чекалинским горизонтом. Предположение о лихвинском (в прежнем понимании) возрасте нижней морской толщи (слой 1) в обнажении Варзуга, высказанное в конце прошлого века Я.К. Еловичевой и Р.М. Лебедевой [9], базировалось на том, что спорово-пыльцевые спектры, выявленные в этих отложениях, формировались благодаря довольно богатой межледниковой флоре, включающей и неморальные элементы. В спектрах участвует пыльца видов, близкородственных сосне Веймутова (*Pinus aff. sect. Strobus*) и ели балканской (*Picea sect. Omorica*) – характерных представителей древнейших флор, преобладает пыльца хвойных пород с постоянным присутствием пихты (*Abies*), лиственницы (*Larix*). Кроме того, по всей толще были отмечены споры чистоуса (*Osmunda*), которые очень редко встречаются в позднелепесточной флоре даже в средней полосе Восточно-Европейской равнины. В.И. Гудина, изучая фораминиферы из межледниковых пород Кольского полуострова, показала, что танатоценоз в осадках нижней части обнажения Варзуга хоть и соотносится с понойскими слоями и микулинским межледниковьем (МИС 5е), но отличается от таковых из других разрезов Кольского региона. По сравнению с ними в глинистых породах слоя 1 из разреза Варзуга сокращается число видов и уменьшается количество особей, в них нет лузитанских и бореально-лузитанских видов, а бореальные и аркто-бореальные представлены небольшим количеством экземпляров [6]. Отличаются глины из основания разреза Варзуга и по составу диатомовой флоры, что выражено в его экзотическом для современного Белого моря характере и в присутствии миоценовых форм, находящихся здесь во вторичном залегании [2].

Осадки слоя 2 (рис. 2) в ходе полевых работ изучались в двух расчистках, расположенных в 70 м друг от друга (рис. 1). Было установлено, что породы дислоцированы, между нижними бурыми супесями и шоколадного цвета верхними суглинками и супесями внедряется прослой серых тонкозернистых песков, переполненных валунами, гальками и гравием. Порода в нем очень плотная и по петрографическому составу галек и валунов отличается от ниже и вышележащих суглинков и супесей слоя 2 отсутствием галек красноцветных песчаников и пород Имандра-Варзугской структурной зоны, в коренном залегании находящихся к северу от рассматриваемого обнажения, которые в сумме составляют около 50 % в составе галечной пробы из базальной части слоя 2.

Породы слоя 2 (рис. 2) по условиям залегания и составу материала, предположительно, были сформированы ледником, спускавшимся в морской водоем. А.А. Арманд и Р.М. Лебедева [1] относили их к отложениям подводного оползня или плавающих льдов, которые образовались в период регрессии бореального моря, А.А. Никонов [4] считал, что эти породы представляют собой морену позднелепесточного (калининского) ледника. Следует отметить, что М.А. Лаврова отнесла породы слоя 2 к морским осадкам регрессировавшего бореального моря, т.к. в них В.С. Порецкий обнаружил незначительное количество морских, пресноводных и пресноводно-солончатоводных диатомовых водорослей [3]. Однако их наличие здесь не противоречит и ледниковому генезису данных пород. По строению разреза слоя 2 можно предположить, что ледниковые образования формировались в течение днепровско-московского времени (потому что перекрыты осадками, возраст которых около 90 тыс. лет (рис. 2) как минимум в два этапа. Первому этапу соответствуют нижние плотные суглинки буроватого цвета с дислоцированной кровлей, с сильно выветрелым грубообломочным материалом, с разноокатанными гальками пород Имандра-Варзугской структурной зоны, находящихся в коренном залегании на севере от обнажения Варзуга. Второй этап соответствует песчаному прослою и верхним суглинкам шоколадного цвета, плотным, с мелкими прослойками супеси и песка в кровле.

ЛИТЕРАТУРА

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.: Наука, 1966. – С. 77-86.
2. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. – М.-Л.: изд. АН СССР, 1960. – 234 с.
3. Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука, 1964. – 183 с.
4. Никонов А.А. Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. – М.: Наука, 1966. – С. 92-10.
5. Апухтин Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. – Вып. 1. – Л.: Госгеолтехиздат, 1957. – С. 68-82.

6. Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. – Новосибирск: Наука, 1973. – 146 с.

7 Арсланов Х.А., Евзеров В.Я., Тертичный Н.И., и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. – М.: Наука, 1981. – С. 28-37.

8. Molod'kov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated subglacial fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula: stratigraphic implications // Boreas. – 2004. – V. 33. – P. 123-131.

9. 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: Кольский филиал АН СССР, 1981. – С. 97-107.

К МЕТОДИКЕ КАМЕРАЛЬНОЙ ОБРАБОТКИ ПРОБ ДЛЯ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Косова А.Л., Малышева М.Б., Денисов Д.Б.

УРАН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, annkosova1976@yandex.ru

SOME NEW METHODS OF SEDIMENTS DIATOM ANALYSES

Kosova A.L., Malysheva M.B., Denisov D.B.

Institute of the North Industrial Environmental Problems (INEP) KSC RAS, Apatity

Введение. В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения тот факт, что человеческая деятельность является одним из важных фактором преобразования окружающей среды, оказывающим влияние на все составляющие географической оболочки.

Планомерные систематические научные исследования пресноводных экосистем Кольского Севера начались позже, чем добыча и переработка минерального сырья и связанное с этим промышленное загрязнение водоемов. Для многих водоемов отсутствуют длительные ряды мониторинговых наблюдений. Поэтому в последнее время особое значение придается палеоэкологическим исследованиям, позволяющим реконструировать долговременные структурно-функциональные изменения, происходившие в водоеме на протяжении его исторического развития. Одним из конкретных методов, позволяющих решать подобные задачи, является анализ стратиграфии комплексов диатомовых водорослей в донных отложениях озер [6].

Важнейшим «архивом», содержащим сведения о развитии озерных экосистем, являются донные отложения (ДО), один из наиболее надежных и широко используемых методов изучения которых – диатомовый анализ (ДА) [2]. Эффективность использования диатомового анализа при оценке современного состояния водоемов обусловлена тем, что диатомовые комплексы, аккумулирующиеся в поверхностном слое донных отложений, представляют интегрированную характеристику состояния водного объекта за определенный период.

В связи с ростом потребностей в данных диатомового анализа, специалистам приходится обрабатывать значительное количество материала (ДО). В настоящее время широко применяется традиционная технология обработки проб [3]. Одной из наиболее длительных по времени стадий этой обработки является удаление органической составляющей ДО, путем кипячения в сильных окислителях (H_2O_2 и др.).

В данной работе предлагается новая методика [4], основанная на совмещении с подготовкой проб ДО к химическому анализу на содержание различных элементов. Данная подготовка включает в себя высушивание, прокаливание, растирание пробы. Затем берется навеска 0.4 г, помещается в тефлоновую «бомбу», куда приливается концентрированная азотная кислота (4 мл) [5].

Основные этапы проведения процедуры. Методика обработки проб для диатомового анализа включает комплекс последовательных этапов, целью которых является выделения створок диатомей из вмещающего материала (донных отложений) в максимально чистом виде для последующего заключения в постоянные препараты. Классическая методика [2] включает длительный этап кипячения проб в концентрированных окислителях, причем в ходе процедуры требуется практически постоянное присутствие и контроль специалиста. Предлагаемая в настоящей работе схема имеет ряд выгодных технологических отличий.

Извлечение органики.

1. Пробы высушить в керамических тиглях при температуре $105^{\circ}C$ до постоянного веса (в течении ночи).
2. Прокалить пробы в муфельной печи (2 часа при температуре $200^{\circ}C$, чтобы пробы не запеклись, и 5 часов при температуре $550^{\circ}C$) до постоянного веса. На этом этапе происходит удаление органических веществ.
3. Протереть прокаленные пробы донных отложений в яшмовой ступке до однородного состояния, не применяя сильного давления.

4. Взвесить навеску прокаленной пробы весом 0,4 г и разложить навески по тефлоновым «бомбам». Оставшийся прокаленный материал хранится в пакетиках из кальки, промаркированных в точном соответствии с данными журнала проб донных отложений на диатомовый анализ (порядковый №, название водоема, слой, дата отбора, длина колонки, глубина).

5. Добавить в тефлоновые «бомбы» 1 мл перекиси водорода (30-33 %), оставить прореагировать примерно на 30 минут, затем прилить 3 мл концентрированной HNO_3 .

6. Плотно закрутить дюралюминиевые крышки и поставить тефлоновые «бомбы» в сушильный шкаф при температуре 140°C в течение 4 часов. Продолжается процесс удаления органики.

7. После остывания содержимого тефлоновой «бомбы» отцентрифугировать пробы в центрифуге при 5000 об/мин в течение 20 минут для осаждения неразложившегося минерального остатка.

8. Затем аккуратно отобрать надосадочную жидкость и деионизированной водой количественно перенести осадок в пробирку с притертой крышкой.

9. После полного осаждения слить прозрачную надосадочную жидкость, прилить 10 мл 6%-ой перекиси водорода, тщательно перемешать. Операцию повторять до полного прекращения выделения газов от осадка.

Отмучивание. В дальнейшем проводится отмучивание проб для удаления взвешенных минеральных частиц по стандартной методике [3]. Если в пробах не содержится песок, можно использовать другой способ.

Из пробирок слить прозрачную надосадочную жидкость, прилить 10 мл дистиллированной воды, перемешать. Через 4 часа слить примерно 6 мл жидкости, снова прилить дистиллированной воды. Операцию повторять до того момента, пока надосадочная жидкость через 4 часа будет становиться прозрачной.

Заключение в препараты. В дальнейшем полученный материал заключался в постоянные препараты. Для их изготовления были использованы покровные стекла толщиной не более 0.018-0.020 мм, размером 18×18 мм, после предварительного обезжиривания. В качестве среды использовался канадский бальзам (показатель преломления 1,53). Готовый препарат хранят в кальке, маркируют в точном соответствии с маркировкой пробы.

После предварительного просмотра препаратов, материал переводят в тигли и высушивают в сушильном шкафу при температуре 80°C, концентрат диатомовых створок взвешивают на аналитических весах, помещают в пакетики из кальки, соблюдая чистоту материала, маркируют в соответствии с данными журнала проб донных отложений на диатомовый анализ, указывают вес. Все этапы обработки проб донных отложений нужно соблюдать максимальную осторожность и аккуратность, чтобы гарантировать чистоту проб.

Сравнительный анализ традиционной [2] и предлагаемой методики показал явное преимущество последней, что позволяет рекомендовать ее для упрощения процедуры камеральной обработки проб для ДА и экономии времени в случае проведения параллельных химических анализов. Кроме того, повышается сопоставимость результатов ДА с химическими данными, так как они выполняются на одном и том же материале. Для адаптации методики под задачи ДА, предлагается добавлять вместо азотной кислоты смесь азотной кислоты и перекиси водорода в соотношении 3:1 мл, что позволяет полностью удалить органическое вещество из проб и получить на выходе постоянные препараты высокой степени чистоты. По сравнению с традиционной методикой, при которой сжигание органики осуществляется в стаканах – «открытым» способом, использование «закрытого» метода сжигания, позволяет минимизировать не добровольный риск попадания химических веществ в организм исполнителя через верхние дыхательные пути. Так как материал хранится в прокаленном виде и в виде чистого концентрата створок диатомей, это позволяет, в случае необходимости, приготовить дополнительные препараты в течении от нескольких минут до 2-х дней.

В настоящее время в ИППЭС КНЦ РАН по предложенной схеме было обработано более 500 образцов разнотипных ДО озер из разных районов Кольского полуострова, демонстрирующих удобство, качество, надежность и экономичность предложенного метода технической обработки донных осадков.

Заключение. Предлагаемая методика позволяет исследователям обрабатывать большие объемы проб донных отложений для диатомового анализа, получаемые постоянные препараты отличаются высокой чистотой: малым содержанием посторонних примесей, препятствующих изучению створок под микроскопом и может быть рекомендована при проведении камеральной обработки проб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Давыдова Н.Н., Трифонова И.С., Диатомей планктона в донных отложениях и содержание хлорофилла в осадках двух разнотипных озер Карельского перешейка, как показатели процесса эвтрофирования // Ботан. журн. – 1979. Т. 64. – № 8. – С. 1174-1183.
2. Диатомовые водоросли СССР. – Л., 1974. – Т. 1. – 403 с.
3. Диатомовый анализ. Л.: – 1949. – Т. 1. – 240 с. Т. 2. – 238 с.
4. Малышева М.Б., Денисов Д.Б. Новые аспекты методов подготовки проб донных отложений для диатомового анализа. X-я международная научная конференция (5-6 апреля 2007 г). Тезисы докладов. Часть 3. – Апатиты, КФПетрГУ, 2007. – С. 65.

5. Родюшкин И.В. Формы металлов в воде оз. Имандра // Проблемы химического и биологического экологического состояния водных объектов Кольского Севера. – Апатиты: Изд-во Кольск. науч. Центра РАН, 1995. – С. 44-59.
6. Battarbee R.W. Diatom analyses. // Handbook of Holocene Palaeoecology and Paleohydrology / B.E. Berglund (Ed). – 1986. – P. 531-570.

**ПРОГРАММА «LAB-POLIGON» ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗА
В ПОЧВАХ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ**

Кошелева Е.А.¹, Кошелев С.А.²

¹ *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург,
Koshelevaelen@Yandex.ru*

² *ОАО «Концерн «Океанприбор»», Санкт-Петербург*

**THE PROGRAM «LAB-POLIGON» FOR STUDY PALEOCRYOGENESIS
IN THE SOILS OF THE LENINGRAD REGION**

Kosheleva E.A.¹, Koshelev S.A.²

¹ *Herzen State Pedagogical University, St.Petersburg*

² *JSC «Concern «Okeanpribor»», St.Petersburg*

В структуре современной географической оболочки имеются такие компоненты, которые не соответствуют современным климатическим условиям. В особую группу реликтовых феноменов современной ландшафтной оболочки можно выделить группу компонентов, которые являются пассивными и самостоятельно в настоящее время не развиваются (например, остаточный ледниковый рельеф, реликтовый криогенный микро-рельеф и т. д.).

Современные геосистемы Русской равнины начали формироваться еще в суровых климатических условиях позднеледниковья (около 14 000 лет назад), когда эта территория севернее 45-47° с.ш. входила в единую область многолетней мерзлоты [1, 2]. В это время здесь был распространен микрорельеф с обширным спектром полигональных элементов, обусловленных развитием морозобойного растрескивания грунтов и формированием в них сети повторно-жильных льдов. В начале голоцена с потеплением климата происходит деградация многолетней мерзлоты, и ее граница в Восточной Европе отступает до зоны современной тундры.

В 1995-98 гг. псевдоморфозы изучались на водораздельной равнине Лужско-Плюского ландшафта в подзолах Al-Fe-гумусовых. Они ярко выражены в иллювиальных горизонтах, простираются до глубины 1,0-1,8 м и обычно достигают подстилающей морены.

По нашему мнению, формирование морозобойных трещин вероятнее всего могло произойти в позднеледниковое время [3, 4, 5]. На обширных территориях, освободившихся от ледникового покрова, была распространена многолетняя мерзлота, а в перегляциальной полосе вдоль ледникового щита существовала своеобразная природная зона – тундро-степь, в растительном покрове которой перемешивались лесотундровые, тундровые, степные и лесостепные группировки, произраставшие на еще не сформировавшихся, примитивных многолетнемерзлых почвах. В пределах Лужско-Плюского ландшафта аналогичные природные условия характерны для среднеледникового (12 150-11 800 л. н.) и позднеледникового (11 000-10 300 л. н.) времени.

Морозобойные трещины позднеледникового времени в дальнейшем были заполнены более рыхлым по сравнению с окружающей их породой материалом, а на контакте с дневной поверхностью сформировались небольшие понижения нанорельефа. Наличие этих понижений, а также более рыхлый состав отложений способствовали более интенсивному промывному режиму и формированию мощных подзолистых горизонтов на месте морозобойных трещин. По их стенкам, в условиях контакта с относительно более плотной породой, шло осаждение железо-гумусовых и алюмо-гумусовых соединений, т. е. формировался заметно сцементированный иллювиальный горизонт темно-охристой, местами почти черной, с металлическим блеском окраски. Он имеет почти вертикальное простираение, с наклоном к центру морозобойной трещины.

Формирование подзолистого горизонта в морозобойных трещинах могло протекать на протяжении всего голоцена. Максимального развития процессы почвообразования достигли в атлантическом периоде (8000-4600 л. н.). О максимальном развитии на песках под сосново-широколиственными лесами мощных дерново-подзолистых иллювиально-железистых почв говорит в своей работе и А.Л. Александровский [6]. При этом он отмечает, что в перегляциальных условиях западной части Русской равнины в позднеледниковое время шло именно формирование подзолов. В материковых дюнах имеются аллередские погребенные почвы - мало-мощные подзолы, имеющие профиль мощностью 10-20 см (A₁ - A₂ - B).

Промеры нанорельефа выбранной для исследования площадки показали практически плоскую поверхность: варьирование относительных превышений составляет в среднем 2-5 см. Документированные зарисовки генетических горизонтов почвы выявили следующие особенности:

1). Существенные изменения мощности подзолистых горизонтов $A_{2h}+A_2$, в соответствии, с чем здесь выделяется почвенная комбинация, образованная различными видами подзолов Al-Fe-гумусовых: среднемошных, мощных и злостных;

2). Значительное распространение псевдоморфоз, начинающихся в верхней части иллювиальных горизонтов и уходящих вглубь на 50-100 см;

3). Наличие связи между формами нанорельефа, мощностью подзолистого горизонта $A_{2h}+A_2$ и псевдоморфозами. Псевдоморфозы обычно приурочены к пониженным элементам нанорельефа и почвам с мощным подзолистым горизонтом («злостные подзолы» Al-Fe-гумусовые).

Гранулометрический состав этой почвы свидетельствует о том, что в ее мелкоземезе резко преобладают песчаные фракции. При этом обращает на себя внимание значительное своеобразие гранулометрического состава в псевдоморфозах по сравнению с соседней ненарушенной частью горизонтов. В частности, в них резко возрастает потеря при обработке HCl и содержание фракций среднего песка (1-0,25 мм). По-видимому, это вызвано криогенной агрегацией илстых, пылеватых и мелкопесчаных частиц и последующей цементацией новообразованных отдельностей железо-гумусовыми соединениями [4]. Это подтверждается резким уменьшением или полным отсутствием фракции ила, пыли и мелкого песка в образцах из псевдоморфоз, а также увеличение содержания в них аморфного железа и отчасти гумуса.

Наиболее интенсивное накопление железо-гумусовых и алюмо-гумусовых комплексов имеет место в псевдоморфозах и, особенно на периферической их части, имеющей темно-охристую или черную окраску и заметную цементацию.

