

Академия наук СССР



**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№51



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№ 51



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1981

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Работа содержит статьи по проблемам палеопедологии, геологии шельфа, материалы комплексных исследований четвертичных отложений Приморья, Забайкалья, Предуралья, Кавказа и других территорий СССР и сопутствующих отложениям органических остатков.

Редакционная коллегия:

*Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, И. К. Иванова, Н. И. Кригер,
К. В. Никифорова, И. И. Плюсник, Е. В. Шанцер*

Ответственные редакторы:

Г. И. Горецкий, И. К. Иванова

УДК 551.79+728

И. И. ПЛЮСНИН

К СТАНОВЛЕНИЮ ПАЛЕОПОЧВОВЕДЕНИЯ¹

Палеопочвоведение (палеопедология) — наука о палеопочвах. Она уже достигла достаточно высокого уровня развития. Народнохозяйственное значение этой науки возрастает с каждым годом.

По некоторым объектам исследований, особенно по флоре, по практическому и научному значению палеопочвоведение имеет сходство с палеонтологией и исторической геологией.

Автор делает попытку обобщить некоторые данные по палеопочвоведению, исходя из литературных источников, основных положений и теории современного почвоведения, а также своих исследований ископаемых почв.

В данное время палеопочвоведение особенно нуждается в уточнении многих понятий и представлений по таким основным элементам науки, как история, методика, теория и практика. Но в нашем сообщении основное внимание уделено эволюции почвообразования, не затрагиваются многие вопросы, с ним связанные: условия захоронения почв — тафономия или ориктоценозы по Ефремову и биогеоценозы по Сукачеву. Не будем также касаться палеопочв на современной поверхности Земли и наложения одних типов почвообразования на другие, что составляет особую тему и было частично затронуто нами в предыдущем сообщении [Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 44, 1975]. То же касается аргументации и уточнения многих терминов и понятий, в том числе понятия о педосфере, о почве и элювии, которые иногда ошибочно смешиваются или объединяются (В. П. Петров и др.). Почва является лишь частью элювия, хотя и значительной, именно той частью элювия, которая активно охвачена процессом почвообразования. Живая почва на поверхности Земли — органо-минеральное развивающееся тело, которое имеет свое сложение, строение и состав по генетическим горизонтам, включая горизонт С — материнскую горную породу и горизонт грунтовых вод, связанных с почвообразованием.

Толща осадков на поверхности Земли, охваченная процессами почвообразования, достигающая мощности до одного-двух десятков метров и более, составляет зону развивающегося почвообразования — современную педосферу — особую, целостную, природную систему. Педосфера, как и всякая отдельно взятая почва, ее слагающая, не выходит за пределы мощности элювия, т. е. зоны современного выветривания. В ископаемом состоянии, глубоко погребенная осадками, педосфера становится палеопедосферой. Подобные захоронения педосфер и превращение их в палеопедосферы в геологической истории повторялись многократно. Изучение палеопедосфер в хронологическом порядке, как особых природных систем, до сих пор еще не проводилось. Геологи не всегда отмечали их, пропуская при наблюдениях в обнажениях и буровых скважи-

¹ Текст доклада на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР 29 ноября 1977 г.

нах. Замечали лишь перегнойно-аккумулятивные горизонты ископаемых почв, и то только если они явно выделялись своей темной окраской. Пропускали окрашенные в разные цвета и оттенки иллювиальные горизонты, не связывая их с почвообразованием, не говоря уже о том, что не описывали четко выраженные изменения материнских горных пород, как следы тех или других процессов почвообразования.

Палеопочвоведение основной материал черпает из четвертичной геологии.

Палеопочвоведение развивается в зависимости и на основе родственных ему наук. Но эта зависимость обусловила относительное запаздывание развития палеопочвоведения. История палеопочвоведения как науки следует за общим (агрономическим) почвоведением. Эта наука, как и общее почвоведение, впервые оформляется в нашей стране. Достаточно назвать имена и труды некоторых наших ученых, уделивших внимание вопросам палеопочвоведения: Л. С. Берг [1947], А. А. Величко [1963], В. И. Вернадский [1926], Г. Н. Высоцкий [1934], И. П. Герасимов [1962], М. А. Глазовская [1956], Г. И. Горецкий [1963], О. П. Добродеев, В. В. Докучаев [1951], В. А. Ковда [1965], Б. Л. Личков [1944], П. В. Маданов [Маданов и др., 1968], Т. Д. Морозова [1962], А. И. Москвитин [1972], А. И. Опарин [1948], Б. Б. Полюнов [1945], Н. Д. Седлецкий [1936], А. П. Феофилова [1972], В. И. Чалышев [1968], О. А. Чичагова [1961], Е. А. Ярилова [1947] и др.

Нет необходимости доказывать, что развитие палеопочвоведения весьма необходимо, что без него неизбежен эмпиризм, ошибки и излишние расходы труда, энергии и средств на поиски вслепую полезных ископаемых, связанных с почвообразованием. Но создание палеопочвоведения — дело весьма сложное, очень трудное и ответственное. Фактические данные современного палеопочвоведения носят еще эпизодический характер, сводки материала отсутствуют. Однако палеопочвоведение даже на первых этапах своего развития вносит в геологию новое содержание, устанавливая по ископаемым почвам надежные рубежи времени в абсолютном летоисчислении, маркируя синхронные коры выветривания суши и коры гальмиролиза на дне морей и океанов.

Развитие палеопочвоведения в настоящее время лимитируется разработкой новых методов исследования ископаемых почв и усовершенствованием применяющихся. Это особенно касается определения почвенной органики в малых количествах. Перспективны в этом отношении и могут быть приспособлены такие новые методы, как метод лазерной масс-спектрометрии, голографии, люминесцентно-битуминологический метод, а также известные методы определения состава гумуса и микрокопирования почв. Большого интереса заслуживает определение форм оптически ориентированных глин (ООГ), различно мигрирующих и откладывающихся в генетических горизонтах почвы соответственно условиям почвообразования. Необходимо усовершенствовать методы определения вторичных почвенных минералов и новообразований, характеризующих типы почвообразования, и типов почв, по которым устанавливается степень проявления зональности.

В настоящее время широкое применение в палеопочвоведении находит метод определения группового состава гумуса ископаемых почв и сопоставления содержания углерода гуминовых кислот и углерода фульвокислот, что позволяет устанавливать синхронные изменения почв и процессов почвообразования, зависящих от зональных условий и географических координат. Большое значение приобретает применение микрометода в изучении микроагрегатного состава ископаемых почв. Имеются также большие перспективы определения состава и динамики почвенного поглощающего комплекса с помощью инфракрасной спектро-

метрии и других подобных методов. Необходима разработка методов реставрации древних почв, а также факторов и условий почвообразования. Это особенно касается геохимических методов исследования ископаемых почв.

В настоящее время изучение ископаемых почв вступает в стадию использования почвенных данных для стратиграфических целей и поисков полезных ископаемых, связанных с почвообразованием. Ископаемые почвы наземного и подводного генезиса (сапропели, педосапропели, педоседименты)² служат эталоном перерывов морского осадконакопления [Яблоков, 1973] и формирования кор выветривания на суше и кор гальмиролиза на дне морей. Эти перерывы отложений увязываются в координатах времени на фоне абсолютного возраста ископаемых почв. Следы почвообразования и почв хорошо сохранились не только в четвертичных, но и в отложениях всех геологических эр, периодов и эпох. А современные первичные почвы на скалах в горах, самые молодые, ныне формирующиеся почвы, имеют сходство с теми почвами, которые впервые формировались на Земле под воздействием самых первых организмов-почвообразователей.

Первыми почвообразующими организмами, как и теперь, были представители бактерий или организмы, подобные им, затем водоросли, грибы и лишайники, поселяющиеся в порах и трещинах горных пород. В настоящее время на горных породах, оказавшихся на поверхности Земли, первые почвообразователи — лишайники, последовательно замещающиеся высшей растительностью, и сопровождающие их развитие нитритные и нитратные бактерии, а также синезеленые водоросли, способные фиксировать атмосферный азот. Мощным фактором первичного почвообразования была азотная кислота.

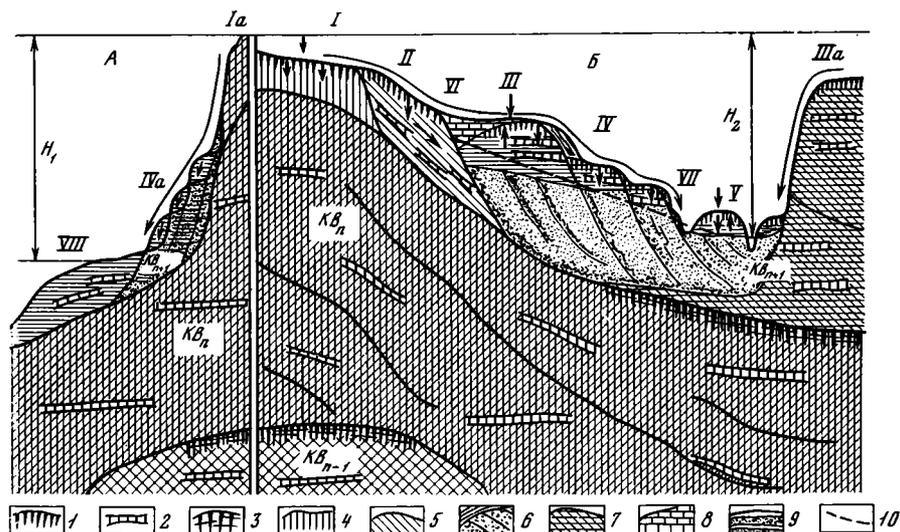
Почвенный покров на Земле испытывал многократные изменения, развиваясь совместно с земной корой и многочисленными ранее существовавшими корами выветривания, которые завершались каждый раз покровными, маркирующими почвами. В каждой коре выветривания в разрезе по вертикали наблюдаются внутренние, местные, региональные ископаемые почвы (рисунок).

В плане каждая кора выветривания дифференцируется на отдельные участки по генетическим типам геологических отложений с соответствующими почвами.

Ведущим фактором почвообразования во все времена был биологический фактор, поступательно развивающийся и утверждающийся на суше и под водой — на дне водоемов, морей и океанов, в области мелководного шельфа, куда проникают лучи Солнца.

Почвообразование и почвы развиваются неповторимо по восходящему направлению, следуя за развитием органического мира по закону необратимой эволюции, по схеме гипотетического родословного дерева. Развитие почв на Земле — движение от простого к сложному, от низшего к высшему, от первичных почв к высоко развитым, от слабо выраженного плодородия к высокому. Первичные организмы-почвообразователи оставили в земной коре прямые следы своей жизнедеятельности. Но от многих из них остались только косвенные следы в форме почвенной органики и педолитов. Первые почвы на Земле не были однообразными. Однако их многообразие определялось не столько биогенезом, сколько литогенезом. Они не отличались большим содержанием органического вещества. Такими были каменистые, песчаные, глинистые, глеевые, слитые, плотные первичные маломощные почвы.

² Почвосапропели и почвоосадки, образующиеся на дне озер и морских мелководий, условно называем почвами подводного происхождения.



Типы поверхности земли, геологические отложения, коры выветривания и категории почв

A — приморский блок, *B* — континентальный блок. *I* — автоморфные почвы на элювии повышенных элементов, progressively промываемые, *Ia* — хрящевые почвы скал; *II* — супераквальные почвы на делювии склонов; *III* — супераквальные почвы на элювии равнин с близким уровнем грунтовых вод, *IIIa* — автоморфные почвы на элювии плато; *IV* — террасовые почвы речных долин на древнем аллювии, *IVa* — почвы морских террас; *V* — пойменные почвы на аллювии; *VI* — гидроморфные (болотные) почвы понижений; *VII* — субаквальные (подводные) почвы на дне стариц и озер; *VIII* — субаквальные (подводные) почвы морского шельфа.

Вертикальные стрелки показывают направление водных потоков (инфильтрация, подъем), стрелки у поверхности — направление сноса продуктов выветривания в результате элювиально-делювиально-аллювиального процесса. H_1 — высота над уровнем моря; H_2 — высота над местным базисом эрозии *I* — покровная почва; 2 — ископаемая внутрикоричневая почва; 3 — ископаемая покровная почва; 4 — элювий; 5 — делювий; 6 — аллювий; 7 — комплекс ледниковых отложений, эоловых и других образований; 8 — торф; 9 — морские отложения; 10 — уровень грунтовых вод

$KВ_{n-1}$ — древнейшая кора выветривания; $KВ_n$ — древняя кора выветривания; $KВ_{n+1}$ — современная кора выветривания (комплекс генетических типов геологических отложений)

В зависимости от условий внешней среды (горные породы, рельеф, грунтовые воды) почвообразование приводило к формированию в пространстве различных почв. Однако общность процесса синтеза и разрушения органического вещества, накопление азота, элементов зольного питания организмов-почвообразователей, постоянный обмен веществ между организмами и средой, составляющий сущность почвообразования, всегда сохранялись, обуславливая генетическое единство почв. Почвообразование не простое повторение явлений, а поступательное развитие их. Первоначальные почвы, очевидно, возникали одновременно на разных участках очагами, где поселялись организмы и начиналось почвообразование, продолжающее преемственно развиваться поныне, как сама жизнь.

Местами почвы частично или полностью разрушались в результате денудации, дефляции, водной эрозии и аккумуляции наносов, в результате ледниковой экзарации, а также абразии и орогенеза. В других местах и на месте разрушенных вновь и вновь возникали новые почвы. Повторные этапы почвообразования каждый раз начинались под воздействием измененных факторов и условий почвообразования на базе более высокого уровня развития ведущего биологического фактора почвообразования (таблица).

Первоначальные почвы, особенно на плотных породах, развивались необычайно медленно, формируясь при крайне скудном зольном питании первых организмов-почвообразователей. Мощность слоя пород, затронутых почвообразованием, на первых этапах достигала всего нескольких миллиметров или первых нескольких сантиметров на рыхлых материнских породах. Подобные карликовые почвы в настоящее время встречаются в тундрово-полярных зонах и в жаркой пустыне в форме «пустынного загара», когда концентрируются элементы зольного и азотного питания. Первыми почвообразователями, по В. Р. Вильямсу, были бесхлорофильные хемотрофные бактерии — хемосинтетики, ассимилирующие углекислый газ за счет энергии минеральных окислительных реакций, которые возбуждались самими бактериями и протекали на поверхности горных пород. За хемотрофными бактериями в первичной почве следовали метатрофные бактерии, разлагающие органическое вещество отмирающих клеток бактерий. С возрастанием мощности почв в их глубинных горизонтах появлялись анаэробные зубактерии (настоящие бактерии), подобные современному клостридиуму, способные связывать минеральный азот. За очень длительным периодом бактериального почвообразования следовал не менее длительный этап развития автоморфных организмов-почвообразователей, в том числе водорослей, особенно синезеленых, способных фиксировать атмосферный азот, обогащая почву. Еще позднее в почве появились организмы, способствующие минерализации органических веществ с выделением в приземный слой воздуха углекислого газа. С этим создавалась предпосылка проявления природного химического и биологического фотосинтеза, с чем еще более возросло обогащение почв органикой и началась новая эра почвообразования.

Весьма длительно существовала фрагментарность первичного почвенного покрова. Сплошного почвенного покрова в архее еще не существовало. Но конкретных данных об ископаемых почвах этой эры мало. Дело в том, что первоначальные маломощные почвы в ископаемом состоянии трудно распознаются. Еще труднее распознаются ископаемые почвы подводного генезиса, и не только первоначальные, но и более позднего времени.

Подводное почвообразование и гальмиролиз развиваются совместно. Водные условия как бы нивелируют подводное почвообразование. По содержанию органики почвы подводного генезиса, как и наземные, весьма многообразны, но перегной у них по консистенции значительно грубее перегной наземных почв. Эти почвы приближаются к сапропелевоилистым образованиям. У подводных почв менее отчетливо выражены все генетические горизонты, и особенно иллювиальные. Представления и понятия о подводном почвообразовании нуждаются в углубленной разработке. Представление об абсолютном анаэробииозисе под водой в процессе формирования почв в области шельфа не бесспорно, его необходимо пересмотреть. Ископаемые почвы подводного происхождения имеют большое распространение. Но, к сожалению, эти почвы еще до сих пор не разграничиваются и смешиваются с иловыми водными отложениями и наносами, с почвенной органикой во вторичном залегании. Осадки интенсивной аккумуляции с органикой занимают некоторое среднее положение между почвой и наносами — педосапропелами (почвосапропели) или педоседиментами (почвоосадки). Изучение подводного почвообразования мелководий в настоящее время приобретает весьма большое народнохозяйственное значение.

С подводным и наземным почвообразованием связано формирование некоторых полезных ископаемых. Полезные ископаемые, обязанные своим происхождением почвообразованию, не многочисленны, но залежи

их в земной коре и их народнохозяйственное значение весьма велики. Особенно большое практическое значение приобретает почвенная органика рассредоточенная и сосредоточенная. Первая — отстающая от минерализации (не минерализованная) точечная, рассеянная почвенная органика — сохраняется в почвообразующей породе в рассредоточенном, как бы распыленном виде. Она почти исчезает от визуального наблюдения в отличие от сосредоточенной органики в перегнойно-аккумулятивных генетических горизонтах почвы, которая обычно хорошо наблюдается визуально. Почвенная органика в соответствии с условиями среды со временем переходит в залежи торфа, сапропеля, горючих сланцев, бурого и каменного угля, нефти, газа и других каустобиолитов. Для образования нефти и газа не меньшее значение, чем сосредоточенная почвенная органика, имеет рассредоточенная — рассеянная органика, пронизывающая все коры выветривания. Остаточная почвенная органика постепенно, за весьма длительный срок, последовательно переходит в наиболее стойкие углистые вещества — до графита включительно. Образование каустобиолитов происходит непрерывно начиная с возникновения почвообразования на Земле. Условия залегания и сам характер каустобиолитов раскрывают сущность и эволюцию почвообразования, без понимания которого невозможно успешно развивать палеопедологию. Так, например, угольный пласт соответствует Ат — торфяному горизонту болотной почвы или торфяной залежи — мощной торфяной почвы. Подобную залежь нельзя искусственно рассматривать в отрыве от почвы. Подугольная толща отвечает горизонту оглеения болотных почв. Приуроченность разновозрастных месторождений бурых и каменных углей к средним широтам в пределах 30—70° с. ш., преимущественно к умеренной полосе, говорит о генезисе их не меньше, чем строение почвенных и геологических разрезов.

О раннем возникновении глеево-болотного типа почвообразования говорит также формирование древнейших железных руд, таких, как бурый железняк, сидерит и вивианит. Теперь общеизвестно, что окисление закисных солей железа в почве и образование гидрата окиси железа происходит при участии железобактерий. Этот процесс подобен дыхательному акту бактерий, способных к хемосинтезу — образованию органического вещества без участия солнечного света — на основе энергии, получаемой из реакции окисления. Образование болотной железной руды в виде скоплений конкреций, слагающих ортштейновые (ортзандовые) генетические горизонты почвы, связано с избирательной погложительной способностью почв и отмиранием железобактерий, содержащих в своем теле до 17—20% железа. Накопление толщ железной руды, торфообразование и последующее углеобразование, связанные с болотным почвообразовательным процессом, — истина установленная. И сущность глеево-болотного типа почвообразования, начавшегося на заре жизни, сохраняется до настоящего времени, но источники органического вещества (торфа) меняются с изменением торфообразователей от бактерий и водорослей до современной травяно-моховой растительности. Однако торфонакопление не исключительно гидрогенное явление. Оно может быть сухим. Накопление грубого, полуразложившегося гумусового вещества (торфа) может быть результатом слабой минерализации органического вещества при хорошем дренаже, что происходило ранее и наблюдается на побережьях Ледовитого океана в настоящее время.

К более древним почвам относятся также мощные субтропические и тропические красноземы и латериты, до сих пор преобладающие на земном шаре. Формирование латеритных почв сопровождается образованием на их базе бокситов в результате латеритного типа почвообразования и воздействия на материнские породы агрессивных перегнойных

фульвокислот, переводящих алюминий в раствор отрицательно заряженных комплексных неустойчивых образований, разрушающихся с понижением кислотности, с выпадением алюминиевых соединений. Устойчивость этого древнего процесса объясняет сходство разновозрастных бокситов латеритного генезиса.

То же касается нефте- и газообразования, все генетические нити которых явно ведут к почвообразованию и к почвенной органике наземного и подводного происхождения. Первичные залежи нефти и газа приурочены к местам аккумуляции исходной почвенной органики в системе неоднократно унаследованных прарек и прадолин по их элементам, до междуречий включительно. Вторичные пластовые залежи, куда мигрировали нефть и газ, формировались в «ловушках», создаваемых в процессе отложения таких осадков, как песчано-галечниковый базальный русловой аллювий, выполняющий глубокие эрозионные выемки или дельтовые пески в устьях рек, перекрытые илистыми наносами. В пойменные стадии всех речных террас в результате пойменного почвообразования происходило усиленное накопление почвенной органики в виде перегноя почв центральных частей поймы, торфа в притеррасных котловинах и сапропеля, заполняющего зарастающие старицы (И. М. Губкин, Н. Б. Вассоевич, Н. И. Марковский, В. П. Гаврилов и др.).

Интересно развитие почвообразовательного процесса и изменение почв во времени, что составляет главный предмет палеопочвоведения (см. таблицу). Это прослеживается нами на примере ископаемых почв Русской платформы и примыкающих к ней территорий. Но недостаток данных об ископаемых почвах неизбежно влечет за собой некоторую схематизацию.

В ископаемом состоянии последовательно прослеживаются примитивные бактериальные почвы архея, затем более развитые водорослевые почвы протерозоя, постепенно обогащающиеся органикой почвы палеозоя и мезозоя и, наконец, богатые органикой почвы кайнозоя. Но не все звенья восходящего развития почв сохранились, а также остались фрагменты почв, не имеющих аналогов в структуре современного почвенного покрова.

Почвы, развивавшиеся в далеком докембрии, обнаруживаются в форме педолитов и примитивных почв со слабой дифференциацией на генетические горизонты. Однако эти почвы вполне обеспечивали существование, воспроизводство и развитие флоры и фауны.

В докембрии известны сапропелевые угли, возникшие на основе органических остатков низшей растительности. Жизнь на Земле, а с ней и почвообразование достигли относительно высокого развития в кембрийском периоде. Тогда же получили заметное развитие природные почвенно-климатические зоны. Еще более благоприятные природные условия для развития организмов-почвообразователей существовали в ордовике и силуре. Почвообразователями в это время были зеленые водоросли (*Cylocrinus*) и морская трава (*Zostera*). В результате жизнедеятельности синезеленых водорослей и аккумуляции органических остатков возникли горючие сланцы — особого рода донные почвы, органика которых обязана ассимиляции зольных элементов питания и связана не столько с плодородием почв, сколько с плодородием морской воды, содержащей растворенные вещества. Гумусовые угли силура Средней Азии указывают на существование болотных наземных почв того времени.

В девоне еще лучше были выражены почвенно-климатические природные зоны. Накопление наземных гумусовых углей и залежи их указывают на широкое распространение болотного типа почвообразования. В торфе девонских болот находят кремневые стволы сосудистых рас-

тений — торфообразователей. Известны также девонские ископаемые континентальные красноцветные почвы. Наряду с этим в толщах девонских осадков обнаруживаются аллювиальные комплексы отложений с пойменными почвами, несущими следы влияния на них зональных факторов и условий почвообразования.

Каменноугольный период характеризуется мощными толщами каменных углей, как сапропелевых, обзанных органическим остаткам низшей растительности, так и гумусовых, образовавшихся из органических остатков высшей наземной болотной растительности. Углеобразование происходило на основе органики почв болотного типа умеренно теплой зоны. В карбоне были хорошо выражены природные почвенные зоны следующих трех типов: экваториально-тропическая с красноцветными почвами, умеренно теплая с болотными почвами и умеренная с почвами лессивированного характера.

В отложениях верхнего карбона обнаруживаются болотные образования и осадки водных бассейнов с остатками болотной и водно-болотной растительности. Это были пространства, заросшие группами каламитов, травянистыми и древовидными плаунами (*Luzorodium*) и сигилляриями. Опад древесной растительности разрушался грибами с образованием фульвокислот (креновой и апокреновой), водные растворы которых усиленно промывали почву. Водоросли, которые развивались в болотных и озерных условиях, обуславливали аккумуляцию органического вещества в виде сапропелей — органики почв болотного и подводного типа почвообразования. В конкретных почвенных разрезах, под пластами угля, фиксируются почвы оподзоленного типа, предшествующие заболачиванию.

В конце карбона и начале пермского периода в северном полушарии происходило как бы сжатие природных почвенных зон и смещение их к тропической полосе, что было обусловлено формированием мощного оледенения.

Конкретные данные об ископаемых почвах карбона и перми Донбасса опубликованы в монографии А. П. Феофиловой [1975]. Но она рассматривает почвенные профили под угольными пластами в отрыве от них, не увязывая в общегенетическую цепь. Угольные пласты, как часть целого, как бывшие Ат — торфяные горизонты, нельзя отрывать от глеевых горизонтов почвы.

А. П. Феофилова приводит подробные описания зональных перегнойных и аллювиальных (пойменных) почв, сформировавшихся до наложения почв болотного типа и до образования горизонта Ат (торфяного), т. е. до накопления органики угольного пласта. Приводятся описания гидрогенных торфяно-болотных почв, возникших на аллювиально-аккумулятивных пойменных почвах прирусловых частей поймы, а также описание болотных почв, образовавшихся в результате зарастания водоемов. Много приводится описаний пойменных почв под угольными пластами. В отложениях карбона описаны также красноцветные почвы автоморфного ряда, которые свидетельствуют о выраженной аридности климата. В каменноугольный период уже существовали почвы многих рядов и типов почвообразования. Однако полная гамма этих почв еще остается неизвестной.

Об ископаемых конкретных почвах пермского периода стало известно по данным В. И. Чалышева, опубликованным в его трудах [1968]. Развитие почв болотного типа, как и других типов почвообразования, в пермский период продолжалось на более высоком уровне. Есть описания пластов угля, возникших на основе мощного Ат, лежащего на глинах, пронизанных корнеподобными разветвлениями — стигмариями лепидодендронов и сигиллярий. Несомненно, что эти глины были гори-

зонтами оглеения мощных глеевых почв. По литературным данным стало известно, что в пермский период были отчетливо выражены климатические пояса вплоть до пустынь с их маломощными почвами пустынного типа почвообразования. В. И. Чалышев описывает также сероцветные почвы гумидного климата (Северное Приуралье) и почвы болотного типа почвообразования — почвы гидрогенного ряда, формирующиеся вблизи засушливой аридной зоны. У него же приводятся описания бурых аллювиально-торфяно-болотных полиморфных почв на аллювии в дельтово-озерных условиях, а также красноцветных почв безугольных пластов на озерно-пойменном аллювии. Им же приводятся описания пестроцветных почв засушливых условий почвообразования и отмечается накопление щелочноземельных компонентов в форме карбонатов в верхних горизонтах почв с почвенной органикой в значительном количестве. В. И. Чалышев впервые в пермских отложениях обнаружил почвы солонцового типа с обменным натрием в почвенном поглощающем комплексе, а также почвы лессивированного типа с перемещенными по почвенному профилю глинами без изменения их состава. Он же описывает почвы, у которых под угольным пластом залегают огнеупорные глины — аналоги глеевых горизонтов глубоко глеевых почв. Весьма характерны пермские красноцветные террасовые почвы на аллювиальном комплексе осадков, сформировавшиеся после выхода их из зоны затопления и длительно подвергавшиеся воздействию зональных факторов почвообразования. Они представлены полосатыми мергелями, обнажающимися в обрывах берегов р. Сухоны (данные раскопок В. П. Амалицкой по Северной Двине).

Красноцветные почвы автоморфного ряда аридных условий почвообразования большое распространение получили в триасе. Но для этого периода характерны также почвы гумидных условий почвообразования, описанные под названием сероцветных и зеленовато-серых. В гумусовых горизонтах этих ископаемых почв среднего триаса, по данным В. И. Чалышева и В. В. Хлыбова [1976], обнаружен диоктаэдрический слюдopodobный хлорит как вторичный минерал, который в красноцветных почвах аридных условий почвообразования нижнего триаса не содержится. По этим же данным ископаемые почвы среднего триаса характеризуются хорошо выраженными генетическими горизонтами. При этом верхние перегнойно-аккумулятивные горизонты имеют окраску от серой до почти черной. Хорошо прослеживаются также процессы оглинения. В почвах встречаются новообразования — вторичные минералы, сидерит и шамотит в форме оолитов и водные алюмосиликаты железа и марганца. В триасе известны также красноцветные почвы субтропиков и тропиков и даже галогенные почвы. В конце триаса сокращалась площадь распространения почв болотного типа.

В юрский период шире распространяются торфяно-болотные почвы, о чем свидетельствует нарастание залежей углей в отложениях. Расширяется также ареал глеево-железистых почв. В то же время в юрском периоде известны почвы аридно-щелочного типа. Это указывает на увеличение к этому времени диапазона почвообразования.

В меловой период начинается некоторое приближение типов почвообразования к современным и четкая дифференциация почвенно-климатических зон: тропической, субтропической и бореальной — умеренной. Отмечается усиление гумидности почвообразования, выражающееся в формировании почв промывного и полупромывного типа. Однако в этот период были широко распространены и красноцветные почвы. На мергелях формировались перегнойно-карбонатные почвы типа рендзин. Еще шире, чем ранее, развивались многообразные пойменные почвы, указывающие на усиление аллювиальных процессов.

С появлением цветковой растительности мелового периода начинается новая эра жизни на Земле, которая нашла свое проявление и в процессах почвообразования. С появлением бобовых, богатых азотом, белковыми и дубильными веществами, возрастает плодородие почв, обусловливаемое накоплением органического вещества в почве, возрастанием ее структурности, водопрочности и т. д. Яркое выражение получила широкая тропическая и субтропическая полоса с латеритными почвами. В этот период также широко были распространены серые лесные почвы, а в более высоких широтах — и почвы торфяно-болотного типа. Под покровом многочисленных представителей травянистой растительности возникали первые почвы дернового типа почвообразования умеренно теплой климатической зоны. В умеренной зоне под древостоем с травянистым покровом развивались почвы дерново-подзолистого типа почвообразования с ясной дифференциацией перегнойно-аккумулятивных и иллювиальных генетических горизонтов, а южнее и юго-восточнее, в засушливых условиях, возникали солончаковатые почвы и солончаки.

Почвенный покров палеогена, развиваясь преемственно от мелового периода, достиг еще большего многообразия. В палеогене происходило заметное постепенное убывание красноцветных почв субтропиков. Происходило также более отчетливое обособление почвенно-географических зон степей и лесостепей. Если в начале палеогена (в палеоцене) формируется широкая полоса красноцветных почв тропической области и пестроцветных почв субтропиков, то в эоцене площадь распространения красноцветных почв заметно сокращается, за счет чего расширяются площади серых почв лесной зоны. Степи начинают постепенно приближаться к современному виду. Под злаковой травянистой растительностью получает еще более отчетливое выражение собственно дерновый тип почвообразования. В эоцене уже были хорошо выражены следующие природные почвенно-климатические зоны: тундровая, таежно-лесная с серыми, оподзоленными почвами, умеренно теплая с почвами, насыщенными основаниями, и лесостепная с темно-серыми и черноземовидными почвами. Южнее лесостепей в условиях сухого климата формировались коричнево-бурые карбонатные почвы. В более влажном теплом климате возникали желтоземы, красноземы и почвы латеритного типа почвообразования.