Для изучения строения почв и входящих в состав их профилей псевдоморфоз было выбрано в 5 ключевых участков: один – характеризующий ПТК склонов и логов и три – характеризующие ПТК водораздельной равнины. На них изучалось: влияние местоположения на характер псевдоморфоз, география их распространения, связь между пятнистостью почвенного покрова и наличием псевдоморфоз. Для детального картографирования псевдоморфоз была применена авторская методика картографирования Кошелевой Е.А., позволяющая увидеть особенности их простираения [4]. Основной задачей была фиксация границ горизонтов A_2 и $B_{нг}$. Кроме картографирования в масштабе 1:10, выполнялось фотографирование самых интересных частей разреза.

В результате детального картографирования стенок траншей автор получил возможность создания матрицы мощности подзолистого горизонта и псевдоморфоз (рис. 1). На основании этих данных можно получить любой вертикальный срез, плоскостной срез, ступенчатую выборку или диагональный срез любой траншеи или полигона с послойным снятием.

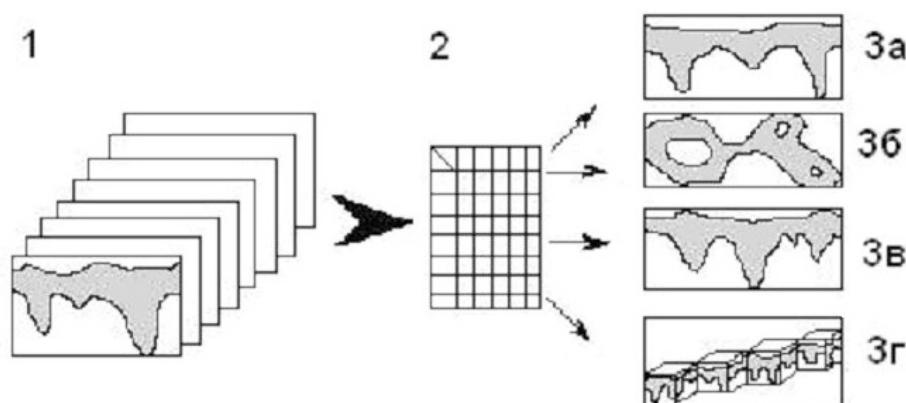


Рис. 1. Возможности расшифровки матрицы детального картографирования серии почвенно-геоморфологических разрезов (полигона).

1. Детальное послойное вертикальное картографирование; 2. Матрица данных; 3 а. Вертикальный срез любой части полигона; 3 б. Горизонтальный срез любой части полигона; 3в. Горизонтальный срез любой части полигона по диагонали; 3 г. Ступенчатый срез любой части полигона.

Выполнение графической обработки таких данных требует не только большого количества времени, но и художественных способностей. Кроме этого затруднено построение 3D-модели.

Для обработки матрицы данных с целью построения 3D-изображения почвенно-геоморфологических разрезов в 2009 г. была использована авторская программа «Lab-Polygon», разработанная в среде графического программирования LabVIEW фирмы «National Instruments» (США) [7].

В настоящее время LabVIEW, первоначально разработанная для протоколирования данных физических и инженерных экспериментов, за рубежом используется практически во всех сферах жизнедеятельности человека. Программирование в LabVIEW осуществляется на уровне функциональных блок-диаграмм при помощи графического объединения программных модулей в виртуальные приборы (Virtual Instruments, VI).

Таким образом, использование графической среды программирования LabVIEW позволяет сократить время создание готовой программы в десятки раз по сравнению с обычными «текстовыми» языками программирования типа Visual Basic.

Программа «Lab-Polygon» позволяет:

– построение 3D-изображения (объемное изображение по координатам X,Y,Z) по экспериментальным данным, заданным в матричной форме или массивами данных. 3D-изображение может быть однотонным или многоцветным в зависимости от шага по Z (рис. 2);

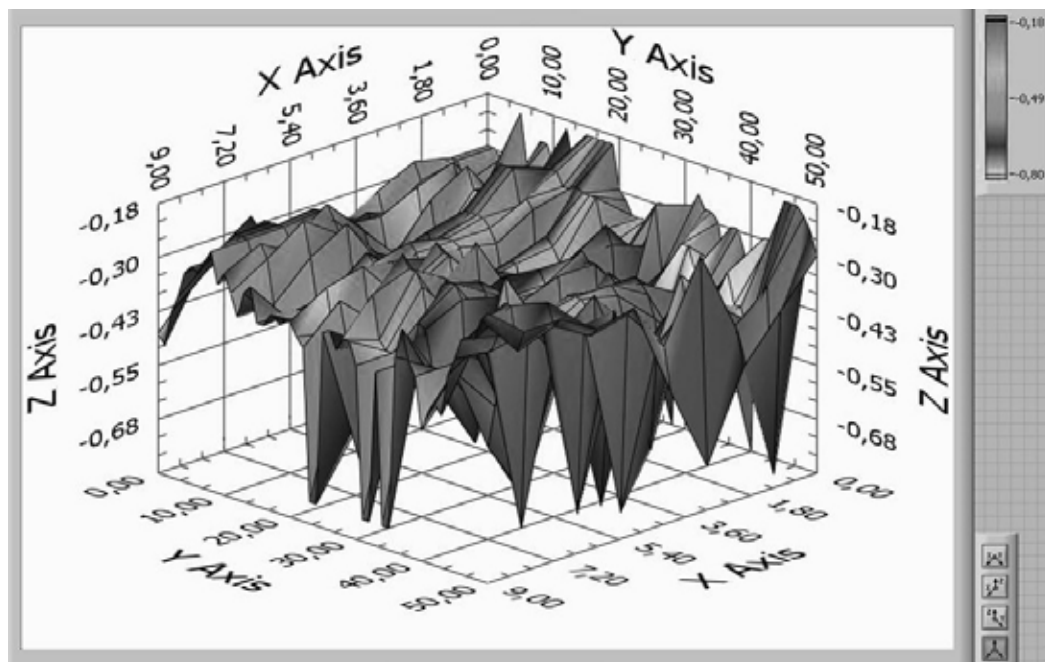


Рис. 2. 3D-изображения (объемное изображение по координатам X,Y,Z) по экспериментальным данным полигона П-1, заданным массивом данных о глубине залегания нижней границы горизонта $A_{2h}+A_2$.

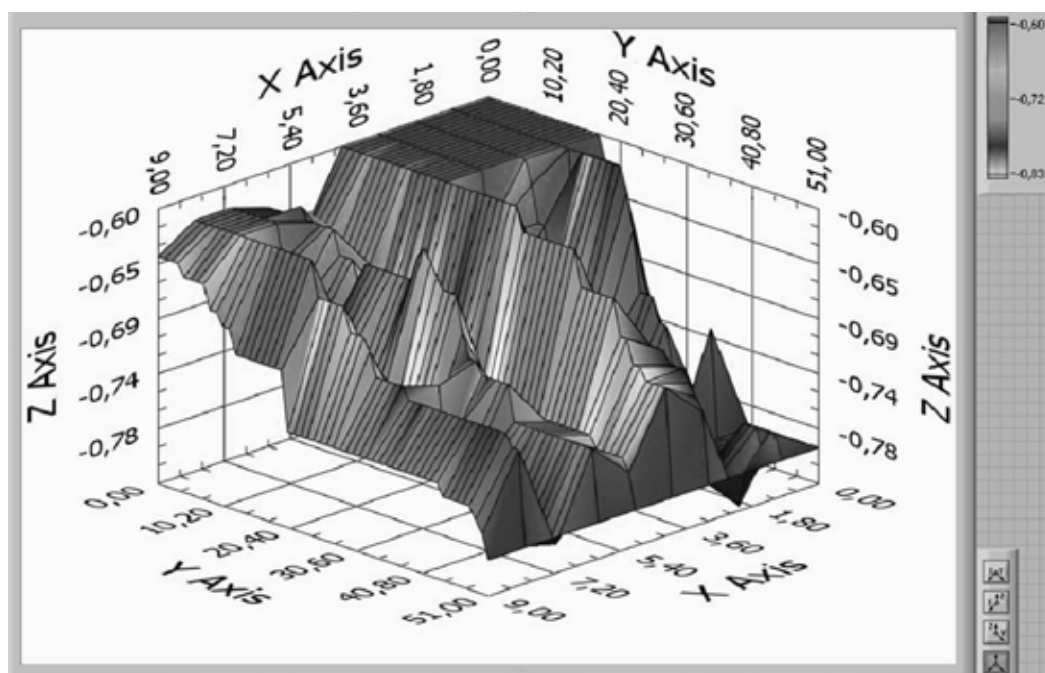


Рис. 3. 3D-изображения (объемное изображение по координатам X,Y,Z) по экспериментальным данным полигона П-1, представленное в виде поперечного среза изображения рис.2 на глубине 60 см.

- построение 2D-изображений (плоскостное по координатам X,Y,Z для каждой из пары координат);
- выведение 2D-изображений и 3D-изображения на печать в монохромном и цветном виде;
- получение поперечного среза изучаемой территории на любой глубине (рис. 3).

Так как фирмой «National Instruments» разрабатываются также аппаратные средства сбора данных с разных типов датчиков, то возможно применение программы «Lab-Poligon», как базового программного обеспечения ноутбука, непосредственно при проведении полевых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. – М.: Наука, 1976. – 126 с.
2. Величко А.А. Криогенный рельеф позднелейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы // Четвертичный период и его история. – М.: Наука, 1965. – С. 104-120.
3. Игнатенко И.В., Кошелева Е.А., Щеколдина И.В. Проявление криогенеза в почвах южно-таежной подзоны Северо-Запада России // III Zjazd geomorfologów Polskich. 1: Streszczenia Komunikatów, posterów i referatów. WNoZ US, SGP, Sosnowiec. – Sosnowiec, 1995. – Р. 86-87.
4. Игнатенко И.В., Юренков Г.И., Кошелева Е.А., Мосин В.Г. Восстановление почвенно-растительного покрова и проявление палеокриогенеза в ландшафтах Блендовской пустыни (Южная Польша) и географической станции РГПУ им. А.И.Герцена «Железо» (Северо-Запад России). – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И.Герцена, 1999. – 62 с.
5. Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Пространственно-временная реконструкция ландшафтов позднего плейстоцена и голоцена Северо-запада России // Путь на север. Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: Институт географии РАН, 2008. – С. 173-179.
6. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. – М.: Наука, 1983. – 150 с.
7. Кошелева Е.А., Кошелев С.А. Проблема 3-D графики полигональных структур на примере псевдоморфоз по повторно-жильным льдам // Геология, геоэкология, эволюционная география / Нестеров Е.М. (ред.). – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2010. – С. 251-253.

ГИПОТЕЗА АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА: ПОСТУЛАТЫ, ФАКТЫ, ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Крапивнер Р.Б.

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО «ГИДЭК», Москва, krapivner@hydec.ru

ARCTIC ICE SHEET HYPOTHESIS: POSTULATES, FACTS, INTERPRETATIONS

Krapivner R.B.

Hydrogeological and Geoecological Company ZAO «HYDEC», Moscow

Многолетние геолого-геофизические исследования арктического шельфа Евразии и глубоководных котловин Северной Атлантики показали, что доминирующим литотипом плиоцен-четвертичных отложений в этом регионе являются алевроиты и глины с существенной примесью дробстоунов, к которым относят не только грубообломочный материал, но и (особенно на глубоководных площадях) минеральные зерна песчаной (до крупно-алевритовой) размерности. На шельфах, а иногда и в океанических впадинах эти отложения называют диамиктонами. Считается, что они откладывались в периоды материковых оледенений, представляя собой либо тиллы, либо ледниково-морские осадки. Установлено, что диамиктоны самого крупного по площади и наиболее изученного Баренцевского шельфа помимо литологического сходства с тиллами покровных наземных ледников сопровождаются и другими признаками, которые, обычно, включаются в ледниковый парагенез. К их числу относятся так называемые краевые формы рельефа, а также приповерхностные дислокации новейших отложений и (или) пород их субстрата. Следуя канонам «материковой» четвертичной геологии, большинство исследователей рассматривает этот комплекс данных как указание на то, что диамиктоны Баренцевского и менее изученного Карского шельфов отложены ледниками, двигавшимися по дну моря, независимо от его глубины, которая в желобах иногда достигает 500 м и более. Значительная часть авторов считает, что на шельфах формировались самостоятельные ледниковые купола, составлявшие вместе с куполами арктических островов и Скандинавского полуострова единую динамическую систему [11]. Тем самым как-будто поддерживается выдвинутая ранее гипотеза позднеюрмского Арктического ледникового покрова, базирующаяся на аналогии с оледенением Западной Антарктиды [2, 10]. Эта гипотеза включает два важных граничных условия. Первое из них исходит из анализа динамики распространения позднеюрмских морских ледниковых куполов, которые при существовавшем тогда вдоль линий главных ледниковых потоков сочетании наклона ложа и уровня моря должны были непременно быть нестабильными. Главным препятствием дезинтеграции этих нестабильных ку-

полов могла служить лишь инерция огромных плавучих ледниковых шельфов на океанических пространствах Северной Атлантики и Арктического океана, подпиравших главные ледниковые потоки, которые дренировали шельфовые ледниковые купола. Поэтому первое граничное условие постулирует существование в поздневиюрмское время в Арктическом бассейне, морях Северной Атлантики и их континентальном обрамлении гигантского ледникового щита с двигавшимися по ложу и плавучими (на батимальных и абиссальных глубинах) морскими частями, причем все компоненты этого щита образуют единую динамическую систему. Подчеркивается ее преимущественно морской характер, поскольку значительная часть континентального обрамления была изостатически погружена ниже уровня моря. Так как положительный баланс массы ледниковых шельфов был возможен только при снижении снеговой линии до уровня моря, второе граничное условие вытекает из первого и постулирует прекращение переноса тепла Северо-Атлантическим течением к северу.

Оба эти постулата противоречат результатам морского бурения в Северной Атлантике, в том числе в проливе Фрама, на плато Ермак и у подножья западного континентального склона Баренцева моря, (рейсы ODP 104, 105, 151, 152, 162). Кайнозойская эволюция глубоководной биоты этих акваторий указывает на резкую активизацию в ледниковые и межледниковые периоды адвекции атлантических вод. Она началась, в раннем плиocene и особенно усилилась в течение последнего миллиона лет [13]. Так, пелагические и суббатимальные осадки, начиная по крайней мере со среднего плейстоцена, содержат, иногда в большом количестве, планктонные фораминиферы (зона *Neoglobobulimina pachyderma* sin.). О функционировании Северо-Атлантического течения свидетельствуют и бентосные фораминиферы (*Melonicula zaandamae*, *Cassidulina laevigata*, *C. teretis*). Эти факты несовместимы с существованием в акватории круглогодичного покрова морского льда, а, тем более, плавучего шельфового ледника. В соответствии с расчетами [2] они также исключают возможность зарождения и развития на Баренцево-Карском шельфе самостоятельных центров оледенения. Впрочем, в палеогляциологических реконструкциях последних упомянутые постулаты гипотезы Арктического ледникового покрова не используются, хотя их справедливость никем не опровергнута. Таким образом, гипотеза морского оледенения западно-арктического шельфа вопреки запрету, накладываемому на нее несоответствием с граничными условиями, продолжает, хотя и в урезанном виде, развиваться, базируясь на представлениях о ледниковом происхождении диамиктона, приповерхностных дислокаций и некоторых черт донного рельефа [11].

Однако, гипотеза противоречит и большой сумме геологических данных. Так, в осадках Северной Атлантики дропстоуны, считающиеся признаком оледенения соседней суши, появились 6-7 млн. лет назад, а начиная с 2,5-2,6 млн. лет их количество существенно возросло. Этим временем (поздний плиоцен-квартер) датируются содержащие дропстоуны осадки пролива Фрама и плато Ермак, где их максимальная мощность равна, соответственно, 250 м и более 500 м. На западном континентальном склоне Баренцева моря отложения этого возраста формируют приуроченные к устьям желобов гигантские конусы выноса мощностью до 3-3,5 км, верхняя (восточная) окраина которых шириной ~90 км сложена проградационным комплексом осадков внешнего шельфа. В его составе насчитывается 5 горизонтов диамиктона, соответствующих пяти продвижениям ледников по дну до бровки шельфа за последние 440 тыс. лет, и еще несколько предполагается ниже по разрезу осадочного клина [12]. Только самый верхний из этих диамиктонов, залегающий горизонтально и относимый к поздневиислинскому оледенению, распространяется на основную площадь шельфа. На обрамляющих его с юга низменностях мощность новейших отложений обычно составляет 100-200 м, местами достигая 300 м и более. В их составе прослеживается несколько (обычно два или более) диамиктоновых горизонтов, разделенных хорошо сортированными осадками. Некоторые авторы [11] выделяют здесь только за последние 140 тысяч лет четыре оледенения, начиная с позднезаальского (московского). На этом фоне разрез новейших отложений Баренцевского шельфа отличается и от океанических, и от наземных разрезов резко сокращенной мощностью, которая на большей части огромной (около 1 млн. км²) площади за пределами маргинальных конусов выноса и Печоро-Канинского мелководья [3] не превышает 15-25 м, лишь изредка возрастая до 50-100 м. Сокращенная мощность сопровождается существенной стратиграфической неполнотой разреза: помимо повсеместно развитого поздневиислинского диамиктона и перекрывающих его слабо консолидированных осадков лишь изредка встречается еще один более древний диамиктон. Считается, что допоздневиислинские ледниковые и межледниковые отложения на этой площади уничтожены ледниковой абразией, вырабатывавшей глубокие желоба, по которым абрадированный материал транспортировался до бровки шельфа и затем сгружался у подножья континентального склона, наращивая его в латеральном направлении. Глубина ледниковой абразии шельфа оценивается на разных участках величиной от 0,5 до 1,5 км [8].

Подобные представления не объясняют важных различий в мощности и строении новейших отложений шельфа и обрамляющих его с юга низменностей. Они также противоречат физике движения ледников, предполагающихся на горизонтальном ложе и растекающихся в стороны под действием собственного веса, каковыми должны были быть морские ледниковые купола. В соответствии с их напряженным состоянием и законом течения (законом Глена), исключаящими «бульдозерный эффект», длительное скольжение такого ледника по неровному ложу могло лишь сгладить его путем истирания сверху, тогда как врезание в подстилающую поверхность невозможно, поскольку движение ледника растекания, в отличие от течения водного потока, не на-

правлено к какому-либо базису эрозии. При этом, речь идет о неровностях ледникового ложа с длиной волны в первые метры [9], что, конечно, не предполагает срезание осадочной толщи мощностью во многие сотни метров даже на протяжении нескольких ледниковых эпох. Наконец, аномально высокий (на порядок величины по сравнению с фоном) или резко повышенный тепловой поток, измеренный недавно в желобах, соответственно, Орла и Франц-Виктория является убедительным доказательством тектонического происхождения желобов, открывающихся на континентальный склон Баренцева и Карского морей [7]. Существование продолжающих их на склоне конусов выноса указывает на то, что они были унаследованы долинами рек и что эти конуса являются аналогами подобных образований, известных на континентальных окраинах внеледниковых областей.