В олигоцене границы этих ландшафтных и почвенно-климатических зон заметно смещались. Тропическая зона отступила к югу от Кавказско-Средиземноморского направления, а к северу от нее широко распространялась умеренная полоса и тайга с серыми лесными оподзоленными почвами. Были широко распространены почвы пойменного и болотного типа почвообразования и связанные с ними угленосные образования. К югу от тайги сохранялись красноцветные почвы, развивающиеся на красных глинах. Морские осадки олигоцена представлены темными сланцеватыми глинами и сероземными мергелистыми отложениями с горизонтами, обогащенными органическим веществом почв подводного генезиса.

Высокого уровня развития достигли почвы неогена. Они еще более приблизились к современным почвам. Вся палеогеографическая обстановка приблизилась к современной. В неогене происходило сильное смещение границ всех природных почвенно-климатических зон. Но усиление климатических различий проявлялось еще в миоцене. К концу плиоцена расширилась тайга. Ее границы сместились на север и на юг. Происходило также расширение ареала злаковой растительности. Весь юг Русской равнины занимала лесостепь, южнее которой формировались степи. В неогене возникали дерново-перегнойные, черноземовидные и оподзоленные почвы. В корях выветривания неогена обнаруживаются углистые образования — результат болотного типа почвообразования в

виде землистых бурых углей по местам распространения болот низинного типа, а также лигнитовые древесные и торфовидные угли. Развитый травостой на лугах и под пологом широколиственных лесов способствовал дерновому типу почвообразования и формированию дерново-перегнойных, дерново-подзолистых и серых лесных почв. В степях под мощным травостоем формировались почвы черноземного типа, достигшие в неогене высокого уровня плодородия.

В четвертичный период с изменением климатических условий происходило многократное смещение природных почвенно-климатических зон в диаметрально противоположных направлениях. Широкое распространение в этот период получили ледниковые образования (глинистая красно-бурая морена), флювиогляциальные отложения (пески), аллювий, делювий, элювий и лёссы — главные почвообразующие породы антропогена.

Ведущий биологический фактор почвообразования достиг наивысшего уровня. Изменился сам процесс почвообразования в целом. Ускоренно эволюционировали в своем развитии все типы почвообразования и типы почв, приближающиеся к современным (см. таблицу эволюции факторов, условий и процессов почвообразования на Земле).

Ископаемые почвы четвертичного периода изучены несравненно лучше древнейших почв и служат основой для разработки палеопочвоведения. К настоящему времени известны многочисленные конкретные данные об ископаемых почвах четвертичного периода. На периферии наступающего ледника формировались почвы дерново-мерзлотного типа и многообразные почвы прилежащих к ним заметно сжатых почвенно-климатических зон. В эпохи межледниковий эти зоны как бы расширялись, мигрируя в северном направлении вслед за отступающим ледником. Почвы этих смещающихся зон изучены с применением современных методов исследования, даже составлены схематические мелкомасштабные почвенные карты межледниковых эпох (О. П. Добродеев и др.).

Еще многообразнее и выше по развитию и почвы голоцена, переходящие в современные почвы, распространение которых можно видеть на почвенной карте мира. Характеристика современных почв хорошо известна из курсов почвоведения, и поэтому приводить ее здесь нет необходимости. В настоящее время на основе данных палеопочвоведения доказывается возможность и необходимость управления процессом почвообразования по пути создания новых почв с наибольшей продуктивностью. Ставится также вопрос о мобилизации почвенных ресурсов не только наземных, но и подводных, вовлекая их в арену хозяйственной деятельности человека. Эталоном почв наивысшего развития в природных условиях и уровня их плодородия, на который можно равняться, служат черноземы, площадь современного распространения которых не является застывшей и может быть заметно увеличена. Речь идет о подобном расширении площадей распространения не только культурных черноземов, но и других почв, приближающихся к ним по свойствам и достоинству. Это представляется возможным сделать главным образом на базе факторов индустриальных — производственных, а также комплекса широких мелиораций на основе глубоких знаний мелиоративного почвоведения. Коренным образом могут быть улучшены некоторые почвы дерново-подзолистого типа в нечерноземной полосе, обладающие выраженной податливостью к мелиорациям в противоположность «буферности» других почв.

На основе палеопочвоведения можно прогнозировать процессы почвообразования, составляя для этого по опорным точкам плакорных ископаемых почв схематические мелкомасштабные почвенные карты по геологическим эпохам. Сопоставление таких карт позволит установить ско-

рость почвообразования, миграцию (смещение) природных почвенных зон, места возможного распространения полезных ископаемых и трансформацию почв. Такие карты послужат для обоснования многих практических мероприятий, в том числе для поисков и разработки полезных ископаемых, связанных с почвообразованием, а также для создания культурных почв и культурных ландшафтов, гармонично сочетающихся с природными.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующие обобщения и выводы.

1. Общий облик и структура почвенного покрова Земли эволюционируют в соответствии с развитием почвообразования, с изменением внешней среды и самих факторов почвообразования (см. таблицу).

2. Ископаемые почвы составляют весьма длинный эволюционный ряд. Каждая почва в этом ряду имеет как бы свой порядковый номер, соответствующий ее возрасту, что наиболее отчетливо выражено в отложениях четвертичного периода.

3. В хронологическом ряду почвы размещаются по относительному возрасту, определяемому скоростью и местными условиями почвообразования.

4. При непрерывности почвообразования и аккумуляции наносов почвенная органика распределяется (рассеивается) по всей толще отложений. Общее количество рассеянной почвенной органики не меньше количества сосредоточенной органики гумусовых перегнойно-аккумулятивных горизонтов ископаемых почв. Та и другая почвенная органика служит для образования каустобиолитов.

5. Ископаемые почвы полного профиля и сплошного покрова приурочены к верхнему, завершающему слою каждой древней коры выветривания. Местное спорадическое распространение имеют внутрикоровые ископаемые почвы каждой коры выветривания (см. рисунок).

6. Ископаемые почвы отсутствуют в интенсивно аккумулирующихся русловых аллювиальных и морских отложениях.

7. Интенсивная эрозия (размыв, смыл, дефляция) исключает формирование почв нормального профиля.

8. На больших океанических глубинах и на скалах выше снеговой линии гор почвы не формируются.

9. Все почвы на поверхности Земли — особое органо-минеральное живое, развивающееся природное тело, имеющее свой генетический мощный (чаще несколько метров) профиль и строение (АВС). В ископаемое состояние они попадают, только сохраняя целостность всего профиля или нижнюю часть его (ВС, С).

10. Почва как целостная органо-минеральная система во вторичном залегании быть не может.

11. Во вторичном залегании могут быть только педолиты и переотложенные продукты разрушения почв в виде почвенной органики (перегноя).

12. Палеопочвоведение, формируясь на базе таких наук, как геология, палеонтология, палеогеография, палеогеоморфология, почвоведение и др., может служить основой для их развития. Уже теперь палеопочвоведение дает более расширенное понятие о почве и почвообразовании, о развитии континентов и форм земной поверхности. Палеопочвоведение наполняет новым содержанием динамическую, историческую, антропогенную, инженерную геологию и физическую географию.

13. Палеопочвоведение, выполняя огромную роль на службе народного хозяйства, в настоящее время вырастает в новую, весьма перспективную науку.

Эволюция факторов, условий и процессов почвообразования на Земле

Эра	Период	Время, млн. лет	Атмосфера (климат)	Гидросфера	Литосфера	Биосфера	Почвообразование
Доархей		1500	Гидратная атмосфера	Первичная гидросфера — озерно-морская, на разных уровнях	Массивно-кристаллические породы. Граниты мощностью десятки км	Физические и геохимические предпосылки биосферы	Протекали процессы abiогенного выветривания на суше и гальмиролиза на дне морей и озер
		1500					
Архей		1500	Атмосфера восстановительного характера (CO ₂ , N, H ₂ S, CH ₄ , CO, H ₂ O). Гуронское оледенение до 48° с. ш., на границе с протерозоем	Формирование морей	Массивно-кристаллические и метаморфические породы. Гнейсы м. 18—25 км. Песчано-глинистые отложения. Песчаники (аркозовые, железистые и др.). Филлиты	Бактериовидные организмы. Микроспоры и обрывки fossilированных водорослей — от простейших до крупных и известковых.	Следы почвообразования — содержание графита и углерода в горных породах. Шунгиты. Песчаные сланцы. Графиты гнейсов (Алдан). Серые и темно-серые сланцы. Бактериально-водорослевые почвы (Енисейский край)
		3000					
Протерозой		1500	Формирование климатической зональности. В конце PR оледенение достигало средних широт	Формирование мирового океана и континентов	Началось формирование фанерозоя — осадочной земной коры. Развитие элювио-делювио-аллювиального комплекса. Конгломераты. Тиллиты (морена)	Широкое распространение известковых водорослей. Выход растительных форм на сушу. Споры. Пыльца. Остатки беспозвоночных (радиолярии, губки, членистоногие). Пресноводные моллюски	Рассеянная почвенная органика. По местам болотного почвообразования — углеродсодержащие породы. Графит. Красноцветные и сероцветные педолиты. Шунгит с обрывками таллома водорослей. Алевролитовые сланцы с тонкой слоистостью
		4500					
Палеозой		70—80	Климатическая зональность	Начались палеозойские трансгрессии	Осадочная з. к. (конгломераты, песчаники, глины, карбонатные осадки) Вулканические образования	Господство водорослей. Выраженные группировки наземной растительности. Примитивная водная фауна простейших плеченогих и трилобитов. Брахиоподы, птероподы	Почвы природных зон от первичных латеритов, красноземов и желтоземов до первичных бактериально-тундровых и криогенных почв. Первичные педосапропели (сланцы) на дне пресноводных водоемов и морских мелководий
		A Pt Pz 4575					

Эра	Период	Время, млн. лет	Атмосфера (климат)	Гидросфера	Литосфера	Биосфера	Почвообразование
	O	70—80 4650	Отчетливо выражены аридные и гумидные зоны	Трансгрессии и регрессии морей	Многообразие земной коры возрастает. Известняки, доломиты. Красноцветы. Глинистые сланцы	Господство водорослей и бактерий. Расширение ареалов наземной растительности. Кустарники без деления на стебли, листья и корни. Расцвет водной фауны. Появление наземных животных	Формирование автоморфных и гидроморфных красноцветных, заболоченных и болотных почв под кустарниками. Толщи горючих сланцев — кукурситов с остатками водорослей
	S	30—40 4685	Аридная и гумидная зоны получают наиболее четкое выражение	Каледонская складчатость, крупные перемещения берегов морей	Многообразие земной коры, еще шире распространены карбонатные породы, туфы	Сифонные, бурые, багряноквые и синезеленые водоросли. Псилофиты выходят на сушу. Фауна становится многообразной	Развитие почв болотного типа почвообразования, до формирования железноболотной руды и органической массы болотного гумусовых углей (Средняя Азия). Формирование горючих сланцев
	D	35—60 4732	Ярко выражена климатическая зональность. Нарастает континентальность	Чередование трансгрессий и регрессий	Отмечается разнообразие континентальных и морских отложений мощных толщ фанерозоя. Мергели. Сланцы. Соленосные породы	Изобилие водорослей и наземной древесной, кустарниковой и травянистой растительности. Гигантские плауновые, папоротники и хвощовые. Фауна еще многообразнее. Появляются земноводные и насекомые	Развитие различных типов почвообразования. Красноцветные, латеритные, пустынные и болотные почвы. Кутикуловые каменные угли. Битуминозные кремнистые сланцы. Лагунные фации с рассеянной органикой
	C	50—70 4792	Вначале широкое распространение пояса влажных тропиков. Во второй половине выражены аридные и гумидные условия. В конце — похолодание,	Изменение площади морей и материков. Мелеют моря на Русской платформе с образованием лагун	Нарастание песчаных и глинистых толщ, конгломератов, карбонатных пород, вулканических образований. Чередование континентальных и морских отложений	Господство споровых, плауновых и папоротников. Древовидные плауновые. Голосеменные. Первые хвойные. Цветковые. Травы, опыляемые насекомыми. Обильная фауна. Фораминиферы. Кораллы. Стегоцефалы. Рептилии. Насекомые	Красноземы, латериты. Проявление болотного почвообразования, особенно в условиях дельтовых равнин. Торфо- и углеобразование. Бурый железняк. Пойменное почвообразование. Аккумуляция подводной почвенной органики. Пресноводные и солоноводные педосапропели

Эра	Период	Время, млн. лет	Атмосфера (климат)	Гидросфера	Литосфера	Биосфера	Почвообразование
	P	40—45 4835	Резко выраженная зональность. Расширение аридного пояса	Развитие крупных регрессий. Образование соленых лагун	То же. Тиллиты (мощная морена). Лава. Туфы. Конгломераты. Песчаники. Лёссовидные мергели. Известняки, доломит, гипс, каменная соль	Флора унаследована от карбона. С засушливостью — вымирание папоротников. К концу господствуют голосеменные. Хвойные. Водные формы. Кораллы. Земноводные. Ящеры. Многообразие насекомых	Обилие почвенной органики. Заболоченные и торфяно-болотные почвы и почвы умеренновлажного климата. Проявление лессиважа и первичного поверхностно-дернового почвообразования. Латериты и красноземы. Богатая пресноводная и соленоводная флора способствовала формированию педосапропелей
Мезозой	T	30—45 4875	Усиление засушливости и контрастности зон. Расширение субтропических полос. Тундра отсутствовала	В начале — осушение платформ, в конце — значительные трансгрессии	В разрезе земной коры — красноцветные к. в., карбонатные и терригенные породы. Многообразные речные и озерные отложения	Развитие флоры хвойных и хвощевых. Продолжается развитие водорослей: известковых и харовых. Костистые рыбы, амфибии и рептилии, аммониты. Появление примитивных млекопитающих	Сокращение почв гидрогенного типа почвообразования. Развиваются красноцветные и пестроцветные почвы. В конце периода расширение площадей почв болотного типа почвообразования. Торф. Бурый уголь. Обилие органики на дне водоемов и мелких морей. Сапропели. Сланцы
	J	40—60 4925	Контрастность между жаркой тропической и умеренной зонами сохраняется. В конце периода — смягчение климатических различий	Регрессии моря. В конце периода — обширные трансгрессии и регрессии	Многообразные песчаноглинистые отложения, конгломераты и карбонатные осадки	Растительность становится более однородной. Широкое распространение голосеменных. Распространяются леса с травяным покровом. Фауна становится многообразнее, много ее сухопутных представителей	Красноцветные почвы, площадь которых затем сокращается с распространением сероцветных. Развитие почв болотного типа почвообразования. Торфообразование, углеобразование, аккумуляция болотных железных руд. Щелочно-земельные образования и почвы. Горючие сланцы. Илы с органикой. Фосфориты

Продолжение

Эра	Период	Время, млн. лет	Атмосфера (климат)	Гидросфера	Литосфера	Биосфера	Почвообразование
	К	40—70 4980	Существовали бореально-умеренная и средиземноморская тропическая зоны	Великая трансгрессия на погружающейся части Русской платформы. Существовала Сибирская континентальная равнина	Комплекс красноцветных кор выветривания. Карбонатные мелоподобные и гипсоносные породы. Песчано-глинистые отложения. Туфы. Лавы	Существенные изменения. Появляются покрытосеменные. Распространяются хвойные, бобовые, кальциефильные, многоцветковые. Обильная фауна. Травоядные. Хищники. Возрастает роль млекопитающих	Расширяется диапазон почвообразования. Гамма автоморфных и гидроморфных почв. Проявляется дерновый тип почвообразования. Рендзины. Болотные почвы. Бурый уголь. Красноземы. Латериты. Бокситы. Подводное почвообразование — педоседименты. Сапропели. Горючие сланцы
Кайнозой	Pg	40 5020	Тропический пояс доходил до линии Лондон — Саратов. В конце периода началось похолодание и смещение зон к низким широтам	Развитие средиземноморской геосинклинали	Комплекс к. в. Красноцветные породы. В меньшем количестве — мелоподобные и гипсоносные отложения. Болотные и аллювиальные образования. Сланцевые глины и глауконитовые пески	Расцвет покрытосеменных. Хвойные и лиственные леса, близкие к современному. Травостой степей приближается к современному. В морях расцвет беспозвоночных. Костистые рыбы. Широкое распространение млекопитающих	Красноземы, латеритные и гидrogenные ископаемые почвы. Торф. Бурый и каменный уголь. Железо-марганцевые руды болотного генезиса. Среднемошные дерновые почвы. Деятельный слой гальмиролиза фиксирует выраженную зональность. Озерные и морские сапропели

Окончание

Эра	Период	Время, млн. лет	Атмосфера (климат)	Гидросфера	Литосфера	Биосфера	Почвообразование
	N	28 5048	Изменение тепло- и влагообмена. Усиление климатических различий. Похолодание и расширение аридных зон. Создание предпосылок материковых оледенений	Изменения положения дна морей и эвстатические колебания уровня Мирового океана	Значительные изменения физико - географических условий литогенеза. Галечники, конгломераты, пески, глины, мергели и другие породы. Мощные алювиальные комплексы	Сокращение площади ледов и расширение ареала трав с преобладанием однопольных злаков. Возникает морозостойкость и ксерофитность. Расширение степей и саванн. Животный мир близок к современному. Появление человека	Почвообразование и плодородие достигает высокого уровня. Формируются дерново-перегнойные черноземовидные и дерново-перегнойные оподзоленные и другие почвы. На дне мелководий накапливается углеродистое вещество. Солончатые и пресноводные сапропели
	Q	2,0 5050	Смена пльвиальных и ксеротермических режимов. Чередование ледниковых и межледниковых периодов	Эвстатические колебания моря сопровождались изменением очертаний берегов морей	Формируются синхронные коры выветривания и гальмиролиза геологических отложений генетических типов, ледниковых образований, лёссов, морских осадков, туфов, лав	Развитие современного органического мира. Установление современных биогеоценозов. Развитие тайги. Местами — вторичные мелколиственные леса. Формируется человеческое общество	Смещение границ зон. Формирование современного почвенного покрова (см. почвенную карту мира 1975 г. под ред. В. А. Ковды). Педосапропели. В океане зоны: арктическая северная, умеренная, тропическая

Примечание. Таблица построена не по геологической шкале в глубь веков, а из глубины их к современному периоду, в прямом соответствии с эволюцией факторов почвообразования, почвообразовательного процесса и абсолютного возраста почв.

Приняты сокращения: з. к. — земная кора, к. в. — кора выветривания и др.

14. Палеопочвоведение, подобно общему почвоведению, стимулирует изучение ископаемых почв всех геологических периодов.

15. Главнейшая задача палеопочвоведения — реконструкция факторов, условий и процессов почвообразования, а также восстановление почвенных покровов прошлых геологических периодов для целей стратиграфии и поисков полезных ископаемых, для разработки теории и практики охраны почв, а также создания культурных почв и культурных ландшафтов на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

- Амалицкий В. П.* Дневник наблюдений по Малой Сев. Двине. Л., 1931.
- Ассинг И. А.* Изначальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах.— В кн.: Пробл. соврем. почв, 1949, сб. 12.
- Баулин В. В.* Вечная мерзлота и палеопочвы в Зап. Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.
- Бере Л. С.* Климаты и древние эпохи истории земли.— Вестн. ЛГУ, 1947, № 5.
- Бобрицкая М. А.* Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород.— Тр. ИГН АН СССР, 1950, т. 34.
- Богатырев К. П.* Фрагментарные (грубоскелетные) почвы и предпочтенная стадия выветривания.— Вопр. геогр., 1953, сб. 33.
- Булавин Б. П.* Ископаемые почвы Азовского побережья.— Почвоведение, 1959, № 1.
- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1971.
- Величко А. А.* Микулинская ископаемая почва.— В кн.: Антропоген Русской равнины. М.: Наука, 1963.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Вернадский В. И.* Биосфера. Л., 1926.
- Вернадский В. И.* Записки об изучении живого вещества с геохимической точки зрения.— Изв. АН СССР, 1927.
- Высоцкий Г. Н.* О глубокопочвенном (полнопочвенном) почвоведении.— Почвоведение, 1934, № 6.
- Герасимов И. П.* Лёссовобразование и почвообразование.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 2.
- Глазовская М. А.* Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение.— В кн.: Вопросы географии: (Сб. ст. к XVIII Междунар. геогр. конгр.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Глазовская М. А.* О соотношении процессов выветривания и почвообразования.— В кн.: Докл. сов. почвоведов к VII Междунар. конгр. в США. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Горецкий Г. И.* Погребенные почвы, погребенный почвенный делювий и трещины усыхания, как стратиграфические документы при инженерно-геологических изысканиях.— В кн.: Тр. Гидропроекта. М., 1963, сб. 9.
- Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966.
- Горецкий Г. И.* О книге В. С. Яблокова «Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки».— Литол. и полез. ископаемые, 1975, № 3.
- Давиташвили Л. Ш.* Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М.: Наука, 1971.
- Добровольский В. В.* Вещественный состав и морфология коры выветривания. М.: Изд-во МГУ, 1964.
- Докучаев В. В.* Место и роль современного почвоведения в науке и жизни.— Собр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1951, т. 61.
- Еленкин А. А.* Лишайники и почва.— Почвоведение, 1901, вып. 4.
- Искина Р. Е.* К вопросу об азотфиксирующих бактериях в лишайниках.— Изв. Перм. биол. НИИ, 1938, т. XI, вып. 5/6.
- Ковда В. А.* Минеральный состав растений и почвообразование.— Почвоведение, 1956, № 1.
- Ковда В. А.* Общность и различия в истории почвенного покрова континентов.— Почвоведение, 1965, № 1.
- Криштафович А. Н.* Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы.— В кн.: Материалы по истории флоры и растений СССР. М.; Л., 1946, вып. 2.
- Личков Б. Л.* Осадкообразование, его причины и следствия.— Почвоведение, 1944, № 1.
- Маданов П. В., Войкин Л. М.* Вопросы палеопочвоведения и эволюции почв Среднего Поволжья.— В кн.: Сб. докл. II Междобл. конф. почвоведов и агрохимиков Среднего Поволжья и Южного Урала. Казань, 1962.

- Маданов П. В., Тюрменко А. Н. Вопросы палеопочвоведения и эволюции почв каштановой зоны Казахстана.— Почвоведение, 1968, № 9.
- Минашина Н. Г. Оптические ориентированные глины в почвах.— Почвоведение, 1958, № 4.
- Морозова Т. Д. О применении микроморфологического метода при изучении ископаемых почв.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 1.
- Морозова Т. Д. Строение древних почв и закономерности их географического распространения в различные эпохи почвообразования верхнего плейстоцена.— Почвоведение, 1972, № 7.
- Москвитин А. И. Палеоклиматы плейстоцена Европы.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
- Опарин А. И. Происхождение жизни. М., 1948.
- Петров В. П. О физико-химических условиях выветривания и почвообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
- Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы как генетический тип геологических отложений.— В кн.: Тр. НИИГ. Сар. Г. Ун., 1935, т. 1, вып. 1.
- Плюснин И. И. Почвы Волго-Ахтубинской поймы (к познанию аллювия и аллювиальных почв). Ст.: Кн. изд-во, 1938.
- Плюснин И. И. Делювий и развитие склонов эрозионных долин.— Природа, 1940, № 11.
- Плюснин И. И. О путях окультуривания, мелиорации и преобразования почв.— В кн.: Науч. зап. МИИВХ. М.: Сельхозгиз, 1956, т. 19.
- Плюснин И. И. Измененные свойства почв под влиянием мелиорации.— Докл. ТСХА, 1961, вып. 63.
- Плюснин И. И. Лёсс как генетический тип геологических отложений.— В кн.: Тр. Междунар. симпоз. по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент, 1970, т. 1.
- Плюснин И. И. Мелиоративное почвоведение. М.: Колос, 1960; 2-е изд. М.: Колос, 1964; 3-е изд. М.: Колос, 1971.
- Плюснин И. И. Ископаемые почвы и вопросы палеопочвоведения.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44.
- Польнов Б. Б. Ландшафты и почва.— Природа, 1925, № 1.
- Польнов Б. Б. Қора выветривания. Л., 1934. Ч. 1.
- Польнов Б. Б. Красоземная кора выветривания и ее почвы.— Почвоведение, 1944, № 1.
- Польнов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах.— Почвоведение, 1945, № 7.
- Польнов Б. Б. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв.— Почвоведение, 1948, № 1.
- Пономарева В. В. К познанию гумусо-иллювиального почвообразовательного процесса.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. биол., 1951, вып. 27.
- Проблемы генезиса бокситов. М., 1975.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостехиздат, 1959.
- Седлецкий Н. Д. Гумусообразование и углеобразование.— В кн.: Проблемы соврем. почв. 1936, сб. 1.
- Сидоренко С. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975.
- Соколов И. А., Тонконогов В. Д. Сухоторфяные почвы и процесс сухого торфонакопления.— Бюл. почвоведения, 1968, вып. 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1.
- Структура почвенного покрова и метода ее изучения.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. М.
- Сукачев В. Н. Биогеноценология и фитоценология.— ДАН СССР, 1947, т. 47.
- Тюрин И. В. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах.— В кн.: Пробл. соврем. почв., 1937, сб. 4.
- Феофилова А. П. Конкреции в ископаемых почвах пермокарбонатовых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом.— Литол. и полез. ископаемые, 1972, № 5.
- Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975.
- Форш Н. Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми.— ДАН СССР, 1961, т. 137, № 1.
- Чальшев В. И. Открытие ископаемых почв в пермских и триасовых отложениях.— ДАН СССР, 1968, т. 182, № 2.
- Чальшев В. И. Сероцветные почвы гумидного климата уфимского века пермского периода.— Почвоведение, 1970, № 5.
- Чальшев В. И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1974.
- Чичагова О. А. О составе гумуса погребенных почв различных типов почвообразования.— В кн.: Географические сообщения. М.: Изд-во АН СССР, 1961, сб. 7.
- Штина Э. А. Водоросли как продуценты органического вещества почвы.— В кн.: Тез. докл. III Всесоюз. делегатского съезда почвоведов. Тарту, 1966.
- Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы).— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 248.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании.— Почвоведение, 1947, № 9.

УДК 551.351

Ф. А. ЩЕРБАКОВ, А. А. ЧИСТЯКОВ

СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ШЕЛЬФА

Главной особенностью геологической истории окраин континентов в четвертичное время было их периодическое осушение и затопление, связанное с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Во многом такое представление основывается на огромном материале о позднеплейстоценовой истории шельфов и экстраполяции основных закономерностей этой истории на предшествующую часть плейстоцена.

Дело в том, что многочисленные материалы по строению доголоценовой поверхности шельфов (например, северного шельфа Черного моря) показывают, что вся эта поверхность — область развития континентальных отложений, значительная часть которых имеет верхнеплейстоценовый, даже осташковский возраст и накапливалась тогда, когда шельф был сушей. На выступах здесь обнажается и более древний плейстоцен, но обычно континентальный. Мы можем предполагать наличие остатков нижнего и среднего морского плейстоцена в депрессиях, где он глубоко захоронен другими верхнеплейстоценовыми отложениями, например аллювием.

Такой особенностью строения шельфов объясняется то, что до сих пор находки отложений морского плейстоцена более древнего, чем осташковский, возраста редки, хотя и имеются. На северо-западном шельфе Черного моря, например, в одной точке были вскрыты осадки, по-видимому, средневиюрмского возраста, имеющие прибрежно-морской генезис и залегающие на глубине около 30 м [Невесская, Невесский, 1961]. В последнее время появились сведения об обнаружении на болгарском шельфе также в одной точке морских нижнеплейстоценовых — чаудинских отложений. Имеется ряд других примеров вскрытия на шельфах морских отложений плейстоцена, но все они носят сугубо разрозненный, одиночный характер. В последние годы, в частности, подобные отложения, имеющие средневиюрмский возраст (определенный по C^{14}), обнаружены в средней части советского шельфа Японского моря [Внучков, Каплин, Шлюков, 1976]. Кстати, отметим, что большая часть полученных образцов относится по возрасту к верхам плейстоцена, например к среднему виурму.

Несмотря на бедность фактического материала по палеогеографии шельфов в доверхневиюрмское, доосташковское время, очень важно, что морской плейстоцен этого возраста был все же обнаружен не только на поднимающихся шельфах, но и на тех, которые погружаются или стабильны. Это дополнительное доказательство того, что шельф действительно подвергался гляциоэвстатическим трансгрессиям в эпохи, предшествовавшие последнему оледенению, сопровождающемуся последней регрессией океана.

Представления об амплитуде колебаний уровня океана в плейстоцене также в значительной степени базируются на данных об уровне во время последнего оледенения. Сейчас практически установлено, что в

это время уровень был не менее чем на 100 м ниже современного. Вероятнее всего, он находился около отметок порядка 110 м [Каплин, 1973]. Об этом говорят как данные о древних затопленных береговых линиях, так и расчеты объемов льда. Такой же порядок имели регрессии океана в период более древних ледников плейстоцена. Пока скорректировать более точно их положение можно, только используя данные об объемах покровных ледников Европы и Америки весьма приближенные. Во всяком случае, мы можем, по-видимому, считать, что лишь в днепроовское время уровень океана мог опускаться до отметок порядка —130 м.

Судить о трансгрессивном положении уровня океана в периоды ранне- и среднеледниковых межледниковий также сложно, так как, вообще говоря, этого нельзя делать на основе террасовых уровней, расположенных практически всегда на поднимающихся берегах.

Сейчас большая часть исследователей склоняется к мысли, что во время плейстоценовых трансгрессий океана его уровень существенно не превышал современный. Косвенное подтверждение этому то, что в пределах опускающихся побережий мы практически не имеем даже верхнеплейстоценовых террас выше современной береговой линии. Если бы в нижнем, среднем и в начале верхнего плейстоцена уровень океана располагался значительно выше современного, то, тогда, учитывая очень большое отставание скорости тектонических движений от эвстатических колебаний уровня, соответствующие террасы все же должны были бы быть распространены и на опускающихся берегах. О незначительном отличии в абсолютных отметках трансгрессивных уровней океана говорят также данные о том, что плейстоценовые дегляциации почти не затрагивали Антарктиду [Марков, Бардин, Лебедев и др., 1968] и не очень сильно изменяли обстановку в Гренландии. Объемы возникавшего и стаивавшего в Европе и Америке в разные периоды льда также отличались не слишком. В связи с этим, например, даже в период такого теплого межледниковья, как микулинское, уровень океана мог превышать современный лишь на 10—15 м.

Рассмотрим теперь более подробно основные моменты позднечетвертичной истории шельфа. Главными событиями в этот период, как и в предшествующие, были сначала низкое стояние уровня океана и осушение большей части шельфа. Этот период охватывает последние 20 тыс. лет или около того, т. е. время от начала максимума последнего, осташковского оледенения до настоящего времени. На шельфе такие наиболее значительные черты позднечетвертичной палеогеографии окраины континента отразились в процессе седиментогенеза и формирования рельефа, в результате чего образовались современные поверхность и ландшафт шельфа.

В последнее время сопоставление шельфов океанов и внутренних морей показало огромную роль в осадконакоплении и рельефообразовании на материковой отмели гидродинамических процессов, происходящих в водных массах над ней [Щербаков, 1979]. Эти процессы определяют, как теперь принято говорить, литодинамику шельфа, служащую одним из главных агентов седиментологических и геоморфологических процессов на шельфе. Выяснилось, что характер этих процессов и их интенсивность имеют четко выраженный зональный характер, и это ярко проявляется в распределении типов осадков и рельефа шельфа.