Как и во внеледниковых областях, наиболее молодая генерация речных долин на шельфе представляет собой погребенное под осадками «последнеледниковой» трансгрессии продолжение днищ современных речных долин суши. По геолого-геоморфологическим и сейсмоакустическим данным она образует две разветвленные системы, заканчивающиеся у континентальных склонов, причем водоразделом между системами западного и северного стока служила область, объединяющая Шпицбергенскую банку, подводные возвышенности Персея, Центрально-Баренцевскую и Мурманскую [3]. Наиболее глубоко врезанные antecedentные фрагменты погребенных долин отчетливо выражены в современном донном рельефе в виде краевых и поперечных по отношению к крупным неотектоническим структурам желобов. Ископаемый аллювий и склоны палеодолин перекрыты акустически прозрачными слабо консолидированными осадками. Они представлены преимущественно глинистыми лиманными или эстуариевыми (приливные ритмиты) фациями, разрез которых завершается прибрежными песками или сублиторальными илами. Вне пределов палеодолин маломощный (до 5-6 м) горизонт этих отложений по границе седиментационного перерыва и эрозионного несогласия налегает на диамиктон и изредка на породы его докайнозойского субстрата. Характерным типом сублиторальных осадков являются диамиктоновые илы [5]. Гранулометрический состав их матрицы идентичен составу диамиктонов, от которых они отличаются лишь физическим состоянием (консистенция, плотность), вследствие чего иногда принимаются за тилл последнего оледенения [12]. Зависимость плотности (ρ) и тех, и других от степени консолидации (консистенции I_L) выражается единым уравнением регрессии: $\rho = 2,105 - 0,29 \cdot I_L \pm 0,13$, тогда как для хорошо сортированных глинистых илов и глин оно имеет вид: $\rho = 1,99 - 0,22 \cdot I_L \pm 0,19$ [6]. При $I_L < 1,6$ диамиктоновые илы и диамиктон имеют большую плотность, чем глинистые илы и глины, причем эта разница возрастает по мере обезвоживания осадков (уменьшения I_L). Следовательно, повышенная плотность диамиктона и диамиктоновых илов имеет общую причину: плохую сортировку зерен, способствующую их компактной упаковке, и не требует для своего объяснения других факторов (деятельность ледника).

Установленные закономерности подразумевают, что в процессе диагенеза и консолидации диамиктоновый ил становится диамиктоном, так же как глинистый ил – глиной. Этому выводу не противоречат вещественный состав и плохая гранулометрическая сортировка диамиктона, наличие грубообломочного (крупнее 1 см) материала, преимущественно гомогенная текстура и повышенная плотность, свойственные и ледниково-морским осадкам северной Атлантики. Важнейшим доводом в пользу ледниково- или ледово-морского происхождения диамиктона является его палеонтологическая характеристика. В диамиктоне на севере Печорского моря найден обломок бедренной кости *Fothidae*. В 36-ти из пробуренных Арктической морской инженерно-геологической экспедицией на Баренцевском шельфе (до 76° с. ш.) скважинах изучалась повсеместно присутствующая в диамиктоне фауна фораминифер. Она имеет хорошую и удовлетворительную сохранность и состоит в основном из ныне живущих, в том числе планктонных, видов плиоцен-четвертичного распространения. Среднее содержание явно переотложенных мезозойских раковин составляет 14 % от общего количества экземпляров, хотя в отдельных образцах оно достигает 45 % и более. Плиоцен-четвертичные фораминиферы независимо от их количества и относительной роли явно переотложенного материала образуют не случайный набор форм, а комплексы, характерные для условий обитания в шельфовом море с нормальной соленостью, расположенном в субарктической зоне [6]. Они поддаются интерпретации в терминах фациального и, в меньшей степени, стратиграфического анализа, хотя вполне однозначно датируют верхний диамиктон зоной *N. pachyderma sin.* В соответствии с измерениями магнитной полярности он относится к хрону Матуяма [1]. Ранее эти данные замалчивались или считались не валидными [2], поскольку противоречат преобладающему мнению о поздне-вислинском возрасте верхнего диамиктона. Между тем, они подтверждаются повсеместным резким скачком консистенции и плотности на границе диамиктоновый ил / диамиктон [3, 6]. Последний на этой границе имеет плотность, которую диамиктоновый ил при гравитационном уплотнении мог бы достигнуть лишь на глубине ~50 м от дна. Это доказывает существование длительного субаэрального седиментационного перерыва, на протяжении которого поровая вода удалялась из диамиктона путем естественного дренажа зоны аэрации. Наследием этого субаэрального этапа является и современный расчлененный рельеф шельфа, в том числе гряды, принимавшиеся за краевые ледниковые формы, которые на самом деле вырезаны в диамиктоне наземной водной эрозией и не замаскированы тонким покровом слабо консолидированных морских осадков. Наблюдаемые в кернах мелкие дислокации представляют собой не гляцио, а тектонодинамические образования [4], неотектоническая активность Баренцевского шельфа становится все более очевидной [7].

Предложенная интерпретация устраняет существующие противоречия между трактовками плиоцен-четвертичной геологической истории Северной Атлантики, Баренцевского шельфа и обрамляющих его с юга низменностей: в это время шельф представлял собой обширную, приподнятую относительно современных низменностей область сноса, лишь в отдельные кратковременные периоды погружаясь ниже уровня моря, когда в его пределах накапливались диамиктоновые осадки, аналогичные ледниково-морским (ледовоморским?) осадкам океанических котловин и плато Ермак. Последнее такое погружение началось ~15 тысяч лет назад [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Блажчишин А.И., Линькова Т.Н. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 236. – № 3. – С. 696-699.
2. Гроссвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
3. Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника. – 2006. – № 3. – С. 39-51.
4. Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 73-89.
5. Крапивнер Р.Б. Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 1. – С. 96-110.
6. Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 2. – С. 133-148.
7. Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д. Желоб Орла (Стуре) – элемент новейшей геодинамики внешней зоны Баренцевоморского шельфа // Строение и история развития литосферы. – М.-СПб.: Геос, 2010. – С. 156-173.
8. Forsberg C.F.; Solheim A., Elverhøi A. et al. The depositional environment of the western Svalbard margin during the late Pliocene and the Pleistocene: sedimentary facies changes at Site 986 // Proceeding of the Ocean Drilling Results. – 1999. – V. 162. – P. 233-246.
9. Hallet B. A Theoretical model of glacial abrasion // Journ. of Glaciology. – V. 23. – № 89. – P. 39-50.
10. Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late-würm Arctic ice sheet ? // Nature. – 1977. – V. 266. – № 5603. – P. 596-602.
11. Svendsen J.L., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Review. – 2004. – V. 23. – P. 1229-1271.
12. Sættem J., Poole D.A.R., Ellingsen L., Sejrup H.P. Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwestern Barents Sea // Marine Geology. – 1992. – V. 103. – P. 15-51.
13. Thiede J., Myhre A.M. The paleoceanographic history of the North Atlantic-Arctic Gateways: synthesis of the Leg 151 drilling results // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. – 1996. – V. 151. – P. 645-658.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПЕЧОРЫ

Крылов А.В.

ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, krylov-polargeo@yandex.ru

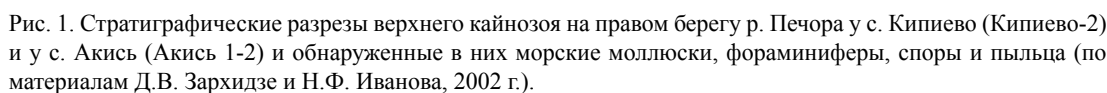
UPPER CENOZOIC STRATIGRAPHY OF REGION OF THE MIDDLE PECHORA RIVER BASIN

Krylov A.V.

Polargeo Ltd., St.-Petersburg

Изучением стратиграфии отложений верхнего кайнозоя, а также моллюсков, спор и пыльцы и фораминифер в разрезах в среднем течении р. Печоры занимались многие исследователи: И.И. Краснов, И.М. Данилов, Р.Б. Крапивнер и др. [1, 2 и др.]

В 2002 г. в ходе полевых работ ООО «Полярноуралгеология» (г. Воркута) под руководством Д.В. Зархидзе и Н.Ф. Иванова были изучены разрез верхнего кайнозоя ритмично-слоистых пород песчаного и глинистого состава на левом берегу р. Печоры у сел Акись и Кипиево. Целью этих работ являлось детальное описание этих разрезов и уточнение их возраста. В ходе этих исследований было проведено изучение раковин моллюсков (опред. Р. Марке, Королевский музей Естественной Истории, г. Брюссель и А.В. Крылова, кафедра палеонтологии СПбГУ, ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург), спор и пыльцы (опред. Л.Г. Деревянко, ЦГЛ, Сыктывкар) и фораминифер (опред. Н.Ю. Аникиной, ЦГЛ, Сыктывкар) и изучения остаточной намагниченности пород слагающих эти разрез (более 300 проб были проанализированы в лаборатории магнитной стратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ, Санкт-Петербург. В представленной статье приводятся краткие результаты этих работ.



В ходе этих работ в этих разрезах впервые были обнаружены многочисленные раковины морских моллюсков. Нижняя часть разрезов левого берега р. Печоры у сел Акись и Кипиево представлена суглинками и супесями и содержит виды тепловодных морских моллюсков: *Isocrassina omalii* (De la Joinkaire), *Venus casina* Linnaeus, *Astarte incerta* Wood, которые характерны для отложений среднего плиоцена (пьяченский ярус) Бельгии и Нидерландов (по Spalink, 1975, Marquet, 2005) а также фораминифер и споро-пыльцевые комплексы. Эти же виды были обнаружены в разрезе цоколя морской террасы на правом берегу р. Печоры в 0,5 км выше по течению от разреза Акись-1. С.Л. Князевым на ручье Плешшор (правый берег р. Уса, в 5 км вверх по течению у с. Адак) были найдены раковины морских моллюсков верхнего плиоцена (гелазский ярус): *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *Mya truncata* Linne, *Zirphaea crispata* Linnaeus (по Князеву, Мальцеву, 1954, опред. А.В. Крылова, 2011). В разрезе в 1 км вниз по течению реки р. Печоры от с. Кипиево в нижней части разреза в серых алевролитах были обнаружены многочисленные раковины пресноводных моллюсков, характеризующиеся: овально – удлинённой (эллиптической) толстой слабовыпуклой раковиной (её длина в 2,5-3 раза больше ширины), хорошо выраженным крупным замком, расширяющимся сбоков краем мантийной линии, сравнительно небольшими и широкими мускульными отпечатками, приближенными к внутреннему краю раковины. Эти признаки свидетельствуют, об их принадлежности к *Unio hybrida* Bogatchev, 1961 [3 и др.], распространенному в пресноводных отложениях раннего-среднего плиоцена Северного Причерноморья, Прикаспия и Урала.

Верхняя часть разреза представлена суглинками и содержит раковины холодноводных и умеренно-холодноводных моллюсков: *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Astarte arctica* (Gray), *Mya truncata* Linne и относится к денисовской свите и эпохе похолодания позднего неоплейстоцена.

В разрезе Кипиево-2 в интервале 23,2-15,3 м впервые были обнаружены многочисленные фораминиферы *Oolina melo* (Orb.), распространенные в плиоценовых отложениях Северной Каролины, США и колвинской свиты Большеземельской тундры [5 и др.]. В этом же разрезе на уровне выше 9,8 м обнаружены фораминиферы: *Tappanella niponica* Asano тихоокеанского происхождения, которые также встречаются в отложениях низов плейстоцена Арктики и Атлантики [8 и др.] и *Globulina glacialis* Cush. et Ozava и встречающиеся в отложениях среднего-позднего неоплейстоцена Архангельской области [7 и др.]. Находки фораминифер *Fissurina danica* Mads. обнаруженные на этом уровне могут говорить о вероятной принадлежности этой толщи к среднему-позднему неоплейстоцену [9 и др.]. В нижней части другого разреза у с. Кипиево на глубине 11,5 м Н.Ю. Аникиной (ЦГЛ, Сыктывкар) обнаружена одна раковина фораминиферы *Nonionella aff. miocenica* (Cushman). Этот вид встречается в отложениях миоцена-плиоцена Камчатки и Аляски [6 и др.]. Таким образом, в этом разрезе наблюдается два комплекса фораминифер отличающихся по присутствию атлантических (нижний комплекс) или тихоокеанско-сибирских видов – мигрантов (верхний комплекс). Атлантический комплекс фораминифер является плиоценовым, тихоокеанский – относится к среднему-позднему неоплейстоцену. Следует отметить, что атлантическая фауна фораминифер из разреза Кипиево-2 является более тепловодной и более глубоководной, о чем говорят: находки в её составе: *Alabaminoides mitis* (Gud.), *Melonis zaandamae* (Voorth.), *Lagena apropleura* Loeb. et Tapp., *Oolina melo* (Orb.), тихоокеанско-сибирская – более холодноводной и мелководной, о чем говорят обнаруженные на этом уровне фораминиферы: *Tappanella niponica* Asano, *Cibicides rotundatus* Schedr. Граница между этими двумя комплексами проходит в разрезе Кипиево-2 на глубине 15,3 м.

В пользу наличия плиоценовых отложений в долине р. Печоры говорит также упоминание в работе Р. Фейлинг-Хансена [8] установившего отложения плиоцена в разрезах Канады, Гренландии, шельфа Норвегии также пары раковин фораминифер *Cibicides grossus* (Ten Dam et Reinhold) происходящих из двух разрезов скважин бассейна в среднем течении р. Печоры (скв. 715-716). Этот вид был также обнаружен в данном районе Л.А. Тверской в скв. 709 и М.А. Лодзинской в скв. 754. Сходство комплексов фораминифер и моллюсков Гренландского, Карского и Печорского морей свидетельствует в пользу их одновозрастности и также подтверждает возможность осуществления корреляции кайнозойских отложений этого района с кайнозойскими отложениями шельфа Северной Америки (Гренландии и Канады).

Путем палеомагнитных исследований впервые было установлено, что верхняя часть кайнозойских отложений этого разреза относится к магнитохрону Матуяма, а верхняя часть – к магнитохрону Брюнес, что также подтверждает плиоценовый-плейстоценовый возраст пород в этих разрезах, полученный в результате биостратиграфических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна реки Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья реки Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. – Уфа: Изд. Башк. фил. АН СССР, 1976. – С. 101-113.
2. Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б. Определитель морских плиоцен-плейстоценовых моллюсков северо-востока Европейской части СССР // Тр. ПИН РАН. – М.: Наука, 1979. – Т. 173. – 96 с.
3. Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. – Киев: Изд. АН УССР, 1961. – 403 с.

4. Князев С.А., Мальцев А.М. Геологическое строение северной части листа Q-40-XVIII. Отчет Усть-Адзвинской геолого-поисково-съемочной партии № 167 по работам 1956 г. – Воркута, 1957. – Комигеолфонд.
5. Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. – М.: Изд. МГУ, 1966. – С. 38-55.
6. Дмитриева Т.В. Фораминиферы миоценовых отложений Юго-Западной Камчатки: детальная биостратиграфия и корреляция. Дисс. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. – СПб, 2005. – 173 с.
7. Филиппов В.В., Бородай Л.В. Опорные разрезы микулинских отложений на севере Мезенской впадины // Вестник Ленинградского университета. Серия 7, Геология, география. – 1987. – Вып. 3. – № 21. – С. 72-74.
8. Feyling-Hanssen R.W. Microbiostratigraphy of young Cenozoic marine deposits if the Qivituq peninsula, Baffin Island // Mar. Micropaleontol. – 1980. – № 5. – P. 153-184.
9. Seidenkrantz M.-S. Plio-Pleistocene foraminiferal paleoecology and stratigraphy in the northernmost North Sea // The Journal of Foraminiferal Research. – 1992. – V. 22. – № 4. – P. 363-378.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР ПРИЛАДОЖЬЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Кузнецов Д.Д.^{1,2}, Субетто Д.А.², Лудикова А.В.¹, Сапелко Т.В.¹

¹ Институт озераедения РАН, Санкт-Петербург, dd_kuznetsov@mail.ru

² РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург

USING SMALL LAKES SEDIMENTS IN RECONSTRUCTION OF LAKE LADOGA SHORELINE CHANGES DURING THE HOLOCENE

Kuznetsov D.D.^{1,2}, Subetto D.A.², Ludikova A.V.¹, Sapelko T.V.¹

¹ Institute of Limnology RAS, St.-Petersburg

² Herzen State Pedagogical University of Russia, St.-Petersburg

Современное Ладожское озеро возникло в ходе последней дегляциации и разрушения ледникового покрова на территории ее котловины приблизительно 14200-13300 кал. л. н. [1]. Некоторое время большая часть котловины Ладоги была частью Балтийского ледникового озера – последнего приледникового водоема, существовавшего на рассматриваемой территории. Спуск БЛО, произошедший между 11700 и 11600 кал. л. н. [2], привел к возникновению собственно Ладожского озера, которое в дальнейшем меняло как свою конфигурацию, так и положение стока. Детальный характер связи Ладожского озера с пра-Балтийскими бассейнами и Балтийским морем является предметом изучения по настоящее время. Также существует ряд не до конца выясненных вопросов, касающихся пространственного положения и временного интервала трансгрессивно-регрессивных этапов его существования, в частности Ладожской трансгрессии.

История изучения вопроса восходит еще к XIX в., так в работе Иностранцева [3], описывается археологический памятник, обнаруженный при строительных работах на Староладожском канале (южное побережье Ладожского озера). Памятник перекрыт песками, что Иностранцев объясняет колебаниями уровня Ладожского озера в послеледниковое время. Изучением древних береговых линий Ладожского озера и реконструкцией его уровня в голоцене занимались многие исследователи (напр. [4-14] и др.). Большинство исследований сосредоточено на изучении наземных разрезов, гипсометрического и пространственного положения береговых форм рельефа – береговых валов, аккумулятивных и абразионных террас, и торфяников, лежащих на озерных отложениях, либо перекрытых последними. Меньшая часть исследований посвящена изучению отложений озер, существующих в настоящее время (напр. [15-19]). Между тем изучение строения этих отложений может прояснить некоторые дискуссионные вопросы.

На протяжении ряда лет нами проводятся полевые работы на малых озерах, расположенных на разных абсолютных отметках в разных частях Приладожья, с целью реконструкции гидрографической ситуации на данной территории в разные временные срезы. Изменения условий осадконакопления, вызванные присоединением к более крупному водоему (или изоляцией от последнего) хорошо фиксируются в озерных отложениях. Соответственно определяя и датируя эти изменения, мы создаем независимую хронологию палеогидрографических событий, дополнительно к реконструкциям, выполненным на основе более распространенных геологических и геоморфологических исследований.

Вскрытые отложения озер северного Приладожья (Узловое – 11 м над у.м., Лауринлампи (Св. Сергия) – 15 м н. у. м.) представляют собой в упрощенном виде снизу вверх: 1) глинистые илы и алевриты, формиро-

вавшиеся при более высоком уровне Ладожского озера, когда котловины этих озер были заливами последнего; 2) переходный горизонт, представленный глинистыми илами и алевроитами, отличающимися по цвету и с эрозийными контактами, и отражающий падение уровня Ладожского озера и начало изолированного развития данных озер; 3) бурые и темно-бурые органогенные илы, накапливавшиеся в условиях изоляции. Изоляция Узлового озера началась по данным радиоуглеродного датирования 4000-4500 кал. л. н., а обособление озера Лауринлампи произошло 2700-3000 кал. л. н. В отложениях озер южного Приладожья, расположенных на отметках 13-15 м н. у. м., и, следовательно, также испытывавших влияние Ладожской трансгрессии, не отмечены характерные литологические границы. Так в озере Воюярви в нижней части разреза отмечается чередование песков и опесчаненных глин, на которых после маломощного слоя опесчаненного ила лежит мощный (до 2 м) горизонт торфянистой гиттии, перекрытый современными озерными илами. Причем начало формирования торфянистой гиттии происходит 6000-6600 кал. л. н., после чего в отложениях уже не отмечается эрозийных следов. Отложения озера Кавер представлены преимущественно детритовыми илами, которые становятся более однородными только в верхней части. В интервале 1,7-2,0 м от поверхности отложений наблюдается грубодетритовая гиттия с прослоями светлосерого тонкозернистого и коричневого среднезернистого песка, сменяющимися вверх полосчатыми илами состоящими из бурых детритовых и темно-серых более однородных слоев. Возраст, предшествующий эрозии и формированию песчаных прослоев, оценивается в 4500 кал. л. н. В основании колонки, отобранной в Рыбежском озере вскрыт торф с возрастом верхней границы 12000-12600 кал. л. н. Выше лежат пески и глинистые пески с включениями органики, перекрытые грубодетритовыми илами. Замыкают разрез с резкой нижней границей тонкодетритовая и однородная органогенная гиттия. Грубодетритовые илы начали формироваться 7000-7300 кал. л. н. В Никольском озере на слоистом зеленовато-сером и зеленовато-буром мелкозернистом песке с прослоями органики лежат илы – внизу опесчаненные, затем зеленовато-бурые однородные и бурые с включениями макроостатков, и в верхней части темно-бурые однородные. Формирование опесчаненных илов началось приблизительно 5100-5500 кал. л. н.

Таким образом, выявлено принципиальное различие в строении осадков малых озер Приладожья, испытывавших влияние Ладожской трансгрессии. В отложениях озер северного Приладожья, ныне расположенных на отметках до 15 м, четко фиксируется смена условий осадконакопления, вызванная изоляцией этих озер от Ладожского озера, и выраженная как в смене литологического состава, так и состава диатомовых комплексов. В отложениях озер южного Приладожья (если мы принимаем данные радиоуглеродного датирования) Ладожская трансгрессия не оставила четких литологических границ, т.е., возможно, уровень Ладоги не поднимался до соответствующих высот и влияние трансгрессии выражалось в подъеме уровня грунтовых вод, ухудшении водообмена, и, соответственно, установлении условий в водоемах, благоприятных для развития водной растительности, что приводило к формированию грубодетритовых илов.

В докладе представлены результаты наших исследований в Приладожье и обозначены дальнейшие планы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Saarnisto M, Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // *Global and Planetary Change*. – 2001. – V. 31. Issues 1-4. – P. 387-405.
2. Björck S. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // *The BACC Author Team (Eds.): Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin*, Springer-Verlag. – Berlin, Heidelberg, 2008. – P. 398-407.
3. Иностранцев А.А. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. – СПб., 1882.
4. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees // *Fennia*. – 1915. – Bd. 8. – N 3. – 157 s.
5. Марков К.К., Порецкий В.С., Шляпина Е.В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // *Тр. комиссии по изучению четвертичного периода* – Л., 1934. – Т. IV. – Вып. 1. – С. 71-113.
6. Марков К.К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. Вопросы географии. – М., 1949. – Вып. 12. – С. 213-220.
7. Абрамова С.А., Давыдова Н.Н., Квасов Д.Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // *История озер Северо-Запада*. – Л., 1967. – С. 113-132.
8. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. – Л., 1975. – 278 с.
9. Экман И.М., Лак Г.Ц., Лийва А.А. К истории Ладожской трансгрессии // *История озер в голоцене*. – Л., 1975. – С. 38-45.
10. Кошечкин Б.И., Адаменко И.В., Арсланов Х.А., Джиноридзе Р.Н., Хомутова В.И. Береговые образования голоценовой трансгрессии в Южном Приладожье // *Изв. РГО*. – 1992. – Т. 124. – Вып. 6. – С. 541-547.
11. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Козырева М.Г. Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // *Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера*. – СПб, 1993. – С. 61-73.
12. Кошечкин Б.И., Экман И.М. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера // *Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера*. – СПб, 1993. – С. 49-60.

13. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В. Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в поздне-последнеледниковье // Вестник СПбГУ. – 2005. – Сер. 7. – Вып. 2. – С. 40-50.
14. Шитов М.С., Биске Ю.В., Носов Е.Н., Плешивцева Э.С. Природная среда и человек нижнего Поволжья на финальной стадии Ладожской трансгрессии // Вестник СПбГУ. – 2004. – Сер. 7 – Вып. 3.
15. Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga - new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. – 1996. – 322 – P. – 205-215.
16. Miettinen J., Grönlund E., Simola H., Huttunen P. Palaeolimnology of Lake Pieni-Kuoppalanlampi (Kurkijoki, Karelian Republic, Russia): isolation history, lake ecosystem development and long-term agricultural impact // Journal of Paleolimnology. – 2002 – N. 27. – P 29–44.
17. Лудикова А.В., Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Арсланов Х.А. Колебания уровня Ладожского озера в голоцене (на основе палеолимнологических исследований оз. Святого Сергия на о. Путсаари) // Известия РГО. – 2005. – Т. 137. – Вып. 6. – С. 34-41.
18. Субетто Д.А., Аверичкин О.Б., Кузнецов Д.Д. Расчеты палеостока по Балтийско-Ладожскому соединению в северной части Карельского перешейка // Известия РГО. – 2009. – Вып. 5. – С. 37-51.
19. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб, 2009. – 339 с.

СТРАТИГРАФИЯ И ПРИРОСТ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НА БЕЛОМОРСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ В ГОЛОЦЕНЕ

Кузнецов О.Л.¹, Филимонова Л.В.¹, Мякиля М.²

¹ Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuznetsov@krc.karelia.ru

² Геологическая служба Финляндии, Эспо

STRATIGRAPHY AND PEAT DEPOSIT INCREMENT RATE ON WHITE SEA COAST DURING THE HOLOCENE

Kuznetsov O.L.¹, Filimonova L.V.¹, Mäkilä M.²

¹ Institute of Biology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk

² Geological Survey of Finland, Espoo

Побережье Белого моря является одним из самых заболоченных регионов в мире, на его отдельных участках заторфованность достигает 60-80 %. Это обусловлено комплексом палеогеографических, геоморфологических и климатических факторов. В начале голоцена освободилось ото льда Горло Белого моря и произошел резкий спуск приледникового водоема. Наряду с этим происходило активное гляциоизостатическое поднятие территории Прибеломорья, в процессе которого постепенно сокращалась акватория Белого моря. Освободившаяся таким образом суша представляет собой террасы, которых в разных частях побережья насчитывается от 3 до 7. Плоские террасы, сложенные водоупорными морскими суглинками и глинами, местами плотными песками, почти сразу же после обнажения начинали заболачиваться. На верхних террасах с отметками более 20 м н. у. м. процессы заторфовывания начались около 9,5-10,0 тыс. кал. л. н., на более низких террасах болота значительно моложе [1-3]. В неглубоких понижениях рельефа формировались травяные (тростниковые, хвощовые, осоковые) евтрофные и мезотрофные сообщества, отложившие небольшие слои низинного и переходного торфа. На ровных участках террас развитие болот часто сразу начиналось с омбротрофных сосново-сфагновых и пушицево-сфагновых сообществ, отлагавших сосново-сфагновый и пушицево-сфагновый торфа, которые быстро сменялись сфагновыми [4].

В настоящее время в пределах Прибеломорской низменности господствуют южноприбеломорские дистрофные (верховые) грядово-озерковые болота, приуроченные к верхним террасам. Для них характерны вересково-лишайниковые гряды в сочетании со вторичными озерками и деградированными водорослево-печеночными мочажинами. Они образуют пояс шириной в 10-20 км от с. Гридино (66° с.ш., 35° в.д.) на Карельском берегу до полуострова Канин на востоке. Отдельные массивы встречаются также на Терском берегу в Мурманской области [5, 6]. На второй и третьей террасах развиты верховые сфагновые грядово-мочажинные болота, а на самой нижней – молодые (менее 2 тыс. лет) мезотрофные травяно-сфагновые и травяные [1, 5]. В процессе своего развития отдельные болотные массивы слились в огромные болотные системы площадью до 20-30 тыс. га, которые разделяются только узкими долинами рек и ручьев, текущих в Белое море.

Мощность торфяных залежей верховых болот на двух верхних террасах составляет, в основном, 3,0-4,5 м, но в некоторых глубоких депрессиях она достигает 7-8 м. Торфяные залежи почти полностью сложены верховыми сфагновыми торфами с малой и средней степенью разложения, а также включают небольшие прослойки

пушицево-сфагнового и шейхцериево-сфагнового торфов. Придонные слои иногда образованы переходными, в редких случаях низинными, травяными, древесно-травяными или травяно-моховыми торфами, мощность которых обычно не более полуметра. Это свидетельствует о быстром переходе этих болот на атмосферное питание.

Слабые уклоны поверхности террас и гумидный климат обуславливали формирование поверхностного стока избытка воды на болотах, что привело к развитию на них грядово-мочажинных комплексов уже в конце бореального периода (около 9 тыс. кал. л. н.). Со временем на болотах верхней террасы они превратились в грядово-озерковые комплексы, в которых отдельные вторичные озера глубиной до двух метров имеют возраст не менее 6 тыс. кал. л. В связи с этим для торфяных залежей характерно вертикальное напластование грядовых и мочажинных торфов. Часто также наблюдается горизонтальное перемещение границ гряд, мочажин и озерков и их смена друг другом, что хорошо отражается в стратиграфии торфяных залежей сменой грядовых торфов мочажинными.

С целью определения скорости торфонакопления на болотах Беломорского побережья был рассчитан календарный возраст слоев торфа, отложившихся за голоцен и в отдельные его периоды в исследованных разрезах, для которых имеются радиоуглеродные датировки и спорово-пыльцевые диаграммы. Полученные данные (табл.) свидетельствуют, что на верховых болотах верхних террас Прибеломорья с глубиной торфяных залежей до пяти метров вертикальный прирост торфа за голоцен изменялся в пределах 0,37-0,68 мм/год и составил в среднем 0,49 мм/год. Эти показатели в целом близки для верховых болот как Карелии [4], так и Финляндии [7, 8]. Самые глубокие разрезы (Круглое, Заруцкое) имеют более высокие показатели прироста торфа, что характерно для болот в единичных замкнутых депрессиях [4, 9], но они для Прибеломорья по данным торфяного кадастра очень редки. Молодые болота на нижней террасе, возникшие в субатлантический период, имеют также очень высокий прирост торфа (1,88 мм/год на болоте Солнечное), но их торфяные залежи еще не уплотнены. Близкие показатели прироста торфа получены для молодых болот на побережье Балтийского моря в Финляндии [8].

Таблица. Прирост торфа на болотах побережья Белого моря

Название болота, скважина	Координаты	Высота н.у.м., м	Глубина залежи, м	Календарный возраст залежи, лет	Прирост торфа, мм/год	Источник
Морские Мхи, 17	66°23' N 36°23' E	78	5,0	10200	0,49	данные авторов
Морские Мхи, 26	66°23' N 36°23' E	76	4,5	9000	0,50	данные авторов
Матигора, 1 (гряда)	64°28' N 34°35' E	40	4,05	9290	0,44	данные авторов
Матигора, 2 (гряда)	64°28' N 34°35' E	39	3,4	9200	0,37	данные авторов
Матигора, 8 (гряда)	64°28' N 34°35' E	38	3,2	8600	0,37	данные авторов
Вирменское, центр	64°18' N 35°10' E	28	4,4	8730	0,50	данные авторов
Вирменское, окрайка	64°18' N 35°10' E	26	4,25	7545	0,56	данные авторов
Круглое	64°14' N 35°47' E	25	7,5	8800	0,85	Пьявченко и др. [3]
Заруцкое	63°55' N 36°20' E	22	7,9	9500	0,84	Елина [1]
Нюхчинский Мох	63°56' N 36°18' E	20	5,1	7500	0,68	Елина [1]
Кузоменский Мох, 28	66°22' N 36°26' E	16	2,0	4715	0,42	данные авторов
Кузоменский Мох, 29	66°22' N 36°26' E	16	2,4	3970	0,60	данные авторов
Приморское	63°58' N 36°18' E	12	2,15	5500	0,40	Елина [1]
Солнечное	65°55' N 34°30' E	8	3,2	1700	1,88	Елина и др. [2]

Установлено, что прирост торфа в разные периоды голоцена в каждом из изученных разрезов значительно отличался – в 1,5-5 раз, а в отдельных датированных слоях залежей колебания были еще больше – от 0,18 до 2,0 мм/год. В начале болотообразования в бореале (БО) прирост торфа в изученных разрезах составлял 0,23-0,91 мм/год, в атлантический (АТ) период был значительно выше – 0,43-1,36, затем снизился и стал в суббореале (СБ) – 0,18-0,75, а в субатлантике (СА) – 0,24-0,80 мм/год (за исключением болота Солнечное).

Следует отметить, что верхние 30-40 см рыхлого торфогенного слоя на сфагновых болотах почти всеми исследователями включаются в общую мощность залежи, что приводит к завышению средних показателей прироста торфа, особенно для субатлантического периода и последнего тысячелетия. Это необходимо учитывать при моделировании и прогнозировании динамики болот и аккумуляции углерода болотными экосистемами в связи с глобальными изменениями климата.

Наблюдается асинхронность скорости торфонакопления по периодам голоцена на разных болотах. На одних она выше в ВО и АТ и резко падает в SB, а на других она ниже в АТ, чем в прочие периоды. При этом на протяжении периодов прирост торфа также изменялся неоднократно. Так, для разреза из центральной части болота Вирменское глубиной 4,4 м получено 11 радиоуглеродных датировок, что позволило выполнить детальную реконструкцию сукцессий растительности в этой части болота и скорости торфонакопления (рис.). Здесь выделено 6 палеосообществ, установлены смены гряды мочажинной и обратно грядой [4]. Прирост торфа в отдельных слоях колебался от 0,15 до 1,1 мм/год, причем не был четко связан с составом палеосообществ и имевшими место сукцессиями растительности. Прирост фускум торфа, отлагавшегося грядовыми сообществами, варьировал в пределах 0,25-1,1 мм/год в разные периоды голоцена, а мочажинных торфов – 0,15-1,0 мм/год. Такие существенные различия объясняются как колебаниями продуктивности сообществ, так и разной интенсивностью процессов разложения остатков, что видно по степени разложения торфа, а также выносом органического вещества со стоком с болота.

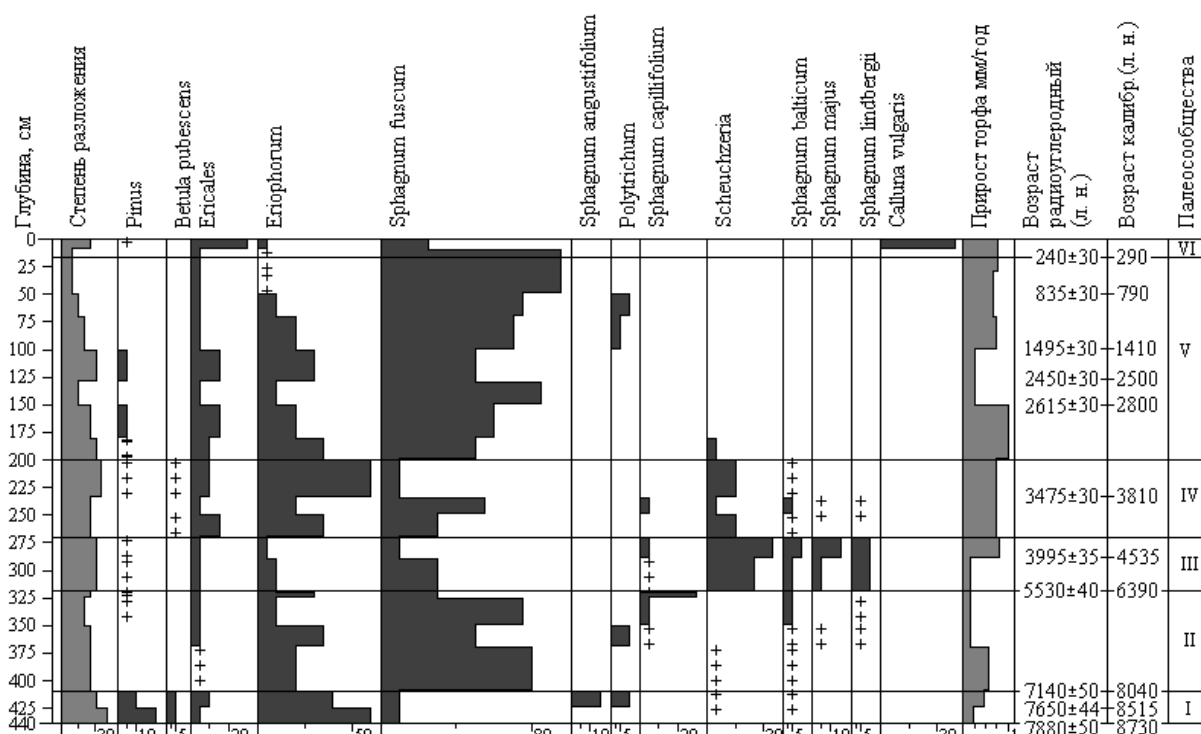


Рис. Сукцессии растительности и скорость торфонакопления на болоте Вирменское.

Палеосообщества: I – *Pinus sylvestris*-*Eriophorum vaginatum*-*Sphagnum fuscum*+*S. angustifolium*, II – *Eriophorum vaginatum*-*Sphagnum fuscum*, III – *Scheuchzeria palustris*+*Eriophorum vaginatum*-*Sphagnum sect. Cuspidata*, IV – *Ericales*-*Eriophorum vaginatum*+ *Scheuchzeria palustris*-*Sphagnum fuscum*, V – *Ericales*-*Eriophorum vaginatum*-*Sphagnum fuscum*, VI – *Calluna vulgaris*-*Empetrum nigrum*-*Sphagnum fuscum*+*Cladina*

Полученные результаты свидетельствуют, что для верховых болот Беломорского побережья характерны верховые торфяные залежи с преобладанием сфагновых торфов. На скорость торфонакопления в голоцене, наряду общеклиматическими факторами, сильное влияние оказывают локальные условия развития и залегания болотных массивов, а также их гидрологический режим.

Работа выполнена в рамках ФЦП (контракт № 02.740.11.0700).

ЛИТЕРАТУРА

1. Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. – Л.: 1981. – 159 с.
2. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). – Петрозаводск: 2000. – 242 с.