Для океанов сейчас получила дальнейшее развитие концепция Эмери [Emery, 1968] о реликтовом характере осадков и рельефа шельфа. Это значит, что и осадки, и рельеф океанских шельфов в основе своей унаследованы от континентального этапа развития в позднем плейстоцене. В настоящее время картируются самые различные типы этих осад-

ков — от собственно реликтовых непереотложенных до так называемых палимпсестовых, т. е. реликтово-переотложенных. Выделяются и многочисленные смешанные типы [Swift, Stanley, Currey, 1971], в которых присутствует часть, унаследованная от коренного континентального плейстоцена, и часть, неотерригенная или необиогенная, т. е. принесенная в бассейн или новообразованная. Основная причина широкого распространения реликтовых осадков на океанском шельфе — отсутствие нового осадочного материала в результате высокой подвижности водных масс над ним. Это связано прежде всего с характером океанского волнения, в спектре которого большую роль играют очень крупные длиннопериодные волны. Такие волны воздействуют на дно до глубины 100 м и более. Для окраинных зон океанов характерны также и другие виды активных гидродинамических процессов, прежде всего приливы, которые являются одним из основных факторов переотложения реликтового материала на шельфе. Интенсивно переотлагают песчаный материал и течения, образующиеся на высшей части шельфа при деформации над ним длиннопериодных океанских волн. Различного типа гряды, песчаные волны и тому подобные аккумулятивные формы рельефа, связанные с действием этих факторов, очень широко распространены на шельфах Северной Европы и Америки [Swift, Stanley, Currey, 1971; Currey, Moore, Balderston, Stride, 1966].

В проявлении литодинамических процессов на шельфах океанов наблюдается четкая широтная зональность, вызывающая различия в типах шельфового осадконакопления. Так, например, сплошное распространение реликтовых, главным образом грубозернистых, обломочных отложений песчаных размерностей, характерно для океанских шельфов средних широт северного и южного полушария, т. е. для зон умеренного климата. Как известно, это зоны резко повышенной гидродинамической, и прежде всего волновой, активности, штормовые зоны средних широт, соответствующие полосам наиболее мощной атмосферной циркуляции.

Несколько иначе обстоит дело на шельфах тропической зоны, которая является штилевой полосой сравнительно слабой волновой активности океана. Здесь наряду с реликтовыми, относительно грубозернистыми осадками распространены и собственно голоценовые, например глинистые, так называемые неотерригенные осадки. Наиболее типичные районы их распространения — шельфы, прилегающие к устьям крупнейших рек тропиков: Амазонки [Захаров, 1974], Нигера [Allen, 1965], Конго, Инда. Интенсивному осадконакоплению способствует здесь не только огромное количество выносимого осадочного материала, но и относительно слабая гидродинамическая активность водных масс над шельфом.

Исследования последних лет [Щербаков, Куприн, Потапова и др., 1978] показали, что позднечетвертичное развитие шельфов внутренних морей, типа Средиземного и Черного, существенно отличается от того, что происходило и происходит на шельфах океанов. В этих бассейнах в течение всего голоцена и ныне шельфы — область накопления осадков самого различного генезиса и фациального состава, причем особенно мощные толщи терригенного материала накапливаются по окраинам молодых складчатых сооружений. Возможность накопления, в том числе и глинистых отложений, в таких условиях связана с принципиально иным характером волнения во внутренних бассейнах — его относительно небольшой высотой и, главное, короткопериодичностью. Глубина воздействия такого волнения на дно резко ограничена береговой зоной, т. е. слоем воды 20—30 м, что оставляет по существу весь шельф свободным для осадконакопления. Этому способствует и то, что во внутренних морях более слабые, чем в океанах, приливо-отливные и другие течения.

Такая особенность позднеплейстоценового осадконакопления на шельфах внутренних морей, как оказалось, имеет важнейшее значение для раскрытия во всех деталях их новейшей истории. При этом, в том случае, если внутренний бассейн имел постоянную связь с океаном, как сейчас, например, предполагают для Черного моря, представляется возможность использовать полученные данные для восстановления позднечетвертичной истории и шельфов океана. Действительно, на шельфах внутренних морей в силу особенности их развития мы получаем непрерывные разрезы морских позднечетвертичных, а на краю шельфа (глубже 100 м) — и несколько более древних осадков. Для шельфов океанов, как показано выше, такие разрезы являются счастливым исключением.

Подтверждением этому может служить пример Черного моря, по краю шельфа которого были получены опорные разрезы позднечетвертичных осадков; их тщательное изучение, включая датирование по радиоуглероду, позволило очень детально коррелировать их с событиями континентального ледниковья и тем, что происходило в Мировом океане. Хотелось бы отметить, что сама по себе высокая степень этой корреляции указала на более тесную связь Черного моря с Мировым океаном, чем это представлялось ранее. Возможность соединения Черного моря со Средиземным не только в голоцене, но и в позднем плейстоцене была подтверждена недавно данными о строении Босфора [Sholten, 1974]. В результате бурения там было показано, что врез его русла в коренные породы достигает 100 м. Хотя подробности строения и состава толщи выполняющих его рыхлых отложений нам пока неизвестны, но уже сам факт вреза говорит о реальности предположения о существовании стокового русла даже при уровнях и Черного моря, и океана на отметках около —100 м.

Одним из интереснейших результатов анализа черноморских шельфовых разрезов было точное определение максимально низкого положения уровня бассейна и времени его стояния. Ранее по самым разным данным предполагалось, что уровень океана достиг минимума (—100 м) около 20 тыс. лет назад. Назывались даты и 18 тыс., и 17 тыс. лет. Некоторые указывали при этом почти те же даты и для начала последующей трансгрессии. С другой стороны, были сведения и о том, что затопление нынешнего шельфа началось 14 тыс. и даже 12 тыс. лет назад. Многие из недавних датировок таких событий основывались при этом не на анализе разрезов позднеплейстоценовых осадков шельфов, а на данных об изменении климата суши и связанных с этим переменах температуры и солености вод океанов и морей.

В Черном же море в ряде непрерывных разрезов в основании трансгрессивной толщи позднеплейстоцен-голоценовых осадков шельфа (так называемых новоэвксинских слоев) был выделен базальный горизонт верхнеплейстоценовых пляжевых отложений (нижние новоэвксинские слои) [Щербаков и др., 1978]. Эти осадки приурезового генезиса прослеживаются до глубин около 90 м от современного уровня моря. Возраст расположенной на этой глубине подошвы базального горизонта, ниже которой залегают более глубоководные отложения, оказался около 18 тыс. лет назад. Отсюда следует, что ранее уровень Черного моря был выше указанных отметок и регрессировал, достигнув отметки —90 м 17—18 тыс. лет назад. Кровля этого горизонта, выше которой снова залегают более глубоководные осадки, имеет возраст, определенный в интервале 12 тыс. — 15 тыс. лет назад. Это конец стояния самого низкого уровня Черного моря в позднем плейстоцене и начало трансгрессии (рис. 1).

Такая четкая фиксация уровня бассейна в прошлом позволяет провести уверенную корреляцию этого события с развитием континенталь-

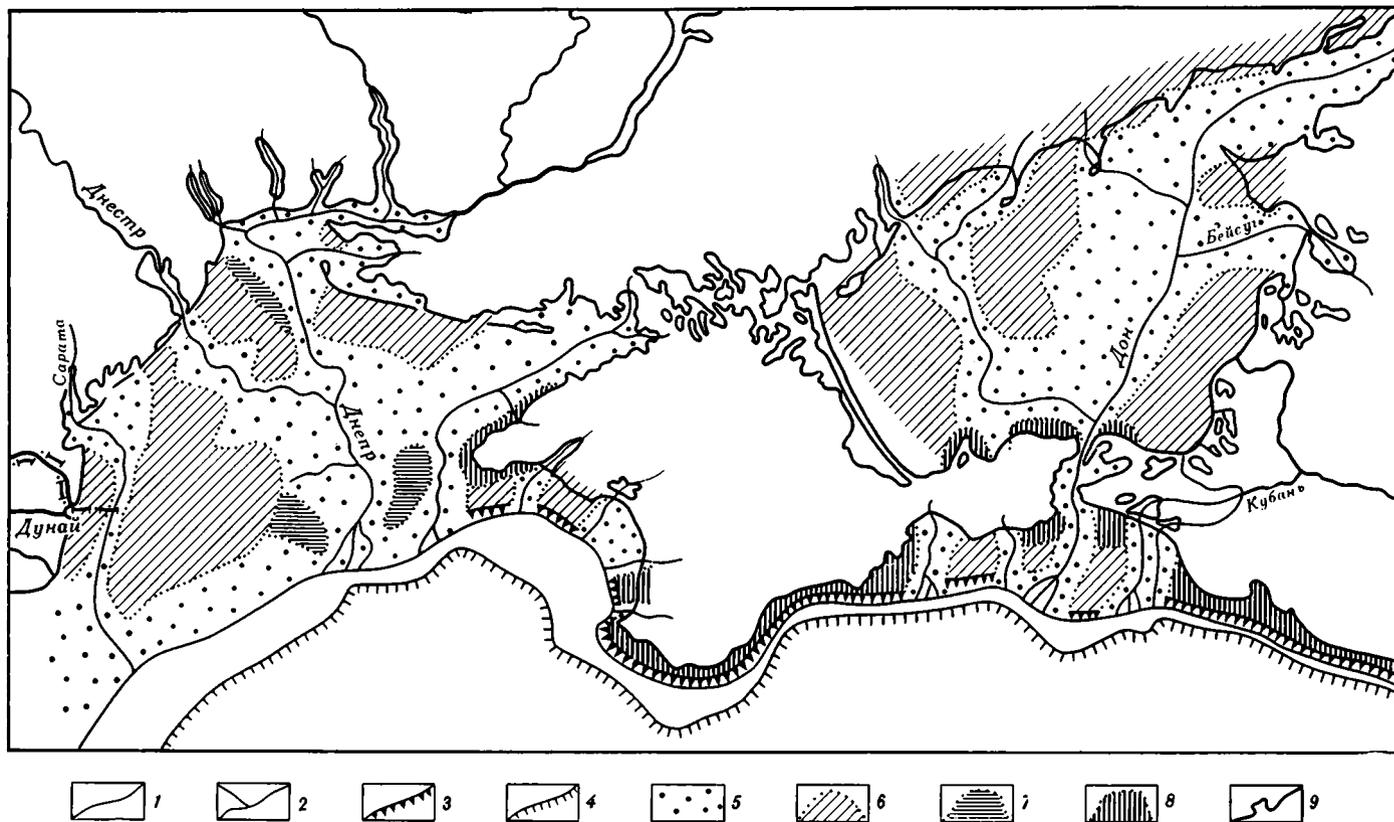


Рис. 1. Палеогеографическая схема северного шельфа Черного моря в позднем плейстоцене (15 тыс.—20 тыс. лет назад)

- | | | |
|--|---|---|
| 1 — береговая линия в позднем плейстоцене; | 5 — аллювий и прибрежно-морские отложения плейстоцена; | 7 — глины среднего и верхнего плиоцена; |
| 2 — реки; | 6 — лёсс и другие покровные суглинки среднего и верхнего плейстоцена; | 8 — другие дочетвертичные породы; |
| 3 — абразивный берег; | | 9 — современная береговая линия |
| 4 — край шельфа; | | |

ного ледникового, прежде всего Северной Европы. Сопоставление показывает, что время достижения максимально низкого уровня соответствует померанской стадии, т. е. последнему выдвигению вюрмского ледника к югу перед началом дегляциации. Считается, что эта деграляция началась в бёллинге, т. е. примерно в том же интервале времени, что и начало подъема уровня Черного моря.

Во время максимальной в позднем плейстоцене регрессии Черного моря оно представляло собой полупресноводный водоем, имевший односторонний сток в Мраморное море через Босфор. Уровень его должен был быть несомненно выше, чем в океане. Так как поверхность Черного моря находилась на отметке около —90 м, то уровень океана, скорее всего, должен был быть не выше —100 м, а вероятнее, и чуть ниже. Тем самым точное датирование и фиксация уровня максимальной регрессии внутриконтинентального бассейна позволяет получить дополнительные, хотя косвенные, данные об уровне регрессии всего Мирового океана.

Рассмотрим теперь более подробно, как данные о выделенном интервале максимальной регрессии внутреннего моря могут быть использованы для детализации позднечетвертичной истории океана. Надо сказать, что в Средиземном море, через которое осуществляется связь Черного моря с океаном, пока не удалось раскрыть таких деталей строения шельфовых разрезов и новейшей истории изменения уровня. Пока здесь выделяются лишь регрессивные отложения, отвечающие верхнему вюрму в целом [Шимкус, 1975]. Несмотря на это, оказалось, что реконструированное положение уровня Черного моря в связи с историей континентального ледникового Европы хорошо коррелируется с данными палеоклиматического анализа осадков Атлантического и Тихого океанов. На демонстрируемой схеме (рис. 2) нами приводятся палеоклиматические кривые, построенные американскими авторами [Beard, 1973] для Карибского моря по соотношению тепло- и холодолюбивых фораминифер, а для северо-востока Тихого океана [Duncan, Fowler, Kulm, 1970] — по соотношению фораминифер и радиолярий. Опорные горизонты разрезов отложений здесь датированы по радиоуглероду и сопоставлены со схемой стратиграфического расчленения континентального плейстоцена и голоцена Северной Америки.

При сопоставлении прежде всего хорошо видно, что конец устойчивого похолодания в океане четко совпадает с достижением Черным морем и, как мы считаем, океаном максимально низкого уровня. Это событие имело место около 18 тыс. лет назад, в конце последней стадии оледенения вудфорд. Начало устойчивого потепления американские авторы датируют возрастом 12 500 лет назад, концом вудфорда и началом интервала тукрик — первой стадии дегляциации последних ледников висконсина. Это отвечает началу трансгрессии океана и таких связанных с ним внутренних бассейнов, как моря Черное и Средиземное. Таким образом, мы теперь дату около 12 500 лет назад достаточно уверенно можем считать началом последней эвстатической трансгрессии Мирового океана.

Богатый материал по шельфовым разрезам Черного моря позволил проследить в деталях развитие первых, наиболее интенсивных стадий этой трансгрессии. На Черном море, например, было показано, что ко времени около 7 тыс. лет назад его уровень достиг отметки —30 м. Это значит, что за 5,5—6 тыс. лет он поднялся на 50—60 м, а скорость подъема при этом достигла почти 1 м в столетие. Такая же скорость теперь считается установленной для позднплейстоценовой трансгрессии Мирового океана в целом.

За это время на шельфах внутренних морей типа Черного моря накопилась толща отложений, часто довольно мощная, представляющая

собой типичную трансгрессивную серию осадков. На шельфах же океанов происходил в основном перемыв и переотложение рыхлых пород континентального плейстоцена и формирование тех реликтовых в своей основе отложений, которые преобладают там сейчас. Представляется возможность детально описать последние этапы плейстоценового развития Черного моря, рассматривая его как модель океана.

Прежде всего надо отметить, что сейчас четко выделяются стадии трансгрессии Черного моря. На первой стадии, когда накапливались так называемые средние новозвксинские слои, быстрый подъем уровня шел без повышения солености бассейна, т. е. только за счет увеличения притока с суши, а значит, он является прямым следствием таяния северо-европейских ледников. При этом сток этих вод через Босфор на первых этапах еще преодолевал возникающий подпор со стороны Мраморного моря, уровень которого также поднимался быстро. Первые слабые признаки отдельных проникновений соленых и изотопно (по кислороду) более тяжелых вод Средиземного моря ощущаются здесь около 8500 лет назад. На континенте этой первой стадии трансгрессии Черного моря отвечает время стаивания наибольших объемов льда в бёллинге, аллерёде, верхнем дриасе. Таким образом, бóльшая часть отложений, накапливавшихся в начале трансгрессии (средне-новозвксинские слои), отвечает самым верхним горизонтам континентального плейстоцена.

Выше в Черном море в пределах толщи новозвксинского горизонта максимально быстрой трансгрессии хорошо выделяется верхне-новозвксинский слой осадков слабо-солонявшегося бассейна. Такой горизонт выделяется и в разрезах морских отложений Средиземного моря. Кровля новозвксинских слоев, датируемая сейчас возрастом 7—8 тыс. лет, как известно, в черноморских разрезах проявлена очень четко. Действительно, это было время, когда подпор поднимающихся вод Мраморного моря одолел ослабевший сток из Черного моря и соленые, теплые средиземноморские воды хлынули в черноморскую впадину. Начиная с этого момента подъем уровня Черного моря резко, почти вдвое, замедлился (30 м за 7 тыс. лет). Если сопоставить с континентальным последним ледником, то окажется, что это конец бореала или нижнего голоцена, который выделяется также и в морских отложениях Средиземного моря.