3. Пьявченко Н.И., Елина Г.А., Чачхиани В.Н. Основные этапы истории растительности и торфонакопления на востоке Балтийского кристаллического щита в голоцене // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1976. – № 45. – С. 3–24.
4. Кузнецов О.Л. Особенности торфонакопления и динамики некоторых типов болотных массивов Карелии // Направления исследований в современном болотоведении России. – С.-Петербург: 2010. – С. 96-112.
5. Юрковская Т.К. Болота // Растительность европейской части СССР. – Л.: 1980. – С. 300-345.
6. Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И., Костина В.И. Болота Кольского полуострова // Труды КарНЦ РАН. – Петрозаводск, 2005. – Вып. 8. – С. 94-111.
7. Mäkilä M., Toivonen T. Rate of peat accumulation and its variability during the Holocene // Wise Use of Peatlands. Proceedings of the 12 International Peat Congress. – Tampere, 2004. – V. 1. – P. 50-55.
8. Mäkilä M., Toivonen T. Rate and carbon accumulation in a young coastal bog // Wise Use of Peatlands. Proceedings of the 12 International Peat Congress. – Tampere, 2004. – V. 1. – P. 889-895.
9. Кузнецов О.Л., Мякиля М. Скорость торфонакопления на болотах Карелии // Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии. Тезисы докладов III Междунар. конф., Пущино, 2007. – Пущино, 2007. – С. 42-43.

ИНВЕРСИИ И ЭКСКУРСЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ: ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЮ ЖИЗНИ

Кузнецова Н.Д., Кузнецов В.В.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, Новосибирск,
Paratundra@mail.ru*

REVERSALS AND EXCURSIONS OF GEOMAGNETIC FIELD: GEOPHYSICAL FACTORS IMPACT UPON CLIMATE AND LIFE EVOLUTION

Kuznetsova N.D., Kuznetsov V.V.

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch RAS, Novosibirsk

Эксперименты и инверсии геомагнитного поля (ГМП) проходят в условиях пониженной интенсивности геомагнитного поля. Частицы космических лучей (КЛ) ионизируют атомы атмосферы, рождают каскады частиц меньшей энергии, что приводит к повышению радиационного фона на поверхности Земли. Ранее считалось [1], что толщина атмосферы настолько велика, что повышение радиационного фона на поверхности Земли во время экскурсов и инверсий ГМП практически ничтожно. Это было опровергнуто недавними результатами. Обсуждая связь плотности атмосферы с величиной уровня радиации на поверхности планеты во время солнечных вспышек, авторы [2, 3] показали, что плотность земной атмосферы позволяет ожидать биологических эффектов вторичной радиации от проникающего космического излучения во время мощных протонных событий, поскольку более половины площади земной поверхности подвергается воздействию излучения.

В оценках радиационного фона во время экскурсов и инверсий мы исходим из того, что с разрушением магнитосферы Земли будет происходить разрушение ее радиационных поясов и высыпание накопленных в них частиц. Энергия частиц, отклоняемых от попадания на Землю геомагнитным полем E (энергия обрезания) – примерно пропорциональна величине модуля геомагнитного поля B : $E \sim B$. Это соответствует тому, что плотность потока КЛ, попадающего на Землю, возрастает при уменьшении модуля ГМП. Доза ионизирующего излучения D на поверхности Земли определяется плотностью потока частиц J , и уменьшение величины интенсивности геомагнитного поля B приводит к росту дозы ионизирующего излучения D . Речь идет пока только об эффекте уменьшения отклонения заряженных частиц при уменьшении величины магнитной индукции Земли. Если учесть, что во время экскурсов и инверсий разрушаются радиационные пояса, то поток заряженных частиц на Землю возрастет ещё больше, что приведет к ещё большему возрастанию D . При этом радиационная доза D , в зависимости от величины B , может меняться от $D \sim B^{-1}$ (линия 5 на рис. 1) до $D \sim B^{-2}$ (линия 6). На рис. 1 на шкале $\lg D$ отмечены три характерных значения дозы: 0.4 мЗв/год – вклад галактического космического излучения [4], 5 мЗв/год – предельно-допустимая доза для жителей России [5], ~4 Зв – летальная доза, 50-процентное поражение населения [6]. На рис. 1 справа показан энергетический спектр КЛ. В нижней атмосфере (тропосфере) радиационные условия практически полностью определяются первичными космическими лучами сравнительно низких энергий (1–1000 ГэВ) и продуктами их взаимодействия с ядрами атомов атмосферы [7, стр. 782].

Модуль поля B , равному 1, в отн. ед., соответствует энергия КЛ, равная энергии обрезания, примерно, в 10 ГэВ [3] и радиационная доза D , равная 0,4 мЗв/год (рис. 2, слева), создаваемая в результате воздействия КЛ.

Уменьшение модуля поля B в 2 раза обеспечивает повышение радиационной дозы до 5 мЗв (рис. 1), что близко к значению радиационной дозы, измеренной в районе Бразильской Мировой Аномалии (БМА) [8]. Область БМА характеризуется примерно двукратным уменьшением общей интенсивности ГМП по сравнению с районами, примыкающими к БМА [9], и авторы связывают повышение радиационного фона здесь с увеличением потока КЛ. При уменьшении модуля ГМП B в 10 раз, что, например, характерно для экскурса Laschamp [10], увеличение потока КЛ (галактических, солнечных, частиц из разрушенных радиационных поясов Земли) [11]), вызовет увеличение плотности потока частиц КЛ J на несколько порядков, а наведенная радиационная доза D может вырасти на 3 порядка, что по [3], оказывает существенное воздействие на биологические объекты.

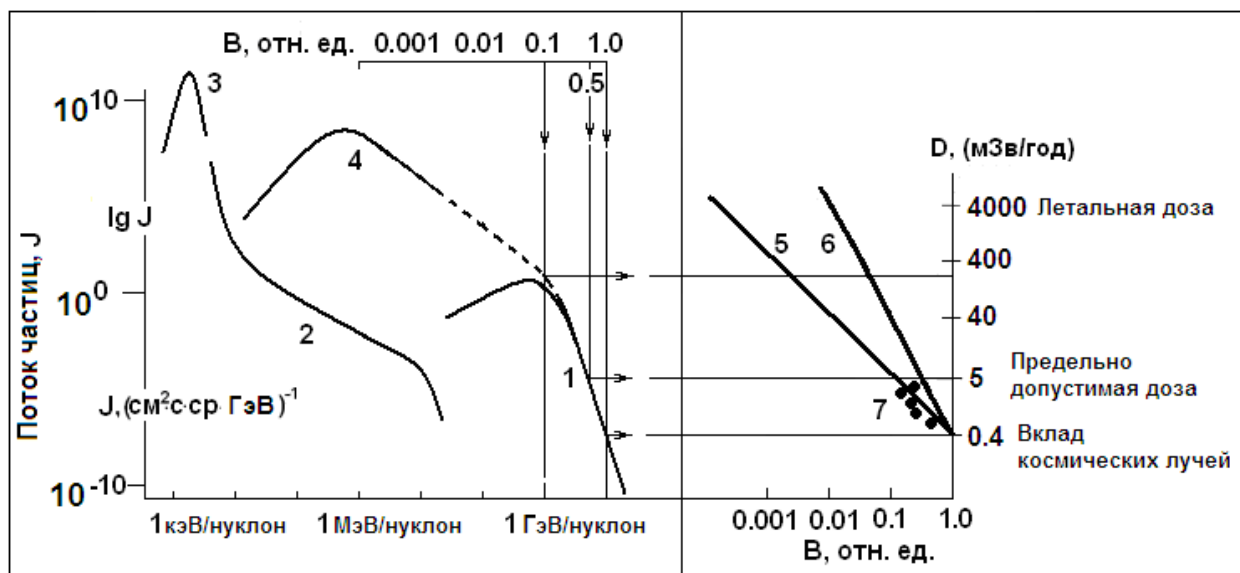


Рис. 1. Плотность потока КЛ, J (слева [11, С. 186]), наведенная ими на поверхности Земли доза D (справа), в зависимости от энергии КЛ E : 1 – галактические; 2 – солнечные; 3 – солнечный ветер; 4 – частицы из радиационного пояса. Шкала сверху: величина модуля геомагнитного поля (модуль современного поля $B = 1$), соответствующая энергии обрезания КЛ с энергией E . ($B = 1$ соответствует $E = 10$ ГэВ). Справа – увеличение радиационной дозы на Земле (D) при уменьшении модуля поля (B): 5 – зависимость $D \sim B^{-1}$, 6 – зависимость $D \sim B^{-2}$, 7 – экспериментальные данные [12].

Следующим установленным фактором является изменение климата. В работе Поспеловой [13] сопоставлением палеомагнитных и палеоклиматических данных аргументируется различный характер климатических изменений во время экскурсов, однако, по мнению автора, невозможно объяснить его изменениями прозрачности атмосферы в результате воздействия космических лучей. С другой стороны, есть мнение [14, 15], что в результате усиления ионизирующего воздействия КЛ во время экскурсов должно развиваться похолодание за счет интенсивного образования облаков, имеющих высокое альбедо. Однако были зафиксированы и потепления, приуроченные к экскурсам. Сопоставив тренд уровня мирового океана [16] с датами экскурсов, можно видеть, что экскурсам Gothenburg [17], Laschamp [18] и Blake [18] сопутствовало потепление, в это время уровень океана возрастал, а экскурсии Mono Lake [18] и Norwegian-Greenland Sea [18] сопровождалось похолоданиями и падением уровня Мирового океана. Из хода относительного содержания изотопа ^{18}O и концентрации радионуклида ^{10}Be в кернах гренландского льда в период экскурса Laschamp [19] следует, что минимум интенсивности ГМП (максимум содержания ^{10}Be) соответствует максимуму температуры (высокие значения δ для изотопа кислорода ^{18}O соответствуют более теплым климатическим условиям) на поверхности Земли, т.е. потеплению во время этого экскурса.

По предварительным оценкам [20, 21] характер изменения климата, сопровождающего экскурс, определяется оптическими свойствами атмосферы, а именно, ее прозрачностью в период, предшествующий экскурсу, и поэтому в период экскурса или инверсии может развиваться как потепление, так и похолодание. Увеличение потока КЛ на 4-6 порядков в случае запыленной атмосферы вызывает очищение атмосферы за счет коагуляции аэрозольных частиц и последующего их осаждения. Атмосфера становится прозрачной, пропускает солнечную радиацию, что приводит к потеплению климата. Если экскурс начинается в условиях прозрачной атмосферы, которая наблюдается в настоящее время, тогда возросший поток КЛ действует, как ионизирующий агент, генерируя ядра конденсации с образованием аэрозолей, которые отражают солнечное излучение, и развивается похолодание. Наши оценки получили подтверждение результатами недавних экспериментов в области БМА, где общая интенсивность поля в два раза ниже, чем в соседствующих регионах [9]. Наблюдаемый эффект похолодания во внутренней области БМА примерно на 18Вт/м^2 авторы [22] приписывают именно возрастанию

интенсивности облачности за счет влияния КЛ. В областях, примыкающих к БМА, в это же время отмечается эффект нагревания [22] примерно, на 20 Вт/м². Эти данные подтверждают наши оценки, что в условиях прозрачной атмосферы прохождение экскурса будет сопровождаться похолоданием и его степень, по-видимому, будет зависеть от интенсивности падения поля.

Важным моментом является продолжительность экскурсов. Период изменения векторных характеристик ГМП значительно короче, чем вариация интенсивности поля от начала ее падения до восстановления исходного уровня. Так, например, для экскурса Laschamp эти характеристики различаются примерно в 3 раза [23], а для экскурса Blake [24, 25] – почти в 10 раз, следовательно, в условиях пониженной интенсивности поля в период Blake биологические объекты находились около 50 тыс. лет. Казалось бы, отрицательная сторона этого фактора налицо, если иметь в виду повышение радиационного фона, но изучение экранирования геомагнитного поля на животных [26] показало, что, чем больше уровень экранирования ГМП и длиннее срок нахождения в гипомангнитных условиях, тем выше уровень выживания животных после последующего воздействия летального ионизирующего облучения. На основании этих экспериментов авторы работы делают вывод о радиопротекторном действии гипогеомагнитного поля как о эволюционно закреплённой реакции биологических объектов.

Таким образом, характерными свойствами экскурсов и инверсий ГМП, воздействующими на биологические объекты, являются продолжительность периода пониженной интенсивности ГМП, повышение радиационного уровня и изменение климата. Синхронность воздействия этих факторов во время экскурса или инверсии, по-видимому, является доминирующим обстоятельством при рассмотрении возможной корреляции событий в эволюции человека и фауны с экскурсами и инверсиями. Сопоставив известные события в эволюции человека с установленными датами некоторых экскурсов и инверсий ГМП, мы обнаружили их синхронность. Так, две мутации, найденные у современных людей, произошли во время инверсии Гаусс-Матуяма, они предшествовали увеличению объема мозга у предков человека и появлению *Homo erectus* [27, 28]. Первая из мутаций [27] инактивировала ген, кодирующий наработку сигнальной кислоты на поверхности клетки, вторая [28] – ген миозина, в результате чего произошло значительное уменьшение объема и силы мощных жевательных мускулов, характерных для человекообразных обезьян. По [28] были ликвидированы анатомические ограничения роста объема черепной коробки, и произошло трехкратное увеличение объема головного мозга у представителей линии *Homo*. Творческие способности человека обусловлены мутацией гена FOXP2 [29], обеспечивающего речевые способности человека, его коммуникабельность, и гена микроцефалина, отвечающего за объем и строение головного мозга. Возраст этих мутаций близок к экскурсу Laschamp, и именно этим периодом археологи датируют изменения в поведении человека в виде появления искусства и использования символов [30].

В качестве примера приведем и результаты генетических исследований эволюции полярного медведя [31]. Из схемы (рис. 2) видно, что разделение на виды происходило во время экскурсов и инверсий ГМП.

Вышеизложенное позволило нам сделать вывод, что синхронное воздействие на биологические объекты обсуждаемых факторов во время экскурсов и инверсий создает в биологической среде условия, которые обеспечивают либо появление новых видов, либо эволюционные изменения, ему способствующие.

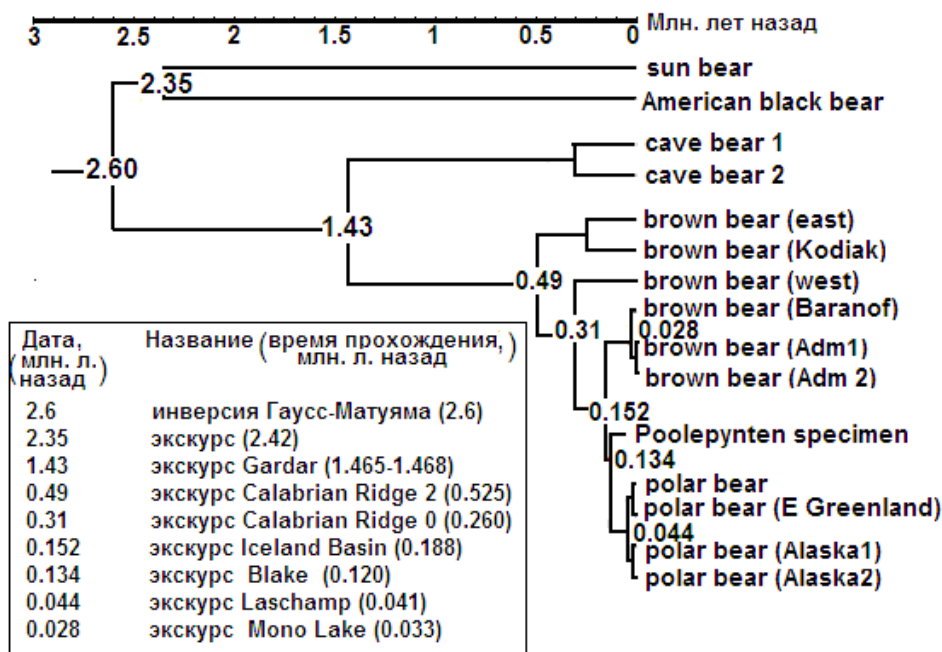


Рис. 2. Корреляция эволюции полярного медведя [31] с экскурсами и инверсиями ГМП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Waddington C.J. Paleomagnetic field reversals and cosmic radiation // *Science*. – 1967. – V. 158. – P. 913-915.
2. Белишева Н.К., Гак Е.З. Значение вариаций космических лучей для функционирования биосистем // *Экология и развитие Севера-Запада России*. – Санкт-Петербург. – 2002. – С. 118-129.
3. Griebmeier J.-M. et al. Cosmic ray impact on extrasolar Earth-like planets in close-in habitable zones // *Astrobiology*. – 2005. – V. 5. – № 5. – P. 587-603.
4. Thorne M.C. Background radiation: natural and man-made // *J. Radiol. Prot.* – 2003. – V. 23. – P. 29-42.
5. Бердоносков С.С., Сапожников Ю.С. Ионизирующее излучение и окружающая среда // *Соросовский образовательный журнал*. – 2001. – Т. 7. – № 2. – С. 40-46.
6. Самнер Д. и др. Медицинские последствия ионизирующей радиации // *Гражданская инициатива*. – 1999. – № 3(4). <http://www.csgi.ru/gi/gi4/06.htm>
7. Модель космоса. – Москва: КДУ, 2007. – Т. 1: Физические условия в космическом пространстве. – 872с.
8. Sakamoto S. et al. Levels of radiation exposure near AOS and OSF // *ALMA MEMO*. – 2003. – № 446 http://science.nrao.edu/alma/aboutALMA/Technology/ALMA_Memo_Series/main_alma_memo_series.shtml.
9. Furukawa M. et al. Observations of Cosmic Ray Intensity in the Brazilian Geomagnetic Anomaly Region. European International Radiation Protection Association (IRPA) 10 – HIROSHIMA, May 2000, Proceedings. – P-1a-35 <http://www2000.irpa.net/irpa10/cdrom/00368.pdf>
10. Ferk A., Leonhardt R. The Laschamp geomagnetic field excursion recorded in Icelandic lavas // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2009. – V. 177. – P. 19-30.
11. Панасюк М.И. Странники Вселенной или эхо Большого взрыва. – Фрязино: Век 2, 2005. – 272 с.
12. Harrison C.G. Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field // *Nature*. – 1968. – V. 217. – P. 46-47.
13. Поспелова Г. А. Геомагнитные экскурсы хрона Брюнес и глобальные климатические осцилляции // *Физика Земли*. – 2000. – № 8. – С. 3-14.
14. Christl M. et al. Evidence for a link between the flux of galactic cosmic rays and Earth's climate during the past 200,000 years // *J. Atmosph. Solar-Terrest. Physics*. – 2004. – V. 66. – P. 313–322.
15. Svensmark H. Cosmoclimatology: a new theory emerges. // *Astronomy & Geophysics*. – 2007. – V. 48. – № 1. – P. 1.18–1.24. doi:10.1111/j.1468 4004.2007.48118..
16. Нигматулин Р.И. Во власти океана // *Наука в России*. – 2010. – № 4. – С. 54-62.
17. Guskova E.G. et al. Manifestation of the Gothenburg geomagnetic field excursion in the Barents Sea bottom sediments // *Geomagnetism and Aeronomy*. – 2007. – V. 47. – № 6. – P. 781-786.
18. Roberts A. Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns // *Geoph. Res. Lett.* – 2008. – V. 35. – L17307. doi:10.1029/2008GL034719.
19. Svesson A. et al. The Greenland ice core chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – V. 25 (23-24). – P. 3258-3267.
20. Кузнецов В.В., Кузнецова Н.Д. Влияние космического излучения и вековых вариаций геомагнитного поля на климат и эволюцию жизни на Земле // <http://kcs.dvo.ru/ikir/Russian/Science/2004/3-11.pdf>.
21. Kuznetsov V.V., Kuznetsova N.D. The Earth Palaeoclimate Response to Cosmic Rays Exposure During Geomagnetic Field Excursions Proc. 6-th Int. Conf. "Problems of GEOCOSMOS". – St.Petersburg, 2006. – P. 112-115.
22. Viera L.E.A., da Silva L.A. Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic rays effects // *Geoph. Res. Lett.* – 2006. – V. 33. – L14802. doi:10.1029/2006GL026389.
23. Lund S. et al. A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2006. – V. 156. – P. 194–204.
24. Ménabréaz L. et al. Paleomagnetic record of the late Pleistocene reef sequence of Tahiti (French Polynesia): A contribution to the chronology of the deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2010. – V. 294 (1-2). – P. 58-68.
25. Zhu R.X. et al. The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess // *Geoph. Res. Lett.* – 1994 – V. 21. – № 8. – P. 697-700.
26. Воронин А.Ю. и др. Влияние гипогеомагнитного поля на устойчивость организмов к ионизирующей радиации // *Материалы Межд. Симп. «Гелиогеофизические факторы и здоровье человека»*. – Новосибирск, 2005. – С. 115-116
27. Chou H.H. et al. Inactivation of CMP-N-acetylneuraminic acid hydroxylase occurred prior to brain expansion during human evolution // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. – 2002. – V. 99. – P. 11736-11741.
28. Stedman H.H. et al. Myosin gene mutation correlates with anatomical changes in the human lineage // *Nature*. – 2004. – V. 428. – P. 415-418.
29. Coop G. et al. The Timing of Selection at the Human FOXP2 // *Gene. Mol. Biol. Evol.* – 2008. – V. 25. – № 7. – P. 1257–1259.
30. Evans P.D. et al. Microcephalin, a gene regulating brain size, continues to evolve adaptively in humans // *Science*. – 2005. – V. 309. – P. 1717-1720.
31. Lindqvist C. et al. Complete mitochondrial genome of a Pleistocene jawbone unveils the origin of polar bear. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. – 2010. – V.107. – № 11. – P. 5053 – 5057.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК СЕВЕРА ЕВРАЗИИ: ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ, НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Кузьмин Я.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, kuzmin@fubrightmail.org

NATURAL ENVIRONMENT AND ANCIENT HUMANS IN NORTHERN EURASIA: MAIN PARAMETERS OF INTERACTION, UNSOLVED QUESTIONS, AND PERSPECTIVES

Kuzmin Y.V.

Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk

В изучении взаимодействия природной среды и древнего человека в Северной Евразии (Сибирь и смежные территории) можно выделить ряд ключевых аспектов: 1) первичное заселение; 2) расселение и освоение палеолитическим человеком; 3) соотношение между изменениями климата в позднем плейстоцене и динамикой палеолитического населения; 4) время и место появления объектов искусства и технологических инноваций (в частности, изготовления микропластин).

1. Первичное заселение Сибири и Дальнего Востока России изучено в настоящее время очень предвзительно; лишь несколько нижнепалеолитических памятников имеют четкие археологические и палеогеографические характеристики (см. обзоры: [1, 2]). Наиболее древним является стоянка Карама (Горный Алтай), датированная около 600-800 тыс. л. н. (в основном по палинологическим данным, см. [3, 4]). Попытки удревнить возраст нижних слоев Карама вплоть до 2.6-1.8 млн. л. н. [5, 6], на мой взгляд, являются несостоятельными (см. [2]). Другим весьма древним памятником (возможно, выходящим за пределы 800 тыс. л. н.) является Засухино в Забайкалье [7]; данный объект нуждается в дополнительном изучении.

2. Расселение и освоение Сибири и Дальнего Востока в палеолите также изучено недостаточно. Основное количество стоянок среднего и позднего палеолита приурочено к южным и центральным частям Сибири (как правило, южнее 60° с.ш.). Очень мало памятников известно в Арктике (севернее 66°30' с.ш.), а также на Западно-Сибирской равнине. Это явно лимитирует наши знания о процессе продвижения человека из южных регионов Сибири на север и (вероятно) на восток. В качестве примера можно рассмотреть вышеупомянутые Арктику и Западную Сибирь.

В сибирском секторе высокоширотной Арктики известны единичные памятники плейстоценового возраста; наиболее изученные из них – Берелёх и Яна [8-10]. В понимании места и времени Берелёха в позднем палеолите Сибири еще много неясного (см. [8, 10]), и его возраст оценивается предвзительно как около 12000 радиоуглеродных (¹⁴C) лет назад (л. н.) [10]. Лучшее изучена Янская стоянка, по которой в последнее время опубликована серия работ [9-11]. Многочисленные ¹⁴C даты из культурного слоя в целом укладываются в интервал 28500–27000 л. н. [9, с. 40; 10]. Окончание существования стоянки в целом совпадает с границей каргинского и сартанского этапов, в настоящее время проводимой на северо-востоке Сибири около 27400 л. н. [12-13]. По мнению В.В. Питулько (доклад в ИАЭТ СО РАН, г. Новосибирск, февраль 2011 г.), условия существования человека на Янской стоянке были более благоприятными, чем в настоящее время. Однако при этом необходимо помнить, что зимние температуры в этом районе могут достигать -40° С и ниже. Таким образом, даже в условиях относительного потепления человек должен быть полностью адаптирован к суровым арктическим условиям, что, вероятно, имело место. Мнение о том, что памятники дюктайской культуры на р. Алдан могли быть зимними лагерями обитателей Янской стоянки (см. [14, р. 237]), проблематично – так, на Алдане нет каменных индустрий без клиновидных нуклеусов [15]. В любом случае «зимние квартиры» носителей янской культуры находились в холодном регионе Северо-Восточной Сибири.

Опираясь на известные в настоящее время данные, можно наметить основные тенденции первичного заселения древним человеком северной части Восточной Сибири. Около 33 тыс. л. н. человек, возможно, уже проник на широту около 59° с.ш. (стоянка Непа), а около 28500 л. н. был способен посещать и населять арктические районы Восточной Сибири (71° с.ш., Янская стоянка). Таким образом, восточная часть бассейна р. Енисея (Непа) и бассейн р. Яны представляют собой район первичного заселения севера Сибири. Данные о позднем палеолите региона все еще остаются отрывочными, однако можно утверждать, что, начиная с 24 тыс. л. н., центральная часть территории (долины Средней Лены и Алдана) была достаточно постоянно заселена древним человеком. Во время максимума последнего похолодания, около 20-18 тыс. л. н., древний человек находился в непосредственной близости от севера Восточной Сибири и, возможно, присутствовал в нем (стоянки Ихинэ II, Верхнее-Троицкая и Эжанцы с ¹⁴C датами 18300-16600 л. н.; см. [23]). Непосредственно после этого интервала человек постоянно населял на севере Восточной Сибири.

В отношении Западной Сибири можно сказать, что палеолитические стоянки расположены в основном по периферии Западно-Сибирской равнины на возвышенных участках рельефа (см. [16-17]). В центральной части равнины, занятой плоской низменностью с большим количеством заболоченных пространств, находки

палеолита единичны, а их возраст, вероятнее всего, не превышает 20 тыс. лет (см. [16, 18]). Тем более важной является находка таранной кости человека на бечевнике р. Иртыш близ п. Байгара, датированная более 40000 л. н. [19-20]. Эти новые данные однозначно свидетельствуют о том, что палеолитический человек освоил (или, по крайней мере, посещал) центральную часть Западно-Сибирской равнины в середине позднего плейстоцена, а не только в сартанское время, после 24000 л. н. (см., например: [21]).

3. Связь расселения и обитания палеолитического человека в Сибири с изменениями природной среды является в настоящее время одной из наиболее обсуждаемых проблем (см. [22-25]). На основании анализа распределения серий ^{14}C дат стоянок в интервале 12-40 тыс. л. н. было показано, что прямой связи между интенсивностью обитания и климатическими событиями в общесибирском масштабе не наблюдается [22, 26], хотя в конкретных случаях такая связь может иметь место. Необходимо продолжение работ на основе обновленной базы данных по ^{14}C хронологии палеолита Сибири [27].

4. В последние 10-15 лет были получены данные, позволившие по-новому взглянуть на проблемы появления предметов искусства в палеолите Сибири. Очевидно, что украшения и предметы с символическим значением появились на юге Сибири очень рано, не позднее 43 тыс. л. н. (см. [7, 28]), а в Арктике – около 28-27 тыс. л. н. (см. [29]). Более сложная картина наблюдается с появлением и распространением микропластинчатой технологии в Сибири и смежных регионах. Так, по данным А.П. Деревянко и П.В. Волкова [30, с. 24], в Горном Алтае наиболее ранним свидетельством техники отжима для производства микропластин является стоянка Усть-Каракол 1 (слои 9а-9в); возраст этих слоев по данным серийного ^{14}C датирования составляет 33400–29700 л. н. Продолжением этой линии технологического развития является памятник Ануй 2, где в слоях 8-12 найдены артефакты, полученные техникой отжима; ^{14}C даты по углю и кости из этих слоев: 22600–20000 л. н. (слой 8) – 26800 л. н. (слой 12) (см. [31, с. 309–319]). Появление пластинчатого расщепления путем отжима (в том числе с торца нуклеуса) в Горном Алтае относится к еще более раннему времени, как минимум около 43 тыс. л. н. (см. [30]). В Монголии применение отжимной техники отделения микропластинчатых заготовок зафиксировано в горизонте 5 стоянки Толбор-15, имеющей ^{14}C дату около 28500 л. н. [32]. Существует и другое мнение о времени бытования микропластинчатых индустрий в Сибири и на Дальнем Востоке России: около 20 (24) – 9 (7) тыс. л. н. (см. [33-34]).

В качестве перспективы геoaрхеологических работ по палеолиту Сибири можно наметить: 1) увеличение количества ^{14}C дат для опорных стоянок; 2) детализация условий обитания палеолитического населения путем изучения опорных объектов палеогеографическими методами; 3) корреляция природных и культурных событий и рубежей в позднем плейстоцене Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kuzmin Y.V. Geoarchaeology of the Lower, Middle, and Early Upper Palaeolithic of Siberia: A review of current evidence // *The Review of Archaeology*. – 2000. – V. 21. – № 1. – P. 32-40.
2. Кузьмин Я.В. Колонизация и освоение древним человеком Сибири: новые данные и проблемы хронологии древнейших памятников // *Эволюция жизни на Земле. Матер. IV междунар. симпоз.* – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – С. 623-625.
3. Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карама // *Археология, этнография и антропология Евразии*. – 2005. – № 3 (23). – С. 34-51.
4. Деревянко А.П. Древнейшие миграции человека в Евразии в раннем палеолите. – Новосибирск: изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009. – 232 с.
5. 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.
6. Зыкин В.С. Верхний кайнозой юга Западной Сибири (стратиграфия, эволюция природной среды и климата). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – 32 с. + вклейка.
7. Лбова Л.В., Резанов И.Н., Калмыков Н.П., Коломиец В.Л., Дергачева М.И., Феденева И.Н., Вашукевич Н.В., Волков П.В., Савинова В.В., Базаров Б.А., Намсараев Д.В. Природная среда и человек в неоплейстоцене (западное Забайкалье и юго-восточное Прибайкалье). – Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 2003. – 208 с.
8. Питулько В.В. Загадки Берелеха // *Записки ИИМК РАН*. – 2008. – № 3. – С. 98-117.
9. Питулько В. В. Расселение и адаптация древнего человека на Северо-Востоке Азии в позднем неоплейстоцене // *Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям*. – М.: изд-во РОССПЭН, 2010. – С. 38-46.
10. Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геoaрхеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. – СПб.: Наука, 2010. – 264 с.
11. Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Базилян А.Е., Тумской В.Е., Анисимов М.А. Природно-климатические изменения на Яно-Индигоирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // *Доклады Академии Наук (РАН)*. – 2007. – Т. 417. – № 1. – С. 103-108.

12. Ложкин А.В., Андерсон П.А., Матросова Т.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б. Непрерывная летопись изменений климата и растительности Северного Приохотья за последние 70 тысяч лет // Путь на Север: Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: Институт географии РАН, 2008. – С. 249–252.
13. Ложкин А.В., Андерсон П.А., Матросова Т.В., Соломаткина Т.Б. Опыт изучения озерных пылецевых летописей для реконструкции природной среды Берингии в четвертичный период // Вестник Дальневосточного отделения РАН. – 2008. – № 1. – С. 24–32.
14. Hoffercker J.F., Elias S.A. Human Ecology of Beringia. – New York: Columbia University Press, 2007. – 290 pp.
15. Кузьмин Я.В. Рецензия [John F. Hoffercker, Scott A. Elias. Human Ecology of Beringia. New York: Columbia University Press, 2007. 290 pp. 79 figs.] // Российская археология. – 2010. – № 2. – С. 174–176.
16. Зенин В.Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 4(12). – С. 22–44.
17. Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Зенин А.Н., Рыбин Е.П., Дементьев В.Н. Вариабельность палеолитических индустрий и природная среда позднего неоплейстоцена (Западно-Сибирская равнина и Горный Алтай) // Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям. – М.: изд-во РОССПЭН, 2010. – С. 47–50.
18. Лещинский С.В., Машенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.И., Гевля К.М. Комплексные палеонтолого-стратиграфические исследования местонахождения Луговское (2002–2004 годы) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2006. – № 1(25). – С. 54–69.
19. Kuzmin Y.V., Kosintsev P.A., Razhev D.I., Hodgins G.W.L. The oldest directly-dated human remains in Siberia: AMS ^{14}C age of talus bone from the Baigara locality, West Siberian Plain // Journal of Human Evolution. – 2009. – V. 57. – № 1. – P. 91–95.
20. Ражев Д.И., Косинцев П.А., Кузьмин Я.В. Плейстоценовая таранная кость (*os talus*) человека с местонахождения Байгара (центр Западной Сибири) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2010. – № 1 (12). – С. 119–131.
21. Лаухин С.А., Фирсов А.М. Палеоклиматические и палеоландшафтные возможности заселения равнин и плоскогорий Северной Азии к северу от Южного горного пояса Сибири // Вестник археологии, антропологии и этнографии. – 2010. – № 1 (12). – С. 216–225.
22. Kuzmin Y.V., Keates S.G. Dates are not just data: Paleolithic settlement patterns in Siberia derived from radiocarbon records // American Antiquity. – 2005. – V. 70. – № 4. – P. 773–789.
23. Kuzmin Y.V. Siberia at the Last Glacial Maximum: Environment and archaeology // Journal of Archaeological Research. – 2008. – V. 16. – № 2. – P. 163–221.
24. Graf K.E. “The Good, the Bad, and the Ugly”: evaluating the radiocarbon chronology of the middle and late Upper Paleolithic in the Enisei River valley, south-central Siberia // Journal of Archaeological Science. – 2009. – V. 36. – № 3. – P. 694–707.
25. Kuzmin Y.V. Comments on Graf, Journal of Archaeological Science 36, 2009 “ “The Good, the Bad, and the Ugly”: evaluating the radiocarbon chronology of the middle and late Upper Paleolithic in the Enisei River valley, south-central Siberia” // Journal of Archaeological Science. – 2009. – V. 36. – № 12. – P. 2730–2733.
26. Fiedel S.J., Kuzmin Y.V. Radiocarbon date frequency as an index of intensity of Paleolithic occupation of Siberia: did humans react predictably to climate oscillations? // Radiocarbon. – 2007. – V. 49. – № 2. – P. 741–756.
27. Кузьмин Я.В., Орлова Л.А., Зенин В.Н., Лбова Л.В., Дементьев В.Н. Радиоуглеродное датирование палеолита Сибири и Дальнего Востока России: материалы к каталогу ^{14}C дат (по состоянию на конец 2010 г.) // Stratum Plus. – 2011. – № 1. – С. 171–200.
28. Деревянко А.П., Рыбин Е.П. Древнейшее проявление символической деятельности палеолитического человека на Горном Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2003. – № 3(15). – С. 27–50.
29. Питулько В.В. Палеолитическая Янская стоянка // Современные проблемы археологии России. Т. 1. – Новосибирск: изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006. – С. 134–136.
30. Деревянко А.П., Волков П.В. Эволюция расщепления камня в переходный период от среднего к верхнему палеолиту на территории Горного Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2004. – № 2(18). – С. 21–35.
31. Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Аношкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. – Новосибирск: изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – 448 с.
32. Гладышев С.А., Олсен Д., Табаров А.В., Кузьмин Я.В. Хронология и периодизация верхнепалеолитических памятников Монголии // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2010. – № 3(43). – С. 33–40.
33. Кузнецов А.М. Проблема микропластинчатых индустрий в каменном веке Дальнего Востока и Сибири. Автореферат дисс. ... докт. ист. наук. – СПб.: ИИМК РАН, 1997. – 30 с.
34. Кузнецов А.М. [Рецензия] Origin And Spread Of Microblade Technology in Northern Asia and North America / Eds Yaroslav V. Kuzmin, Susan G. Keates, Chen Shen. Archaeology Press. Simon Fraser University. Barnaby, B.C. 2007. 222 p. // Российская археология. – 2010. – № 3. – С. 169–171.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБИТАНИЯ ЧЕЛОВЕКА ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА
В ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ**

Куренкова Е.И., Грибченко Ю.Н.

Институт географии РАН, Москва, paleolith@yandex.ru

**PALEOGEOGRAPHIC PARTICULARITIES OF HABITATION OF LATE PALEOLITHIC MAN
IN THE CENTER AND NORTHERN REGIONS OF THE RUSSIAN PLAIN**

Kurenkova E.I., Gribchenko Yu.N.

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Для территории Восточной Европы в настоящее время известно большое количество стоянок и местонахождений позднего палеолита, которые изучены с различной степенью детальности. Имеющиеся данные говорят о том, что активное расселение человека на равнинных пространствах происходило в позднем плейстоцене в несколько этапов, начиная со среднего валдая (около 35 тыс. л. н.). В основу выделения этапов расселения заложены их хронологические соотношения с различными природными изменениями и эпохами [1, 2]. Хронологические рамки выделяемых этапов в значительной степени условны и основаны на многочисленных ^{14}C датировках культурных слоев стоянок и весьма ограниченных датах, имеющихся для различных периодов позднего валдая. Территории, которые осваивались человеком в отдельные периоды позднего палеолита, должны были обладать определенными свойствами, наиболее благоприятными для обитания человека. Такие особенности должны были отразиться в строении, структуре и свойствах отложений отдельных горизонтов, вмещающих культурные слои.