Материалы исследований океана показывают, что в разрезах океанических осадков сейчас вырисовывается по существу такое же деление самых верхов плейстоцена на мелкие горизонты, отражающие стадии быстрого изменения палеогеографии и суши и океана. Такие горизонты по данным палеоклиматического фораминиферового анализа осадков, например Карибского моря [Beard, 1973], хорошо параллелизуются с выделенными на суше стадиями поздневисконсинских ледников тукрик и валдер. Интересно отметить, что американские исследователи эти последние стадии, конец которых датируется возрастом около 7 тыс. лет, относят еще к концу висконсина, считая, что он должен соответствовать концу дегляциации. В разрезах океанических осадков кровля висконсина в соответствии с этим в ряде случаев проводится по горизонту, состав фораминифер которого близок к современному комплексу, а не по первым признакам увеличения роли теплолюбивых форм.

Таким образом, граница резкого изменения условий осадконакопления около 7 тыс. лет назад хорошо выделяется и в некоторых океанических разрезах, и в разрезах внутриконтинентального Черного моря. Этот рубеж сейчас представляется, особенно в морских позднечетвертичных отложениях, естественной границей между голоценом и плейстоценом, отвечающей всем критериям хроностратиграфической границы. Это и понятно, так как в морях и океанах в первую очередь, конечно, должны были запечатлеться такие события палеогеографии суши, как

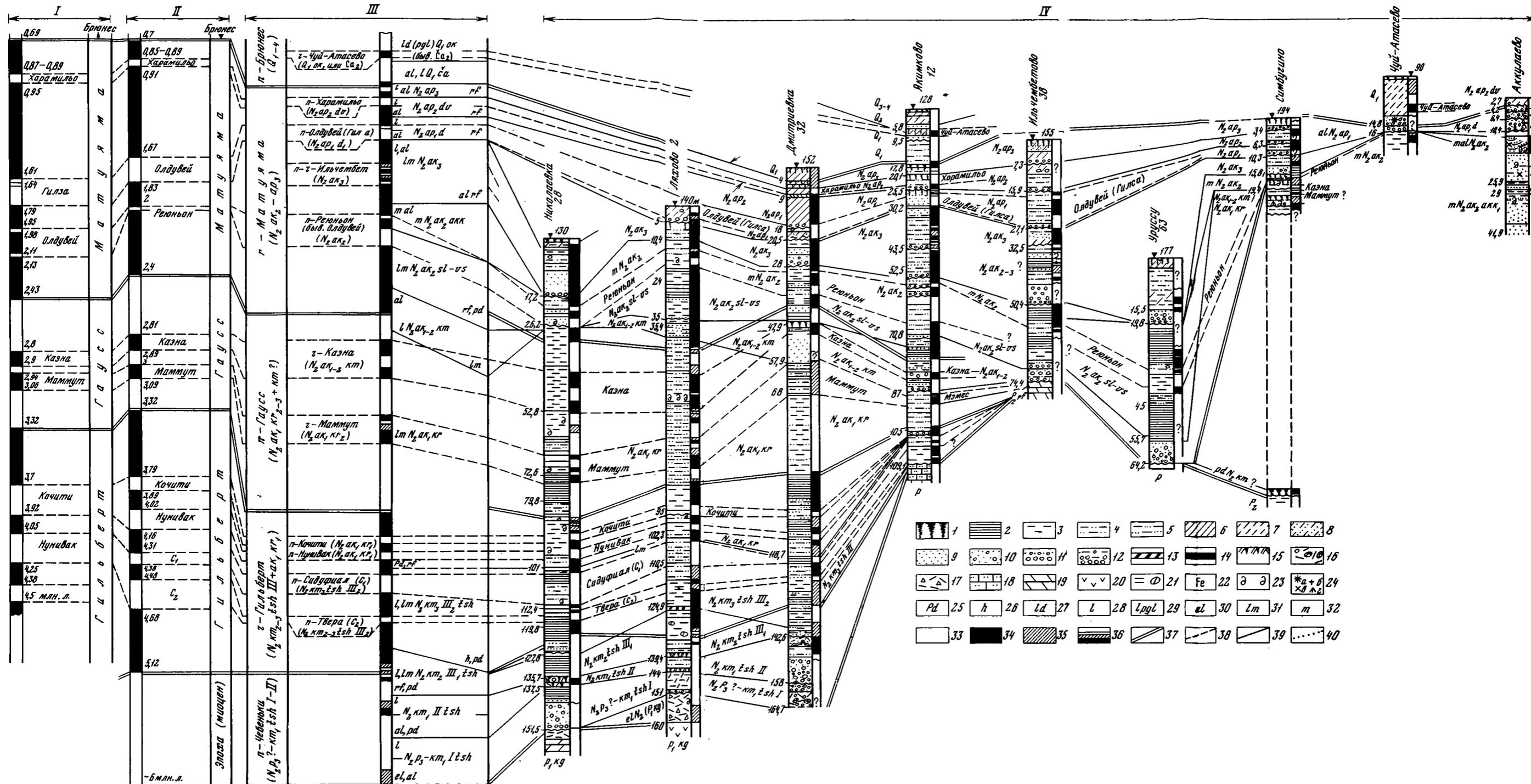


Рис. 2. Сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена вледниковой зоны Предуралья со схемой сопоставления частных палеомагнитных разрезов [В. Л. Яхимович и Ф. И. Сулейманова, 1977 г.]

- 1 — почва;
- 2 — глина тяжелая аргиллитоподобная;
- 3 — глина средняя;
- 4 — глина алевритистая;
- 5 — алеврит;
- 6 — суглинок тяжелый;
- 7 — суглинок средний;
- 8 — супесь;
- 9 — песок;
- 10 — песок с галькой;
- 11 — галечник с песчаным заполнителем;
- 12 — галечник с глинистым заполнителем;
- 13 — глина углистая или уголь глинистый;
- 14 — бурый уголь;
- 15 — погребенная почва;
- 16 — перемятая кора выветривания с галькой;
- 17 — кора выветривания с щебнем разрушенной породы;

- 18 — песчаник;
- 19 — доломит;
- 20 — гипс;
- 21 — конкреции и прослон сидерита;
- 22 — ожелезнение;
- 23 — раковины моллюсков;
- 24 — места сбора остатков мелких млекопитающих: а — тираспольского фаунистического комплекса, б — одесского, в — хяпровского, г — то же, с молдавскими элементами;
- 25 — почва;
- 26 — болотные отложения;
- 27 — озерно-делювиальные образования;
- 28 — озерные осадки;
- 29 — озерные осадки перигляциального типа;
- 30 — аллювий;
- 31 — лиманные отложения (пресноводные и солоноватоводные);

- 32 — морские осадки;
 - 33 — прямая остаточная намагниченность;
 - 34 — обратная;
 - 35 — аномальная;
 - 36 — знакопеременные зоны;
 - 37 — эпох палеомагнитной полярности;
 - 38 — палеомагнитных эпизодов;
 - 39 — стратиграфических подразделений;
 - 40 — отдельных маркирующих разновозрастных пачек
- Региональные горизонты Предуральской схемы: чуй-атасевский (Q1), давлекановский (N2ap1), демский (N2ap1), аккулаевский (N2ak1), злим-васильевский (N2ak2), кумурлинский (N2ak1-2), карламенский (N2ak1); III чебыньковский (N2kt3-2), II чебыньковский (N2kt1), I чебыньковский (N2p3-kt1)

- I — палеомагнитная шкала Кокса [Cox, 1969];
- II — уточненный вариант палеомагнитной шкалы, разработанный коллективом авторов [Shackleton, Opdyke, 1973; Berggren, Burckle, Cita, Funnell e. a., 1974—1976];
- Цифры слева от колонки обозначают глубины залегания слоев, рекомендованный рабочей группой INQUA по основным подразделениям квартера;
- III — сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена вледниковой зоны Предуралья [Яхимович, Сулейманова, 1978];
- IV — корреляционная часть к магнитостратиграфическому разрезу Предуралья [Яхимович, Сулейманова, 1978 г.]

конец или начало дегляциации, которым соответствует начало или конец (замедление) трансгрессии. Тот или иной рубеж может быть выбран в качестве границы. Мы вслед за упомянутыми американскими авторами считаем логичным конец плейстоцена в морских разрезах позднеледникового связывать с концом дегляциации на суше и датировать границу голоцен—плейстоцен возрастом 7—8 тыс. лет назад. Как показывает анализ имеющегося фактического материала, в таких разрезах нет достаточно четкого маркирующего горизонта с возрастом 10 тыс. — 11 тыс. лет или он выражен слабо. По существу это лишь изохронная поверхность, которую часто невозможно выделить.

Исследование шельфовых разрезов внутриконтинентальных морей, таких, как Черное, Белое и другие, позволило показать, что морской голоцен современных шельфов может быть расчленен с такой же степенью детальности, как и континентальный голоцен, скажем, Северной Европы. Особенно четко выделяются обычно слои, отвечающие времени климатического оптимума. Они выделяются по комплексам макрофауны, микрофлоры, спорам и пыльце, а также и литологически. В частности, в Черном море климатическому оптимуму на суше отвечало время максимального накопления сапропелеподобных осадков так называемого каламитского горизонта. В разрезах внутренней части Белого моря этот горизонт хорошо маркируется по фаунистическим и флористическим признакам [Медведев и др., 1968]. Интересно отметить, что в морях горизонты, отвечающие обстановке климатического оптимума, соответствуют самому концу атлантического периода, а частично даже и суббореалу голоцена Северной Европы. Нам кажется это характерной особенностью взаимосвязи событий на континенте и в морском бассейне, когда последние несколько запаздывают по отношению к первым.

Между слоями, отвечающими верхам атлантического периода (на Черном море это каламитские слои), и кровлей плейстоцена обычно выделяются горизонты, типично переходные от плейстоцена к голоцену как по фауне и флоре, так и по литологическим признакам. Выше слоев климатического оптимума, кровля которых обычно датируется возрастом около 3 тыс. лет назад, залегают слои собственно современных осадков, отвечающих по составу фауны и флоры и по литологии современным условиям осадконакопления в бассейнах.

Таким образом, морской голоцен, во всяком случае в разрезах внутриконтинентальных морей, делится, по крайней мере, на три горизонта, так же, как и континентальный голоцен, например в Северной Европе.

Насколько сейчас можно судить, в разрезах осадков океана такое детальное расчленение голоцена можно представить себе с трудом. В глубоководных разрезах мощность его мала, а на шельфах, где широко распространены реликтовые осадки, оно невозможно. На океанских шельфах сравнительно мощный голоцен имеется лишь там, где идет интенсивное осадконакопление, например в тропических районах, прилегающих к устьям крупных рек.

В связи со сказанным вопрос о детальной расшифровке голоценовой истории океанских шельфов затруднен. Тем более что, по-видимому, в это время начались некоторые расхождения в ходе поднятия уровня океана и внутренних морей, связанные с общим замедлением гляциоэвстатической трансгрессии. Так, например, большинство исследователей сходятся сейчас в том, что около 7 тыс. лет назад, когда уровень Черного моря был на отметках —30 м, уровень океана уже поднялся до —15 [Surgey, 1970], а может, даже —10 м. Эти расхождения хорошо видны на приводимой нами кривой колебаний уровня океана и Черного моря в позднечетвертичное время (см. рис. 2). Следует отметить, что размах этих колебаний во внутреннем море меньше и вообще все изменения

уровня там менее резки, чем в океане. Последние 7 (некоторые считают 5—6) тыс. лет трансгрессия резко замедлилась и уровень океана постепенно поднялся до современного.

Известно, что существует большая группа исследователей террас побережий, которая вслед за Файрбриджем [Fairbridge, 1961], а у нас П. В. Федоровым [1978] считает, что последние 5—6 тыс. лет уровень океанов и морей несколько раз превышал современный и падал ниже его. В основе этих взглядов лежит представление, что любые изменения климата существенно отражаются на уровне моря. Однако количественным анализом это не доказано, и основным аргументом в пользу такого мнения остаются террасы. Изучение морских разрезов голоценовых осадков шельфов обычно не позволяет выявить в их строении признаков именно эвстатических колебаний уровня. Те изменения в составе осадков, которые имеются, носят чаще всего местный характер и связаны с новейшей тектоникой конкретных участков побережья.

В заключение хотелось бы еще раз обратить внимание на то, что позднплейстоценовые и голоценовые морские разрезы шельфов внутриконтинентальных морей уже сейчас могут считаться опорными, соперничая в этом отношении с континентальными. Вероятно, по мере накопления материалов о строении разрезов краевой зоны шельфов внутриконтинентальных бассейнов мы вправе ожидать, что такие же опорные разрезы появятся и для более глубоких горизонтов плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Внучков В. А., Каплин П. А., Шлюков А. И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря.— ДАН СССР, 1976, т. 228, № 4.
- Захаров Л. А. Донные осадки шельфа Южной Америки между реками Амазонка и Ориноко.— Океанология, 1974, т. 14, № 1.
- Каплин И. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Марков К. К., Бардин В. И., Лебедев В. Я. и др. География Антарктиды. М.: Мысль, 1968.
- Невесская Л. А., Невесский Е. Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднчетвертичное время.— ДАН СССР, 1961, т. 136, № 5.
- Медведев В. С., Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 2.
- Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.
- Шимкус К. М. Донные осадки Средиземного моря и его позднчетвертичная история.— В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975.
- Щербаков Ф. А., Куприн И. Н., Потапова Л. И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978.
- Щербаков Ф. А. Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях.— В кн.: Палеогеография и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979.
- Allen J. R. L. Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1964, vol. 49.
- Beard Y. H. Pleistocene — Holocene boundary and Wisconsinian substage, Gulf of Mexico.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, mem. 136.
- Currey J. R., Moore D. G., Balderston R. W., Stride A. M. Continental margin of Western Europe; slope progradation and erosion.— Science, 1966, vol. 154, N 3746.
- Currey J. R. Late Quaternary sea level: a discussion.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81.
- Duncan J. K., Fowler G. A., Kulm L. D. Planctonic foraminiferan-radiolarian ratio and Holocene-Late Pleistocene deep-sea Stratigraphy off Oregon.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81.
- Emery K. O. Relict sediments on continental shelves of the world.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, vol. 52.
- Fairbridge R. W. Eustatic changes of sea level.— Physics and Chemistry of the Earth, 1961, vol. 4.
- Sholten R. The Role of Bosphorus in Black Sea Chemistry and Sedimentation.— In: The Black Sea: its geology, chemistry and biology: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. Tulsa (Okla.), USA, 1974.
- Swift D. J. P., Stanley D. J., Currey J. R. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration.— J. Geol., 1971, vol. 79, N 3, p. 329—346.

УДК 551.782.2+551.79 : 56(118,2) (470,57)

В. Л. ЯХИМОВИЧ, Ф. И. СУЛЕЙМАНОВА

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПЛИОЦЕНА И НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ПРЕДУРАЛЬЯ

Совместные стратиграфические, биостратиграфические и палеомагнитные исследования, проводившиеся в Предуралье за последние 10 лет, позволили к 1978 г. построить сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена для внеледниковой его зоны. В основу этого сводного разреза положены результаты изучения керна скважин, пробуренных Западно-Башкирской комплексной геологической экспедицией Башкирского территориально-геологического управления, вскрывших те или иные горизонты кинельской свиты (или всю свиту), морского акчагыла, апшерона и плейстоцена, а также некоторых обнажений акчагыла и более молодых горизонтов плиоцена и плейстоцена.

Для создания сводного разреза использованы частные палеомагнитные разрезы, построенные по скважинам: Николаевка 28 (вскрыла изучаемые отложения на глубину 151,5 м), Ляхово 2 (глубина 160 м), Дмитриевка 32 (165 м), Якимково 12 (109 м), Ильчембетово 38 (74,5 м), Уруссу 63 (64,2 м) и разрезы у деревень Симбугино (30 м) и Чуй-Ата-сево (20 м). Местоположение этих разрезов показано на обзорной карте (рис. 1). Другие, менее полные стратиграфические разрезы, как и те, изучение которых не завершено, здесь не приводятся. На схеме сопоставления разрезов (рис. 2, на вклейке) приведен разрез Аккулаево как хорошо палеонтологически датированный.

Монолиты для палеомагнитных исследований отбирались в виде кубической формы образцов с гранью 5 см непосредственно при проходке скважины. Детальность опробования была высокой. Так, по скв. Ляхово 2 до глубины 160 м взято 716 монолитов, по скв. Дмитриевка 32 до глубины 149 м — 744 монолита, по скв. Якимково 12 до глубины 109 м — 503 монолита, т. е. 4,5—5 монолитов на 1 погонный метр проходки. В других скважинах частота отбора была ниже: по скв. Николаевка 28 при глубине опробования 142 м отобрано 270 монолитов, по скв. Ильчембетово 38 с интервала мощностью 44,5 м взято 94 монолита, т. е. и здесь на 1 м приходится по 2 монолита. При наличии мощных прослоев песков и галечников в скважинах Ильчембетово и Уруссу остались неопробованными отдельные интервалы.

В обнажениях монолиты отбирались с шагом в 10—30 см по 4—7 образцов в ряд.

Расчленение изученных разрезов, проведенное сотрудниками Лаборатории стратиграфии кайнозоя Института геологии БФАН СССР литолого-стратиграфическими и биостратиграфическими методами, позволило выделить в разрезах снизу вверх следующие горизонты.

1. *Плиоценовую кору выветривания*, лежащую на кунгуре и частично перемытую (видимо, на склоне). Плиоценовый возраст ее определя-

ется залеганием под кинельской свитой и подтверждается спорово-пыльцевыми спектрами еl N₂ (скв. Ляхово 2).

2. I чебеньковский горизонт, условно относимый к верхнему понту (?) — нижнему киммерию, в нижней части представленный аллювием, выше озерно-болотными отложениями — al, hl N₂p, (?) — km, tsh I (скв. Николаевка 28, Ляхово 2, Дмитриевка 32).

3. II чебеньковский горизонт, тоже условно относимый к киммерию, представленный в нижней части аллювием или болотной почвой, а выше озерного типа алевритисто-глинистыми осадками — al, pd, l N₂km, tsh II (скв. Николаевка 28, Ляхово 2, Дмитриевка 32).



Рис. 1. Обзорная карта Западной Башкирии

1—9 — изученные разрезы: 1 — скв. 28 у д. Николаевки, 2 — скв. 2 у д. Ляхово, 3 — скв. 32 у птицефермы с. Дмитриевка, 4 — скв. 12 у д. Якимково, 5 — скв. 38 у д. Ильчембетово, 6 — скв. 63 у с. Уруссу, 7 — разрез в овраге у д. Симбугино, 8 — разрез на р. База у д. Чуй-Атасево, 9 — разрез в карьере у д. Аккулаево

носных болотных осадков¹, а выше он представлен озерными или лиманными отложениями с конкрециями и прослоями сидерита — rd, h, l, lm N₂ km₃ tsh III₂.

5. Карламанский горизонт раннего акчагыла, сложенный озерными, пресноводными и солоноватоводными, обычно тонкослоистыми глинистыми и алевритистыми осадками, содержит комплекс пресноводных остракод, широко распространенных в плиоцене, и типичные акчагыльские солоноватоводные и морские виды родов *Leptocythere*, *Loxosopona* и *Canzona*. Кроме того, в нем встречаются пресноводные моллюски с *Amphimelania impressa* V. Bog., *Valvata uralica* G. Ppv., *V. naticina* Menke, *V. pronaticina* Lindh., *Viviparus romaloi* Cob. и другими. Из верхней морской части горизонта известны фораминиферы *Criboelphidium heterocameratum* Volosh., *Elphidium* ex gr. *subarcticum* Cushman. и др.

¹ В более ранних работах границу подгоризонтов мы проводили над rd или пачкой углей.

4. III чебеньковский горизонт, относимый к позднему киммерию ввиду наличия в нем среди комплекса широко распространенных в плиоцене остракод отдельных видов, характерных для продуктивной свиты Азербайджана и красноцветной толщи Туркмении, а также присутствия раннекинельской флоры понт-киммерийского типа [Яхимович, Немкова, Дорофеев и др., 1965].

После находок остатков грызунов хапровского фаунистического комплекса на Урыве совместно с флорой кривоборского типа возникли сомнения в киммерийском возрасте III чебеньковского горизонта. Однако результаты палеомагнитных исследований (формирование его в палеомагнитную эпоху Гилберта) не позволили отнести его даже к низам акчагыла. В нем выделяют два подгоризонта: нижний, начинающийся погребенной почвой или небольшим горизонтом размыва, выше залегают озерные или пресноводные лиманные осадки — rd, l, lm N₂ km₂ tsh III₁. Верхний подгоризонт имеет в основании следы погребенной почвы или пачку угленосных болотных осадков¹, а выше он представлен озерными или лиманными отложениями с конкрециями и прослоями сидерита — rd, h, l, lm N₂ km₃ tsh III₂.

[Яхимович, Немкова, Дорощев, 1965]. Карламанский горизонт в палеомагнитном отношении изучен по скважинам Николаевка 28, Ляхово 2, Дмитриевка 32. Он отвечает первой, или ранней, акчагыльской ингрессии — I, Im N₂ak₁kg.

6. *Кумурлинский горизонт*, представленный осадками регрессивной фазы раннеакчагыльской ингрессии — лиманными, озерными, застойными лиманными, гидроморфными почвами, аллювием (pd, l, al). Остракоды в нем в основном пресноводные; пресноводные моллюски аналогичны встреченным в нижних слоях карламанского горизонта (комплекс с *Amphimelania impressa* V. Vog.).

Кумурлинский горизонт вскрыт упомянутыми выше скважинами, а в аллювиальных фациях также в скважинах: Якимково 12, Ильчёмбетово 38 (?), Уруссу 63 и в овраге Симбугино. В последнем обнажении из него изучены: прекрасная флора позднекинельского типа, остракоды, левантинские униониды и другие моллюски, фауна мелких млекопитающих хапровского типа с элементами молдавской.

Между кумурлинским горизонтом и лежащим выше горизонтом фиксируется четкий перерыв или размыв. На этом рубеже происходит и смена флоры кинельского типа типичной акчагыльской. В связи с изложенным этот горизонт обычно рассматривался еще как раннеакчагыльский. Однако среди фауны мелких млекопитающих в нем присутствует *M. pliocenicus*, появляющийся в среднем акчагыле. Поэтому кумурлинский горизонт датирован как пограничные слои нижнего—среднего акчагыла — N₂ak₁₋₂km.

7. *Зилим-васильевский горизонт* фиксирует новое подтопление речных долин. Его образуют пресноводные озерно-лиманные осадки с границей размыва в основании, вверху переходящие в солоноватоводные, что хорошо прослеживается по появлению солоноватоводных остракод — Im N₂ak₂sl-vs.

Комплекс найденных остракод и пресноводных моллюсков — обычный акчагыльский. Переход в морские акчагыльские отложения постепенный, отмечается появлением раковин *Cerastoderma* и *Avimactra*. Отметим, что во всех изученных по скважинам палеомагнитных разрезах мощность зилим-васильевского горизонта оказалась незначительной.

8. *Морской средний акчагыл*, отвечающий по времени максимуму акчагыльской ингрессии, при попытке его детального расчленения в Предуралье назван *аккулаевским горизонтом* [Яхимович, Немкова, Вербицкая и др., 1970; Сухов, 1970; Немкова, Попов и др., 1972]. Аккулаевский горизонт (в стратотипическом разрезе) подразделен на два подгоризонта, неравнозначных по объему. Нижний — типичные морские осадки с *Cerastoderma* и *Avimactra* — m N₂ak₂akk₁, а верхний дельтовый, содержащий морскую и пресноводную фауну. Среди последней характерно наличие унионид левантинского типа — mal N₂ak₂akk₂. В обоих подгоризонтах встречены остатки мелких млекопитающих хапровского фаунистического комплекса [Сухов, 1970; Немкова, Попов и др., 1972].

9. *Горизонт верхнего акчагыла*, не получивший собственного названия как еще слабо изученная пачка отложений, отвечает фазе регрессии вод среднего акчагыла. В нижней части это солоноватоводные лиманные осадки, переходящие вверх в пресноводные (скв. Ляхово 2, гл. 5 — 10,4 м). Местами это озерные образования (скв. Дмитриевка 32), или аллювиальные, вверх сменяющиеся озерными (Симбугино). В скв. Якимково 12 и Ильчёмбетово 38 между заведомо среднеакчагыльскими и нижнеапшеронскими отложениями залегают две подобные пачки пресноводных отложений, начинающиеся аллювием — al, l, Im, al N₂ak₃. В Симбугинском разрезе в аллювии обнаружено немного остатков мелких млекопитающих хапровского типа (корнезубые формы).

10. *Демский горизонт* нижнего апшерона, подразделяющийся на два подгоризонта. Нижний горизонт в стратотипическом разрезе аллювиальный, содержащий остатки млекопитающих одесского фаунистического комплекса с *Lagurus (Lagurodon) cf. praerapponicus* Toračevski, *Allophajomys cf. pliocenicus* Kormos, *Mimomys (Cheria) gracilis jachimovicii* Such., *Ellobius* sp. и др., а также пресноводных моллюсков с *Bogatschevia ex gr. sturi* (M. Hörn.). Местами это озерные образования.

Верхний подгоризонт представлен озерными и озерно-делювиальными осадками перигляциального типа, не содержащими фауны. Горизонт вскрывается скважинами и в обнажениях.

11. *Давлекановский горизонт* среднего апшерона, тоже подразделяющийся на два подгоризонта и содержащий остатки млекопитающих одесского комплекса в нижнем аллювиальном подгоризонте. Его верхний озерный подгоризонт фауны не содержит.

12. *Горизонт верхний апшерон* пока не имеет собственного названия, так как охарактеризован лишь отдельными спорово-пыльцевыми спектрами. Это аллювий очень мелких рек, местами маломощные озерные осадки, залегающие под плейстоценовым покровом или непосредственно под современной почвой на междуречьях — $a_1, 1N_2ar_3$. Во впадинах древнего рельефа междуречий он встречается в основании общесыртовой свиты, расчленение которой в Предуралье только началось.

13. *Чуй-атасевский горизонт* нижнего плейстоцена, подразделяющийся на два подгоризонта: нижний аллювиальный, содержащий фауну тираспольского типа с остатками слона Вюста и эламотерия (на р. Ик у дер. Муллино), а также мелких млекопитающих с *Lagurus (Lagurus) transiens* (тираспольский зональный вид) у дер. Чуй-Атасево [Сухов, 1976]; верхний — озерно-делювиальный, перигляциального типа (ныне — окский горизонт).

Все названные выше горизонты в Предуралье получили ту или иную палеомагнитную характеристику по изученным разрезам. К сожалению, не все изученные разрезы стратиграфически полные и высокоинформированные в палеомагнитном отношении, но, они, кроме нижних — чебеньковских горизонтов, палеонтологически датированы, что не вызвало затруднений в их корреляции и позволило построить сводный магнитостратиграфический разрез (см. рис. 2).

В этом разрезе в плиоцене и нижнем плейстоцене Предуралья намечается 5 ортозон [Храмов, Молостовский, 1976]. Из них первая не охватывается шкалой Кокса, являясь более древней, чем эпоха Гилберта. В сводном магнитостратиграфическом разрезе, сопоставленном со шкалой Кокса, время образования первой ортозоны отнесено к пятой эпохе прямой палеомагнитной полярности. Она охватывает плиоценовую кору выветривания, полностью I и II чебеньковские горизонты и низы III чебеньковского горизонта. Однако верхняя ее граница пересекается с границей нижнего и верхнего подгоризонтов III чебеньковского горизонта. В ней обнаруживается r -магнитозона в верхней части II чебеньковского горизонта по двум скважинам, а в третьей скважине в самом основании имеется небольшая знакопеременная nr -магнитозона. Не зная полного ее стратиграфического объема (верхний понт? — киммерий) в региональной шкале Предуралья, ее можно назвать ортозоной n -Чебеньки ($N_2p?$ — km_1 , или $N_2 tsh I$ — $tsh II$). Первоначально трудно было определить место этой ортозоны в палеомагнитном разрезе мио-плиоцена Таманского полуострова, изученном М. А. Певзнером [1976]. Значительная мощность осадков, охваченных ортозоной n -Чебеньки (20—32 м), не позволила рассматривать время их образования, как отвечающее одному из эпизодов эпохи Гилберта. Предполагалось, что I и II чебень-

ковские горизонты окажутся аналогами части павлодарской свиты [Мац, Кравчинский, 1976].

В настоящее время этот вопрос оказался решенным однозначно в связи с исследованиями В. Н. Семененко и М. А. Певзнера по корреляции миоцена и плиоцена Черноморского и Каспийского бассейнов [1979], установившими связь понта с шестой эпохой обратной палеомагнитной полярности, а киммерия — с эпохами пятой (прямой) и Гилберт (обратной). Это подтвердило нижнекиммерийский возраст I и II чебеньковских горизонтов и средне-верхнекиммерийский — III чебеньковского горизонта.

Лежащие выше четыре ортозоны отвечают: *r*-Гилберт, *n*-Гаусс, *r*-Матуяма и *n*-Брюнес, в соответствии с палеомагнитными эпохами шкалы Кокса.

Где же фиксируются границы этих ортозон в региональном разрезе вневелдниковой зоны Предуралья и какова их структура?

Ортозона *r*-Гилберт прослежена по скважинам: Ляхово 2, Дмитриевка 32, Якимково 12 и Николаевка 28. Она охватывает большую часть III чебеньковского горизонта. Верхняя граница ее проходит в низах карламанского горизонта. Таким образом, ортозона охватывает средний — верхний киммерий и самые низы акчагыла (?). Поэтому индекс ее должен быть *r*-Гилберт ($N_2km_{2-3}tsh$ III — ak_1kr_1). Внутри ее прослеживаются магнитозоны прямой полярности, которые с определенной степенью условности могут быть сопоставлены с эпизодами Нунивак и Кочити шкалы Кокса и значительно лучше — с уточненной палеомагнитной шкалой, где вместо двух выделяются четыре эпизода: Кочити, Нунивак, C_1 (или Сидуфал) и C_2 (или Твера). Корреляция субзон по скважинам, показанная на рис. 2, более или менее приемлема ввиду близости их строения и стратиграфического положения в разрезах. Эти субзоны могут быть датированы: *n*-Твера и *n*-Сидуфал как N_2km_{2-3} , а Нунивак и *n*-Кочити как $N_2ak_1kr_1$, так как нижние из них зафиксированы в III чебеньковском горизонте, а верхние приурочены к нижней части карламанского горизонта нижнего акчагыла. Возможно, их следует выделять иначе, если поставить под сомнение нижеакчагыльский возраст низов карламанского горизонта, считая \dagger одновозрастными верхние слои киммерия и нижние акчагыла.

Ортозона *n*-Гаусс имеет нижнюю границу в нижней половине карламанского горизонта, а положение верхней ее границы непостоянно: оно меняется от верхов карламанского горизонта до нижних слоев зилим-васильевского, т. е. примерно отвечает границе нижнего и среднего акчагыла. В связи с этим общий стратиграфический индекс ее должен быть *n*-Гаусс $N_2ak_1kr_2-km$.

Внутри этой ортозоны выделяются две субзоны обратной полярности, сопоставляемые с эпизодами Маммут и Каэна шкалы Кокса.