Для выявления основных закономерностей расселения позднепалеолитических сообществ в разных регионах необходим детальный и всесторонний анализ конкретных стоянок, особенно долговременных. Это дает возможности для систематизации памятников по различным критериям. Каждый из них отражает только некоторые особенности и закономерности функционирования стоянок. Наиболее важными и распространенными остаются определения возраста стоянок, их характера (продолжительность, сезонность, периодичность функционирования и т.д.), степени воздействия первобытных сообществ на палеоповерхности обитания (создание костных и земляных конструкций, искусственных ям, землянок, жилищ, очагов). Их выборочное использование не только ограничивает возможности аргументированных реконструкций процессов первичного расселения, но усложняет и определения соотношений периодов обитания людей на отдельных стоянках с природными изменениями разных рангов. Существующие расхождения в реконструкциях этапов расселения связаны, как правило, с выборочным использованием отдельных данных по конкретным памятникам.

Хронологический интервал раннего этапа расселения (ранней поры позднего палеолита) имеет наиболее широкие временные рамки от 36 (и более) до 28 тыс. л. н. Кроме памятников Костенковской группы к ней относятся единичные стоянки юга Русской равнины, и более северные памятники – Сунгирь, Горнова, Заозерье, Гарчи 1, Бызовая и Мамонтова Курья. Все они связаны со сложной эпохой средневалдайского мегаинтерстадиала, на протяжении которого происходили многократные изменения ландшафтов и климата [3]. Большинство из этих ранних памятников еще не достаточно изучены. Самые северные стоянки бассейна Печоры (Бызовая и Мамонтова Курья) являются местонахождениями переотложенного материала культурных слоев и возможности реконструкций среды обитания человека для них весьма ограничены. Не менее сложная ситуация проявляется в условиях залегания культурных слоев стоянок Сунгирь, Заозерье и Гарчи 1. Хронологические данные времени их функционирования (31-28 тыс. л. н.) соответствуют самым ранним датировкам брянской почвы [4], что не согласуется со стратиграфическими позициями культурных слоев, залегающих на поверхности этой ископаемой почвы. Следует отметить, что весьма похожая ситуация наблюдается в стратиграфии более поздних стоянок бассейна Десны (Хотылево 2 и 6, Пушкари 1 и Погон – 24-22 тыс. л. н.), где культурные слои залегают непосредственно над брянской ископаемой почвой. Общим в характеристиках этих памятников и более ранних являются также данные по составу фауны (мамонт, лошадь) и доминирующее распространение открытых пространств.

Для оценки условий обитания позднепалеолитического человека в разных регионах Восточной Европы в условиях суровых перигляциальных ландшафтов более информативными являются данные, полученные для стоянок позднего валдая. Многие памятники относятся к началу оледенения, часть – приходится на его максимум, а другая часть связана с позднеледниковьем. Это говорит о том, что позднепалеолитические сообщества были достаточно приспособлены к обитанию в экстремально суровых климатических условиях и могли обитать не только в южных и центральных регионах равнины, но продвигаться и на север по долинам Камы и Печоры даже в максимум оледенения (Медвежья, Талицкого – 18 тыс. л. н.). Структурные и фациальные сходства речных долин Десны, Оки и Камы обеспечивали сходства ландшафтов и характера природных процессов для этих районов в позднем плейстоцене. Двигаясь на север по долинам Камы и Чусовой, позднепалеолитические

сообщества находили здесь природные условия, сходные или аналогичные ландшафтам бассейнов Оки и Десны. Имеющиеся палеогеографические данные по палеолитическим стоянкам бассейнов рек Камы и Печоры, а также распространенным южнее, говорят о том, что человек передвигался на новые территории с привычными для него природными условиями. Это не требовало времени на процессы адаптации палеолитических сообществ к новым условиям и перестройки хозяйственной деятельности.

Закономерности размещения основных позднепалеолитических памятников на территории Русской равнины говорят о том, что для обитания и дальних миграций благоприятными были только определенные регионы. Известные в настоящее время (в центральных и северных районах равнины) наиболее значительные стоянки разных этапов позднего палеолита сконцентрированы в бассейнах рек: Десны, Дона, Оки, Камы и Печоры. Все они связаны с районами распространения лессовых и лессовидных формаций разного возраста (рис. 1). Литологические свойства этих типов пород обеспечивали относительную стабильность палеоповерхностей отдельных террасовых уровней и водораздельных склонов речных долин. Относительная стабильность палеоповерхностей в этих районах с финала средневалдайского интерстадиала до конца плейстоцена позволяла человеку достаточно долго обитать на этих территориях не только в периоды интерстадиалов, но и в максимум последнего оледенения. Активизации процессов эолово-делювиальной седиментации на участках размещения долговременных стоянок вынуждали человека перемещаться на другие участки, часто не покидая уже освоенных районов обитания. Примером этого являются группы позднепалеолитических памятников, сконцентрированных в пределах сравнительно небольших локальных территорий (Костенки, Хотылево, Пушкар, Авдеево, Елисеевичи и др.), где разновременные стоянки существовали на протяжении десятков тысячелетий.

Для стояночных участков характерно проявление особой седиментационной цикличности и литогенеза на ограниченных участках надпойменных террас и водораздельных склонов речных долин [5, 6]. Подобные закономерности прослеживаются на стоянках позднего палеолита, распространенных в различных регионах Восточно-Европейской равнины. Для позднеплейстоценовых формаций, вмещающих культурные слои памят-

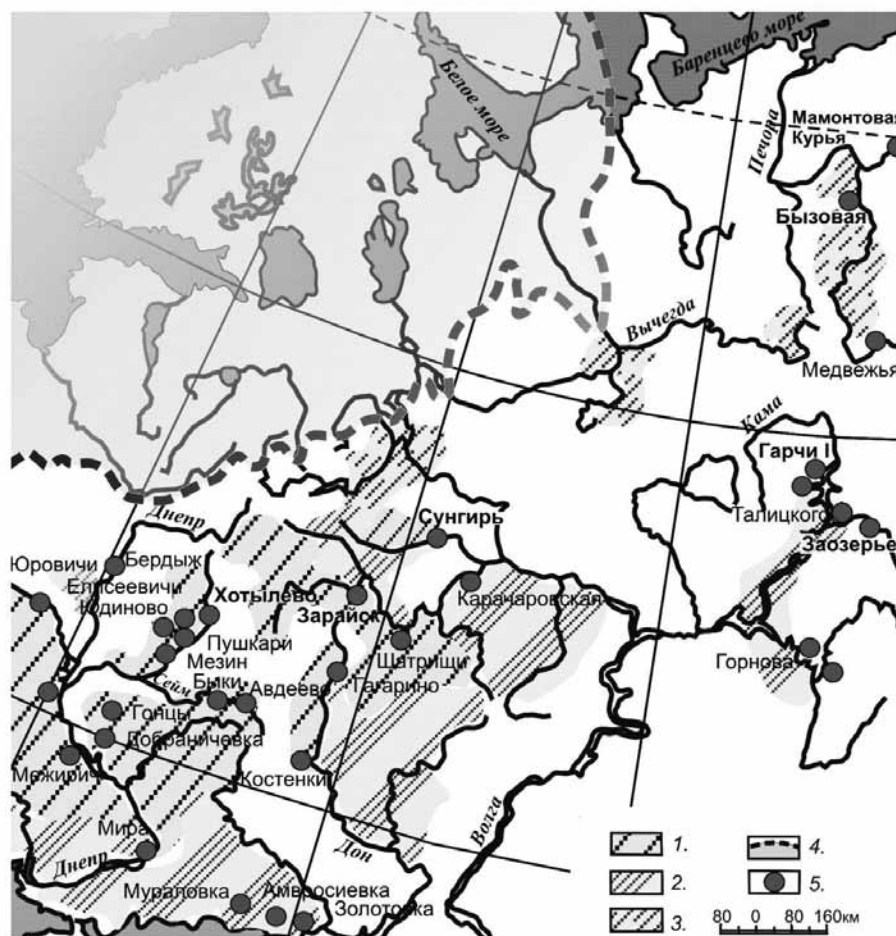


Рис. 1. Схема распространения позднеплейстоценовых лессовых пород и расположение основных стоянок позднего палеолита.

1 – лессы максимальной мощности, 2 – лессы небольшой мощности и прерывистого распространения, 3 – лессовые суглинки (покрывные), 4 – поздневалдайский ледниковый покров, 5 – основные позднепалеолитические стоянки.

ников, характерно наличие горизонтов почвообразования разных типов. В большинстве случаев они отражают короткие интервалы относительной стабилизации палеоперехватностей в периоды более или менее активно-го проявления процессов эолового и эолово-делювиального седиментогенеза. Такие почвенные уровни не-возможно сопоставлять с интерстадиальными или интерфазияльными событиями, выделяемыми в различ-ных стратиграфических схемах позднего плейстоцена, ввиду того, что их аналоги не проявляются в разрезах лессово-почвенных формаций даже ближайших территорий.

Для большинства известных поздневалдайских почвенных горизонтов и уровней почвообразования име-ются только единичные радиоуглеродные датировки. Неясным остается их генезис. На стояночных участках они представляют основания культурных слоев, имеют прерывистое распространение (в результате активной хозяйственной деятельности обитателей поселений) и фиксируют палеоперехватности. Этим определяется про-странственная изменчивость структуры и основных свойств горизонтов почвообразования. Существующие предположения о связях таких почвенных горизонтов и уровней позднего валдая с глобальными ландшафтно-климатическими изменениями нельзя считать достаточно аргументированными. Они часто основаны на выбо-ре соответствующих радиоуглеродных дат из больших серий датировок культурных слоев. Если принимать все почвенные горизонты на стоянках как свидетельства интерстадиальных потеплений или смягчений климата, то на эти интервалы приходится большая часть ледниковой эпохи, включая и часть максимума оледенения. Литолого-фациальные и стратиграфические характеристики отложений, вмещающих культурные слои стоянок разных регионов Русской равнины, говорят о том, что периодическое формирование эфемерных и элементар-ных почвенных горизонтов происходило в разных ландшафтно-климатических условиях и в различные перио-ды позднего плейстоцена. В комплексе с культурными слоями они часто разделяют разные фации отложений, формирование которых происходило в различных условиях седиментации.

После ухода человека с участков долговременных местообитаний здесь активизировались процессы эолово-делювиальной седиментации, что фиксируется на стоянках достаточно быстрым захоронением куль-турных слоев. Скорости аккумуляции алевритов или суглинков были относительно высокими, что обеспечило хорошую сохранность костей животных, мелких костяных орудий и изделий. Мощности перекрывающих от-ложений колеблются в значительных пределах от 1,0 м до 4,5 м и более. Такие процессы седиментации были характерны для стояночных участков, связанных с различными геоморфологическими уровнями и в разные периоды позднего плейстоцена. На стоянках Сунгирь (бассейн Оки) и Заозерье (долина Чусовой) аккумуляция перекрывающих лессовых суглинков мощностью 4,5 м началась 30-28 тыс. л. н. На стоянке Хотылево 2 около 4,0 м супесей сформировалось после 22 тыс. л. н. Молодые памятники (14 тыс. л. н.), расположенные на пер-вых террасах бассейна Днепра (Юдиново, Межирич), были погребены 2,5 м лессами. Наиболее показательны проявления локального характера седиментационных процессов на водораздельном участке Пушкиревского стояночного мыса (долина Десны). Культурные слои двух памятников, расположенных на расстоянии около 60 м, перекрыты лессами. Стоянка Пушкири 1 (19-21 тыс. л. н.) – около 1,0 м. Стоянка Погон (22 тыс. л. н.) залегает под 4,5 м толщей лессовых супесей, в верхней части которых прослежен культурный слой стоянки Бугорок (12 тыс. л. н.). На этой стояночной поверхности наиболее ярко проявились локальные особенности природных процессов, отличных от седиментационной цикличности, характерной для окружающей террито-рии. Можно полагать, что подобные обособленные участки не случайно выбирались палеолитическими со-обществами для долговременного обитания.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-06-00026

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю. Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины // Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейсто-цене и голоцене. – М., 1999. – С. 19-50.
2. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Абрамова З.А., Куренкова Е.И., Праслов Н.Д. Первобытное общество и окружающая среда. Поздний палеолит // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассей-нов Северной Евразии за последние 130 000 лет (Атлас-монография). – М.: ГЕОС, 2002. – С. 138-146.
3. Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значе-ние для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. Периода. – 1983, – № 52. – С. 42-52.
4. Величко А.А. Морозова Т.Д. Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. – М.: Наука, 1972. – С. 5-25.
5. Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Роль циклов рельефообразования в расселении позднепалеолитических сообществ на Восточно-Европейской равнине // Вестник антропологии. – 2007. – Вып. 15. – Ч. 1. – С. 120-127.
6. Грибченко Ю.Н. Первичное расселение палеолитического и неолитического человека на Севере Восточно-Европейской равнины // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: ИГ РАН, 2008. – С. 107-133.

О СОСТАВЕ И СВОЙСТВАХ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ И ДИНАМИКЕ Р. АМУР В ГОЛОЦЕНЕ НА УЧАСТКЕ ОТ УСТЬЯ Р. ЗЕЯ ДО ХИНГАНСКОГО УЩЕЛЬЯ

Гусев М. Н.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, gusevm@list.ru

ABOUT STRUCTURE AND PROPERTIES OF MODERN ALLUVIUM AND DYNAMICS OF THE AMUR RIVER IN HOLOCENE IN THE SECTION FROM THE MOUTH OF THE ZEYA RIVER TO KHINGAN GORGE

Gusev M. N.

Institute of Geology and Nature Management Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk

Водные потоки – одни из основных агентов рельефообразования и континентального литогенеза. Формируемые ими толщи обломочного материала (аллювия) содержат в себе ценную информацию, позволяющую исследователям воссоздавать историю природной обстановки их накопления, а так же характер и режим деятельности самих водотоков. Поэтому аллювий – объект и предмет исследований специалистов различных отраслей знаний. Большой вклад в изучение аллювия внесли геологи [1-5 и др.]. При этом внимание геологов привлекают относительно древние аллювиальные толщи. Современный аллювий, участвующий в формировании флювиального комплекса днищ речных долин, зачастую находится за пределами научного интереса геологов. Этот недостаток восполняется геоморфологами и гидрологами [6-8 и др.]. В их исследованиях современный аллювий – один из основных объектов изучения. Знание о его составе и свойствах даёт ценную информацию об особенностях формирования одной из наиболее динамичных геоморфосистем – «Днище Речной Долины» (ДРД) [9], позволяет прогнозировать их дальнейшее развитие и связанные с этим негативные проявления. Это особенно актуально для р. Амур, по фарватеру которой проходит государственная граница между Россией и Китаем. Закрепление её в плане – сложная и важная государственная проблема. Без изучения строения и формирования днища долины её успешное решение не представляется возможным. В этой связи изучение состава и свойств материала, слагающего днище долины пограничной реки, его динамика представляется чрезвычайно актуальной задачей.

В пределах своего среднего течения (на участке от устья р. Зей до Хинганского Ущелья) р. Амур формирует долину вдоль южной границы Зейско-Буреинской равнины с горными сооружениями Малого Хингана. Начиная с конца раннечетвертичного (Q_1^3) р. Амур направленно врежется в подстилающие породы, испытывая при этом результирующее правостороннее смещение в плане. В ходе него сформировалась речная долина с асимметричным поперечным профилем. Её левый борт – пологий, с тремя надпойменными террасами, местами слившимися (благодаря высокой активности склоновых процессов) в единую наклонную к реке аллювиальную равнину. Правый борт, наоборот, сравнительно крутой, местами обрывистый: надпойменные террасы представлены в основном фрагментами, отличаются небольшой шириной (не более первых км), а русло нередко непосредственно сопрягается с приводораздельными поверхностями. Строение днища долины отражает динамику реки на протяжении голоцена. Пойма гораздо лучше выражена вдоль левого борта. Её ширина на левобережье составляет 10-15 км (до 20-25 км), тогда как на правобережье она нередко выклинивается вовсе, а русло сопрягается с приводораздельными склонами. Эти данные свидетельствуют о том, что река и в голоцене не изменила характера своего развития: тенденция правостороннего смещения отчётливо проявляется и в морфологии её днища долины. Для установления характера вертикальных деформаций р. Амур в процессе формирования днища долины выполнено изучение современного аллювия: состава, мощности, характера распределения вдоль и поперек днища долины, его основных свойств. Исследования аллювия выполнялись в ходе полевых работ при изучении литологического состава пойменных массивов и в процессе анализа многочисленных данных бурения скважин, заложенных в пределах левобережной поймы и русла на всем рассматриваемом участке днища речной долины.

Аллювиальная толща пойменных массивов имеет двухчленное строение. С поверхности она представлена аллювием пойменной фации – преимущественно суглинком, супесью и тонкозернистым песком. Её мощность и гранулометрический состав изменчив: чем ближе к руслу, тем более грубый состав и меньше мощность. В тыловых частях поймы, где абсолютные отметки поверхности, как правило, максимальны, в составе пойменной фации аллювия преобладает суглинок, и формируются луговые почвы с присущим им почвенным профилем. Общая мощность пойменной фации аллювия в пределах таких участков составляет 3-6 м, достигая местами 7-8 м. В прирусловой части её мощность уменьшается до 2-4 м. Примечательно, что подошва пойменной фации аллювия залегает выше современного уреза воды на величину от 0.5-2.0 до 7.0-9.0 м в зависимости от ее пространственного положения в пределах днища долины. Подобное возможно только при интенсивном врезании водотока в подстилающие породы.

Большая часть пробуренных скважин на пойме фиксирует подошву современного аллювия на глубине в интервале от 13-15 до 20-21 м от ее поверхности. В пределах русла мощность современного аллювия не превышает 8-9 м, зачастую составляя не более 4-5 м. С учетом того, что максимальные глубины на плесах Амура достигают 12-14 м, максимальные относительные высоты поймы – 8-10 м и нормальная мощность аллювия (по методике [2]) составляет 20-24 м, получаем, что мощности современного аллювия в пределах днища долины

среднего Амура, как правило, меньше (реже равна) нормальной мощности. Исключение составляют данные отдельных скважин в пределах левобережной поймы на участке 630-670 км судового хода от г. Хабаровска. Согласно им кровля русловой фации аллювия здесь фиксируется ниже современного уреза воды на 3-5 м. Приведенные данные о составе, мощности и распространении пойменной и русловой фаций аллювия свидетельствуют о том, что за все время формирования поймы река в пределах рассматриваемого участка обладала и обладает высокой транспортирующей способностью. Это позволяет ей не только полностью транспортировать поступающий в русло обломочный материал, обеспечивая по преимуществу его транзит, но и врезаться в подстилающие породы, местами – в коренные породы фундамента.

Исходя из максимальной высоты (7-8 м) положения кровли русловой фации аллювия над современным урезом воды в Амуре и с учетом имеющихся данных [10] о возрасте формирования высокой поймы рек Приамурья (7500 лет), максимальная интенсивность врезания Амура на рассматриваемом участке составляет 0.9 – 1.1 мм/год. Для сравнения: по данным В.А. Костомахи [11] средняя скорость врезания рек Амуро-Зейской равнины (в бассейнах Депа, Селемджи, Зеи) на протяжении формирования долин составляет 0.58 мм/год. Эта величина сопоставима с нашими значениями, если учесть к тому же тот факт, что эрозионная способность водотоков в Приамурье закономерно уменьшается от долин магистральных рек (Амура, Зеи, Буреи) вглубь междуречий [10]. Она максимальна для основных водотоков, дренирующих Амуро-Зейскую равнину.

Таким образом, данные о составе, мощности и характере продольного распределения современного аллювия в пределах рассматриваемого участка р. Амур служат основанием установления медленного врезания р. Амур в голоцене; при этом динамическое состояние формирующейся ДРД характеризуется как инстративное, хотя и близкое к равновесному (в понимании В.В. Ламакина [1] и И.П. Карташова [5]).

Ценную информацию о динамике русла содержит руслообразующий аллювий, под которым понимается материал, слагающий с поверхности ложе современного водотока. Его основу составляют наносы, транспортируемые водотоком преимущественно по дну и, отчасти, во взвеси (оседающих на дно в низкую воду). В целом руслообразующий аллювий р. Амур – преимущественно песчано-галечный или галечный. Его средний диаметр соответствует мелкой гальке (13.4 мм). Доля взвешенной составляющей (представленная в основном песком) в составе руслообразующего аллювия обычно не превышает 20-30 %, чаще – меньше. На протяжении всего течения, за исключением отдельных участков, в составе аллювиальной толщи доминируют фракции гальки. Их доля редко опускается ниже 45-50 %, чаще больше. Максимально высокое содержание гальки (50-63 %) в пределах тех участков русла, которые в геолого-структурном отношении наследуют относительно приподнятые геоблоки. Для этих участков характерны относительно высокие значения уклонов продольного профиля, от межи к паводку они имеют положительную динамику. Водоток в их пределах обладает повышенной транспортирующей способностью. В иных геолого-структурных условиях доля гальки снижается до 35-45 %. И лишь на участках русла, наследующих наиболее погруженные геоблоки – Новопетровский и Архаринский прогибы фундамента, аллювий состоит преимущественно из песка (соответственно на 89% и 53%). Максимальное содержание гальки в составе руслообразующего аллювия приурочено к участкам развития высоких откосов правобережья, сложенных скальными породами. Ниже этих мест содержание гальки постепенно снижается при одновременном росте доли гравийных фракций.

Существенного общего уменьшения крупности аллювия вниз по реке не наблюдается. Это косвенно свидетельствует о том, что на характер гранулометрического состава аллювия оказывают не только и не столько гидрологические, сколько другие условия. Распределение среднего диаметра руслообразующих наносов вдоль Амура во многом подобно характеру изменения содержания галечной фракции, зависящего от местных геолого-структурных условий: наибольшие его значения свойственны участкам русла, наследующим относительно приподнятые геоблоки, наименьшие – участкам русла, наследующим относительно погруженные геоблоки. Такая закономерность в распределении среднего диаметра руслообразующего аллювия свидетельствует о значительной роли геологических условий в развитии русла и дна долины. Более того, такой характер в распределении среднего диаметра наносов в сочетании с особенностями морфологического строения дна речной долины говорит о неизменности общего геолого-структурного плана территории на юге Зее-Буреинской равнины на протяжении истории формирования речной долины.

В условиях определяющего влияния на развитие реки гидрологических условий степень сортировки аллювия должна возрастать вниз по реке. Однако на рассматриваемом участке Амура этого не наблюдается. Более того, к Хинганскому ущелью коэффициент неоднородности аллювиальной толщи (K_n) имеет тенденцию к небольшому росту. Обусловленный воздействием гидрологических условий закономерный характер изменения сортировки аллювия присущ только верхнему участку реки, протяженностью около 120 км – от слияния Амура и Зеи до с. Орловка. Здесь отмечается устойчивое направленное (от 4.8 до 1.0) снижение K_n вдоль реки. Это обусловлено двукратным увеличением её водности, оказывающим решающее влияние на развитие русла Амура, нашедшее отражение и в характере изменения сортировки аллювия. При этом другие условия в руслоформировании проявляются гораздо слабее. По мере удаления от устья Зеи это влияние постепенно ослабевает. Ниже с. Орловка оно уже не так заметно из-за возрастания участия других условий руслоформирования, проявление которых затухивает влияние гидрологических условий. Степень сортировки аллювия во многом определяют уже местные геологические и геоморфологические особенности территории, посредством дополнительных поставок обломочного материала в русло из притоков и с бортов долины.

Однако вплоть до устья р. Завитая (825 км) K_n аллювия повторяет характер изменения среднего диаметра. От устья р. Завитая до с. Калинино (745 км) данное соответствие проявляется слабее и только в общих чертах. Ещё ниже (от с. Калинино до Хинганского Ущелья) соотношение рассматриваемых параметров меняется на противоположное: аллювиальная толща тем однороднее, чем крупнее средний диаметр наносов.

Таким образом, характер изменения среднего диаметра наносов и степени неоднородности современного руслообразующего аллювия на исследуемом участке косвенно свидетельствуют о постепенном снижении роли гидрологических и повышении роли геологических и геоморфологических условий в развитии ДРД и русла. О сравнительно слабом участии гидрологических условий в руслоформировании Амура и Зеи свидетельствует плохая корреляционная связь между средним диаметром аллювия и шириной русла (коэффициент корреляции $r = -0.34$), её отсутствие ($r = -0.01$) между средним диаметром частиц аллювия и уклоном продольного профиля реки, а также относительно слабая сортировка руслообразующего аллювия. Геологическая и геоморфологическая составляющие руслоформирования своей большей действенностью в формировании русла и ДРД блокируют проявления гидродинамических свойств потока в дифференциации транспортируемого материала вдоль реки. Поток вынужден приспосабливаться к изменяющимся геологическим и геоморфологическим условиям.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (11-05-00372-а) и ДВО РАН (09-III-09-496).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ламакин В.В. Об остаточных речных и вообще об остаточных поверхностных отложениях // Изв. АН СССР. - Сер. геол. - 1943. - №2. - С. 79-87.
2. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Геологического ин-та АН СССР. - 1951. - Вып. 135. - Геол. сер. (№ 55). - 274 с.
3. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 472 с.
4. Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея // Труды Геол. ин-та АН СССР. - Вып. 47. - 1961. - 96 с.
5. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). - М.: Наука, 1972. - 184 с.
6. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 346 с.
7. Великанов М.А. Русловый процесс. - М.: Госфизматгиз, 1958. - 396 с.
8. Лодина Р.В., Рашутин Д.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Изменения морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терека) // Геоморфология. - 1987. - №1. - С. 86-94.
9. Гусев М. Н. Морфодинамика днища долины верхнего Амура. - Владивосток: Дальнаука, 2002. - 231 с.
10. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогогорья Малого Хингана Ч.1. / Отв. ред. С.С. Воскресенский. - М.: Изд-во МГУ, 1973. - 274 с.
11. Костомаха В.А. Опыт подсчёта скорости рельефообразующих процессов на поздних этапах четвертичного периода для Амуро-Зейской равнины // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Матер. Иркутск. геоморфол. семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова, Иркутск, 9 - 14 сентября 2007 г. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. - С. 126-127.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОДНОГО ИЗ САМЫХ СЕВЕРНЫХ ОЗЕР ГРЕНЛАНДИИ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Лудикова А.В.¹, Ольсен Й.²

¹Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, ellerbeckia@yandex.ru

²Королевский Университет, Белфаст, Великобритания

THE DIATOM-INFERRED HOLOCENE HISTORY OF ONE OF THE NORTHERNMOST GREENLAND LAKES

Ludikova A.V.¹, Olsen J.²

¹Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St Petersburg

²Queen's University, Belfast, United Kingdom

Экосистемы арктических озер являются крайне уязвимыми к сменам природно-климатических обстановок, поскольку даже незначительные колебания климата приводят в арктических широтах к изменениям продолжительности безледного периода и, следовательно, сезона вегетации, термического режима водоема, режима стока и т. д. «Летопись» природно-климатических событий прошлого, знание которых необходимо для понимания современных процессов, содержится в донных отложениях озер, где указанные изменения, в част-

ности, определяют особенности состава и структуры диатомовых комплексов. Обладая четкими экологическими предпочтениями и специфическими требованиями к условиям среды, а также способностью быстро реагировать на изменения этих условий, диатомовые водоросли из донных осадков арктических озер дают возможность реконструировать стадии развития озерных экосистем и эволюцию природных обстановок.

В центре внимания настоящей работы – «диатомовая» история одного из наиболее северных озер Гренландии (Земля Пири, 83°35'14" с.ш., 28°21'12" з.д.). Изучение состава диатомовых комплексов из донных отложений позволило выделить три основных этапа развития водоема. Крайне низкие значения концентрации створок диатомей на начальном этапе истории, соответствующем раннему голоцену, свидетельствуют об обстановках, неблагоприятных для развития диатомовых водорослей и / или их аккумуляции в донных отложениях. Помимо суровых климатических условий высокоширотной Арктики, лимитирующих продуктивность озерных экосистем, низкое содержание диатомей в осадках может также указывать на значительное терригенное разбавление и высокие темпы седиментации. Совместное присутствие в составе диатомовых комплексов олиго-, мезо- и полигалобов позволяет предположить, что осадконакопление на данной стадии происходило в условиях морского залива, сильно распресненного тальми ледниковыми водами. Возрастание численности и видового разнообразия мезо- и особенно полигалобов, начиная с 9400 кал. л.н., свидетельствует об установлении прибрежно-морских условий после отступления ледника. В дальнейшем гляциоизостатическое поднятие суши привело к постепенному обмелению залива и, наконец, к изоляции от моря и началу собственно озерного этапа развития водоема, датируемого временем 7560 кал. л. н. и отмеченного резким увеличением содержания пресноводных диатомей.

Данная реконструкция подкреплена выводами, полученными на основании данных литологического, геохимического и рентгено-флюоресцентного анализов.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Макаров А.С., Большианов Д.Ю.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, makarov@aari.ru;
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

RUSSIAN ARCTIC SEA LEVEL FLUCTUATION DURING HOLOCENE

Makarov A.S., Bolshiyarov D.Yu.

*Arctic and Antarctic research institute,
St.Petersburg state University, St.Petersburg*

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. Под ходом уровня Мирового Океана или его части будем понимать совокупное значение изменчивости относительного его уровня. Количественно выделить вклад той или иной составляющей в общее изменение уровня на современном этапе исследований вряд ли возможно. Фактологической основой упомянутых реконструкций являются, главным образом, данные бурения и опробования донных отложений арктических морей. Важной их особенностью является неполнота для временного интервала середины и позднего голоцена. В этом нет ничего удивительного, ведь следы пониженного уровня моря можно найти лишь на его дне или в скважинах на берегу, в то время как следы превышения современного уровня моря в прошлом можно найти лишь на суше. Новые данные об изменчивости уровня моря Лаптевых и других регионов российской Арктики, полученные в результате изучения древних береговых линий на суше, позволяют существенно уточнить сформированные к настоящему моменту представления.

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 [7]. 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, 200-300 л.н. на высоту до 5 м. Последний пик повышенного стояния уровня моря Лаптевых в голоцене реконструируется не только по геологическим документам. При анализе карт 1770, 1823, 1826, 1855, 1883, 1890, 1910, 1930 годов было выявлено изменение положения береговой линии, а именно, затопления перешейка п-ова Быковский. На карте 1855 г. этот участок являет проливом, в то время как на остальных он закартирован сушей. Сейчас на этом перешейке располагается взлетно-посадочная полоса аэродрома п. Тикси. Высота его относительно современного уровня моря составляет 3-5 м. Таким образом, исходя из данных анализа картографического материала, можно предполагать в середине 19 века кратковременное событие (но не синоптического масштаба), которое привело к затоплению рассматриваемого участка суши.

На о-ве Жохова так же обнаружены следы повышенного стояния уровня моря в голоцене. Результаты исследования лагунных отложений [1] 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 выше 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. [4]).

Помимо достаточно подробных реконструкций хода уровня в других частях арктического побережья России отмечаются отдельные, точечные данные о положении уровня арктических морей России в голоцене. Так вдоль побережья морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского исследователи отмечают ряд поверхностей, террас разной высоты, а именно 20-30, 8-12 и 2-5 метров [2]. Отмеченные объекты не были подробно исследованы и датированы, потому вывода об их происхождении сделано не было. Отметим, что Ф.Э. Арэ [2] данные факты не рассматривает как следы повышения стояния уровня моря в прошлом. Тем не менее, выделенные поверхности в береговой зоне сопоставимы по своей высоте с реконструируемыми пиками повышенного стояния уровня моря Лаптевых и Восточно-Сибирского в голоцене. Разобраться же в истории развития упомянутых террас – дело будущих исследований. Для Чукотского моря отмечаются голоценовые террасы высотой 5 м [9] и 3 м [11].

Авторами в полевом сезоне 2010 г. во время работ на п-ве Буор-Хая и в 2003 г. на м. Мамонтов Клык в море Лаптевых в прибрежной зоне были описаны поверхности, террасы высотой 7-8 м, 10-12 м и 5 м соответственно, протягивающиеся вдоль побережья и примыкающие к останцам едомы. Террасы сложены горизонтально-слоистой толщей алевроитов серого цвета с большим (до 30%) содержанием органики, в т.ч. растительного детрита, отдельными слоями повышенного содержания древесины. Относительно механизма формирования данной террасы окончательно мнение не сформировано, предполагается так же и их аласное происхождение. Отметим только, что независимо от преобладающего агента формирования описанной поверхности столь явная ее приуроченность к определенным высотам может говорить о механизмах, определяющих некоторый предел, базис ее развития. На наш взгляд такое влияние может оказывать положение местного базиса эрозии, уровня моря. Конечно, конкретные выводы делать рано, но влияние моря на формирование равновысотных поверхностей в береговой зоне несомненно.

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 [3]. 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 острова архипелага Новая Земля [16], 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 [12, 13]. 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. [15, 13]. 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. [14]. Независимо от характера хода уровня моря в голоцене во многих районах арктического побережья России он располагался выше современных отметок. Данные по береговым линиям архипелагов Шпицберген [10] и Земля Франца Иосифа [5, 6] так же свидетельствуют о повышенном положении уровня моря в голоцене.

Отметим еще раз основные особенности изменчивости относительного уровня морей российской Арктики в голоцене. Для западного ее сектора в целом характерен регрессивный рисунок хода уровня моря в голоцене, в восточном – трансгрессивный. При этом повсеместно выделяется этап трансгрессии. 4000 лет назад (рис. 1) имело место повышение уровня арктического бассейна России на высоту 5-10 м. Для восточных морей

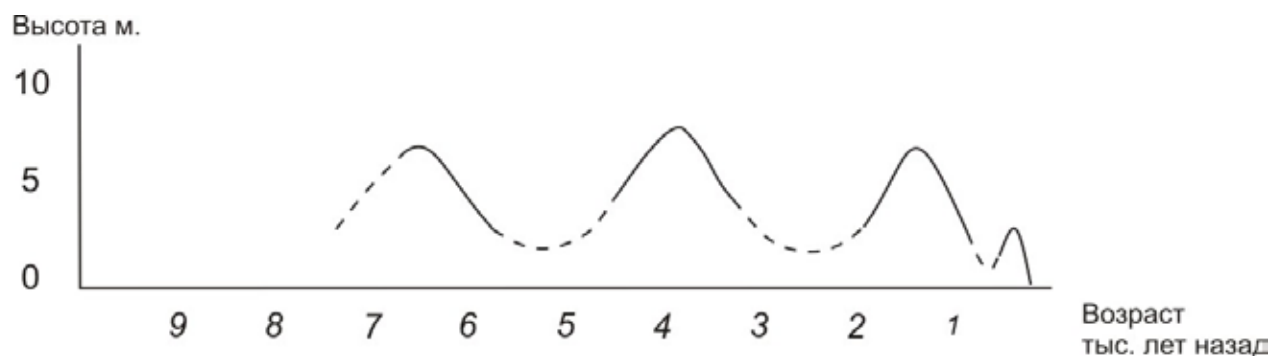


Рис. 1. Трансгрессии и регрессии арктического бассейна России.

российской Арктики характерна как минимум еще одна трансгрессия 1.5-2 тыс. л. н. на высоту 5-7 м, предполагается кратковременное повышение уровня на высоту до 5-7 м 200-300 л. н. Отметим, что амплитуда изменения уровня в различных районах российской Арктики в голоцене отличается значительно и на рисунок нанесено некое усредненное значение его изменения. Важным является тот факт, что пики повышенного положения уровня в регионах Арктики совпадают по времени. Причины разнонаправленного изменения уровня моря в голоцене на западе и востоке российской Арктики окончательно не выяснены, современная его изменчивость так же разнонаправлена 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, т.к. в природе существует гораздо больше механизмов колебаний уровня моря, чем только ледниковые факторы.

Работа выполнена при поддержке гранта № МК-1302.2011.5 Совета по грантам Президента Российской Федерации для поддержки молодых российских учёных и ведущих научных школ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Русского географического общества. – 2002. – Т. 134. – Вып. 5. – С 32-37.
2. Арэ Ф.Э. Об относительном уровне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского в послеледниковье // Колебания уровня морей и океанов последние 15000 лет. – М.: Наука, 1982. – С. 168-174.
3. 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.
4. Большианов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб.: ААНИИ, 2006. – 296 с.
5. 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.
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 междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. – Сер. 7 Геология, География. 2008. – Вып. 1. – С. 79-86.
9. Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. – М.: Наука, 1994. – 94 с.
10. 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.
11. Hopkins D.M. Sea level history in Beringia during the past 250 000 years // Quatern. Res. – 1973. – Vol. 3, – № 2. – P. 520-540.
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.
14. Miettinen A. Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Quaternary International. – 2004. – Vol. 120. – P. 91-104.
15. Vorren K.D., Moe D // Norsk Geol. Tidd. – 1986. – 66. 135.
16. 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. – 2001. – Vol. 56. – P. 218-230.

Научное издание

КВАРТЕР ВО ВСЕМ ЕГО МНОГООБРАЗИИ.
Фундаментальные проблемы, итоги изучения
и основные направления дальнейших исследований

Том 1 (А-К)

Материалы
VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода
12-17 сентября 2011 г.
г. Апатиты

Подписано в печать 21.07.2011. Формат 60×84 1/8
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 37,3
Тираж 300 экз. Заказ № 123-1

Отпечатано в типографии
издательско-полиграфической фирме «Реноме»
192007, Санкт-Петербург, наб. Обводного канала, д. 40
Тел./факс: (812) 766-05-66, 766-06-83
E-mail: renome@comlink.spb.ru
www.renomespb.ru