Нижняя субзона, относимая к Маммут, располагается в средне-верхней части карламанского горизонта. Она чаще двойная, разделенная магнитозонной прямой полярности, иногда выделяется как знакопеременная *nr*-магнитозона, например в разрезе Дмитриевка 32. Обозначение ее следует принять как *n*, *nr*-Маммут $N_2ak_1kr_1$.

Верхняя субзона в ортозоне *n*-Гаусс $N_2ak_1kr_2-km$, образование которой связывается с эпизодом Каэна, приурочена в основном к кумурлинскому горизонту, соответственно индекс ее *n*-Каэна $N_2ak_{1-2}km$.

Следующая ортозона, последняя в плиоцене, сопоставляется по времени образования с эпохой обратной полярности Матуяма. Подошва ее близка к границе нижнего и среднего акчагыла, т. е. проходит в континентальных отложениях, сформировавшихся на их границе (кумурлинский горизонт, нижние слои зилим-васильевского горизонта).

Верхняя граница приурочена к подошве нижнего плейстоцена, т. е. проходит над апшероном. Ее индекс — r -Матуяма N_2ak_2 — ap_3 . В этой ортозоне снизу вверх выделяется несколько субзон прямой и знакопеременной полярности. Нижняя прямая субзона во всех разрезах sdвоенная, т. е. имеет две магнитозоны прямой полярности, разделенные одной обратной. При этом нижняя, бóльшая по мощности n -магнитозона, как правило, приходится на основание морских акчагыльских слоев, но в некоторых разрезах находится еще в зилим-васильевском горизонте. При очень сокращенной мощности осадков на периферии бассейна (особенно при наличии ископаемых почв) создается впечатление, что верхняя n -магнитозона попадает уже в ak_3 . Эту двойную субзону, вероятнее всего, следует сопоставлять с эпизодами Олдувей и обозначать n -Олдувей N_2ak_2 , ныне n -Реюньон N_2ak_2 .

Выше в некоторых разрезах прослеживается знакопеременная магнитозона, которую мы называли nr -Ильчембет N_2ak_3 . Она выявляется в разрезах скважин Якимково 12 и Ильчембетово 38 на одном и том же стратиграфическом уровне — внутри фазы регрессии акчагыльского моря, т. е. в осадках, которые при установившемся трехчленном делении акчагыла рассматриваются как верхнеакчагыльские. Еще выше в ортозоне r -Матуяма N_2ak — ap_3 проходит еще одна субзона прямой полярности, которая по стратиграфическому положению соответствует эпизоду Гилса. Она связана с основанием нижнего подгоризонта демского горизонта нижнего апшерона и поэтому индексируется n -Гилса N_2ap_1d , ныне n -Олдувей. В одних разрезах она имеет простое строение, в других (Ильчембетово, Якимково) эта субзона двойная.

Последняя, или верхняя, субзона прямой полярности в ортозоне r -Матуяма N_2ak_2 — ap_3 — субзона n -Харамильо $N_2ap_2dv_2$, связанная с верхним подгоризонтом давлекановского горизонта среднего апшерона (Якимково, Ильчембетово). Правда, в отдельных разрезах намечается еще одна магнитозона внутри верхнего апшерона, который еще недостаточно изучен (см. рис. 2, Якимково, Симбугино).

Последняя ортозона n -Брюнес Q_{1-4} здесь полностью не рассматривается. Однако следует отметить, что с нижней частью ее в Предуралье связывается эпизод обратной полярности, неизвестный в шкале Кокса. В разрезе у дер. Чуй-Атасево субзона обратной полярности в ортозоне n -Брюнес Q_{1-4} выявлена в озерно-делювиальных перигляциального типа суглинках, ныне называемых оским горизонтом (бывший верхний подгоризонт чуй — атасевского горизонта), непосредственно залегающих на аллювии чуй-атасевского горизонта (бывший нижний подгоризонт того же горизонта), который содержит остатки млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Аналогичная субзона выделена по скв. Якимково 12 и в других, не приведенных здесь обнажениях. Она названа r -Чуй-Атасево Q_{1ca_2} .

Описанный магнитостратиграфический разрез представляет первый опыт подобного обобщения проведенных палеомагнитных исследований, которые продолжаются. На рис. 2 совмещены биостратиграфическая и палеомагнитная корреляционные схемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Мац В. Д., Кравчинский А. Я. Палеомагнитная и палеонтологическая характеристика неоген-четвертичных отложений оз. Байкал и Окологбайкалья. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1976, ч. 3, Палеомагнетизм.
- Немова В. К., Попов И. Г., Попова-Львова М. Г. и др. Фауна и флора Аккулаево (опорный разрез среднего акчагыла — среднего апшерона Башкирии). Уфа: БФАН СССР, 1972.

- Певзнер М. А.* Палеомагнетизм мио-плиоцена Таманского полуострова.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1976, ч. 3. Палеомагнетизм.
- Семенов В. Н., Певзнер М. А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1979, № 1.
- Сухов В. П.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в БАССР. М.: Наука, 1970.
- Сухов В. П.* Мелкие млекопитающие тираспольского фаунстического комплекса низовья р. Белой (по разрезу Чуй-Атасево).— В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа: БФАН СССР, 1976.
- Храмов А. Н., Молоствовский Э. А.* Шкала геомагнитных инверсий и проблемы палеомагнитной стратиграфии.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1976, ч. 3. Палеомагнетизм.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К., Дорофеев П. И., Попова-Львова М. Г.* Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита).— В кн.: Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Недра, 1965, т. II, ч. 2.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К., Вербицкая Н. П.* и др. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозое.— В кн.: Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Наука, 1970, т. II, ч. 3.

УДК 551.7(47.45)

Э. И. ДЕВЯТОВА, А. В. РАУКАС, Р. А. РАЯМЯЭ, Г. И. ХЮТТ

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ РАЗРЕЗ ПАСЬВА (р. ВАГА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ) И ЕГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Усовершенствование палинологического метода исследований до видовых определений спор и пыльцы и введение в практику геологических работ изотопно-геохимических и физических методов датирования показали, что история позднего плейстоцена несравненно сложнее, чем она представлялась до сих пор. Это относится также к восточным окраинам Балтийского шита, где в последние годы, помимо отложений микулинского межледниковья, выявлены отложения, отнесенные к средневалдайскому межледниковью [Девятова, Пуннинг, 1976; и др.] и установлена самостоятельность поздневалдайского оледенения. Это обстоятельство потребовало пересмотра существующей стратиграфической схемы, переоценки возраста некоторых разрезов, относимых ранее к микулинскому межледниковью, пересмотра границ оледенений, а также характера и границ межледниковых озерных и морских водоемов.

Один из ключевых районов с великолепными верхнеплейстоценовыми разрезами, зонами краевых ледниковых образований и береговых форм рельефа межледниковых водоемов — Архангельская область. В 1973 г. между Институтами геологии Карельского филиала АН СССР и Академии наук Эстонской ССР заключен договор о научном содружестве для совместной разработки проблемных вопросов стратиграфии позднего плейстоцена этой территории, одним из результатов которой является настоящая статья. Палинологический анализ проведен и соответствующая часть текста данной коллективной статьи написана Э. И. Девятовой, литологическая — А. В. Раукасом, радиоуглеродные определения выполнены и интерпретированы Р. А. Раямяэ и термолюминесцентные — Г. И. Хютт.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Изученный разрез расположен в среднем течении р. Вага, притока Северной Двины. Впервые он обследован Б. П. Лихаревым [1933], но особую известность приобрел после исследований А. П. Жузе и В. С. Порецкого [1937]. В 1 км выше р. Колешка, напротив д. Кулига, в правобережном обрыве р. Вага, на морене мощностью 3,5 м ими была выявлена сложно построенная толща пресноводных и морских отложений, перекрытых ленточнослоистой глиной. В результате изучения диатомовой флоры А. П. Жузе и В. С. Порецкий пришли к выводу о межледниковом характере надморенных отложений, принадлежности их к бореальным отложениям севера Европейской части Союза и сопоставимости с земским межледниковьем. Этот вывод был подкреплен анализом пыльцы, выполненным И. М. Покровской [1937] и В. П. Гричуком [1949].

Необходимость нового комплексного изучения разреза вызвана тем, что в непосредственной близости от него, ниже р. Колешка, примерно в таких же условиях залегания установлены органогенные отложения, вероятно, средневалдайского возраста [Девятова, Пуннинг, 1976].

Строение разреза, изученного нами, отличается от описанного А. П. Жузе и В. С. Порецким лишь в деталях. Осадки были вскрыты двумя расчистками с перекрытием по средней его части. В расчистке Пасьва 1 правобережного обрыва р. Вага, напротив северо-восточной окраины дер. Кулига, в 0,5 км выше р. Колешка и в 0,3 км ниже руч. Пасьва, сверху вниз обнажены:

	Мощность, м
1. Желтый сыпучий алевритовый песок, охваченный почвообразовательными процессами	1,05
2. Желтый горизонтальнослоистый алевритистый песок	0,75
3. Темно-серая глина с ленточноподобной слоистостью	1,80
4. Серый песчанистый алеврит с горизонтальными прослойками песка и глины	2,0
5. Косослоистый светло-бежевый алевритистый песок с прослойками и линзами желтого мелкозернистого песка с примесью гравия и мелкой гальки. Местами наблюдаются смещения слоев — следы подводных оползней. Падение слоев (5—10°) в сторону современного течения реки	3,55
6. Темно-серая уплотненная гиттия (гумусированный алеврит) с тонкими прослойками и линзами серого алеврита и тростникового торфа (на гл. 9,70 м)	0,60
7. Светло-бежевый алевритистый песок с линзами мелкозернистого песка и гиттии	2,10
8. Черный хорошо разложившийся уплотненный древесный торф с ветками деревьев. Контакт с подстилающими породами четкий	0,75
9. Голубовато-серая глина с включениями растительного детрита и мелких фрагментов раковин моллюсков, в верхних 15 см с пятнами ожелезнения	0,35
10. Черный хорошо разложившийся уплотненный листоватый торф с ветками деревьев	0,13
11. Светло-бежевый мелкозернистый песок	0,30

Для вскрытия подстилающих слоев в том же береговом обрыве, в 60 м ниже по течению р. Вага, была заложена другая расчистка (Пасьва 2), в которой начиная с кровли слоя 8 предыдущего разреза прослеживались следующие отложения:

8. Черный хорошо разложившийся сильно уплотненный торф с многочисленными включениями веток и стволов деревьев, нередко уплощенной формы	0,75
9. Голубовато-серая глина с обильной примесью растительного детрита и мелких фрагментов раковин моллюсков; в сухом состоянии разбивается на полигональные отдельности	1,47
10. Темно-серая сильно ожелезненная уплотненная гиттия	0,08
11. Вверху (около 15 см) темно-коричневый уплотненный песчанистый алеврит с углистыми примазками, книзу светло-серый горизонтальнослоистый сыпучий алевритовый песок	1,40
12. Ожелезненный алеврит с примесью гравия и мелкой гальки в подошве, нижний контакт резкий, с размывом	0,20
13. Вверху (около 20 см) темно-серый глинистый алеврит, книзу темно-серая или коричневатая ленточнослоистая глина с линзами коричневой морены	3,0
14. Красновато-бурая плотная суглинистая морена	2,05
15. Пески нижеустынской свиты татарского яруса перми, до уреза воды и ниже	2,10

Итак, на нижеустыньских песках (слой 15) залегает характерная для данного района богатая гравием и галькой основная морена (слой 14). Содержание галечной фракции составляет в ней около 7%. Крупные валуны в морене редки. Среди галек преобладают обломки карбонатных пород (88,7%). Обломки пород в морене сравнительно хорошо окатаны, что свидетельствует о длительном транспорте материала. Средние коэффициенты окатанности по пятибалльной системе составляют для

обломков карбонатных пород 1,5, а для кристаллических — 1,8. Нередко встречаются черные окремненные известняки, указывающие на привнос материала с северо-востока, т. е. новоземельским потоком ледника. Это подтверждается ориентировкой галек. На составленной роз-диаграмме наиболее четкий максимум выявляется по азимуту 40° (220°), несколько менее четкий — по азимуту 10° (190°). При выяснении генезиса морены большой интерес представляет нижний контакт, где наблюдаются пре-красные следы «растаскивания» материала, говорящие в пользу континентального генезиса морены. В коренных песках нередки инъекции морены в виде линз и моренных клиньев, аналогичных описанному А. Дрейманисом [Dreimanis, 1969] в Северной Америке. В нижней части морены в свою очередь обнаруживаются многочисленные прослойки и гнезда нижнеустыинских песков. О возрасте морены имеются разные мнения. А. П. Жузе и В. С. Порецкий [1937] считали ее рисской, геологи, проводившие в том районе геологическую съемку, — калининской. Наши материалы свидетельствуют в пользу первого предположения.

Кровля морены вверх по течению реки погружается под урез воды и в расчистке Пасьва 1 вместо морены в основании четвертичной толщи вскрыт базальный горизонт в виде слабо сцементированного грубозернистого песка с обильной примесью гравия и гальки. В расчистке Пасьва 2 на морене залегают позднеледниковые озерно-ледниковые глины (слой 13), генетическая связь которых с мореной подтверждается постепенным переходом и наличием в глинах линз морены. Следует отметить, что глинами эти отложения можно назвать лишь условно, так как содержание собственно глинистых частиц (меньше двух микрон) в них составляет менее 5%. Глина слоя 9 характеризуется незначительным содержанием песчаных частиц (0,6%), но значительным участием крупного (4,0%) и особенно мелкого (25,4%) алеврита. Содержание фракции $< 0,001$ мм составляет 15,7%, фракции 0,001—0,002 мм 13,8%, фракции 0,002—0,005 мм — 21,4% и фракции 0,005—0,01 мм — 19,1%. Морской генезис осадков очевиден из состава диатомовой флоры [Жузе, Порецкий, 1937].

Лежащие выше отложения (слои 8—5), судя по текстуре и литологическому составу, а также по отсутствию диатомовой флоры, являются аллювиальными, из них осадки слоев 8—6 старичного и пойменного, а слоя 5 — руслового типа. Стратиграфически выше аллювиальных отложений залегают озерные (слой 4) и озерно-ледниковые (слои 2—3) отложения. Завершают разрез старичные или пойменные голоценовые (?) отложения (слой 1), которые в кровле сильно изменены почвообразовательными процессами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

В морене, залегающей в основании пасьвинского разреза (слой 14, интервал 20, 80—18,75 м), встречено очень большое количество пыльцы, источником которой были осадки различного возраста. О ее аллохтонном происхождении можно судить не только по плохой сохранности, но и по гетерогенному составу (рис. 1). Наряду с пыльцой гипоарктических и бореальных растений встречена пыльца термофильных пород (*Quercus* sp., *Tilia* sp., *Sagrinus* sp.), а также дочетвертичная пыльца и споры, количество которых подчас доминирует. В сущности идентичный комплекс, но количественно более обильный выявлен в описанных выше озерно-ледниковых осадках (слой 13, интервал 18,75—15,75 м). Основу его и здесь образует переотложенный комплекс гетерогенного состава. Главным источником переотложения, по-видимому, были лихвинские отложе-

ния. Об этом свидетельствует большое количество пыльцы темнохвойных пород, в составе которых имеется *Abies* sp., и наличие споры *Onoclea* (одно зерно), кстати, отличной сохранности. Но большую часть пыльцы березы, возможно, следует отнести к комплексу, синхронному осадкам, тем более что ее дополняют *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Selaginella selaginoides*, *Lycoperidium pungens* и другие виды, свойственные гляциальной флоре. По-видимому, морская диатомовая флора (*Melosira sulcata*, *Coscinodiscus excentricus*, *Actinocyclus ehrenbergii* var., *Biddulphia aurita*), установленная в этих осадках А. П. Жузе и В. С. Порецким [1937], подобно пыльце, была переотложена из более древних отложений, эродированных ледником. В связи с этим уместно отметить, что диатомеи были встречены только в подошве этих отложений. Переотложенная пыльца и споры наблюдались также в слое 12 (интервал 15,75—15,55). Однако выше по разрезу (слои 11—1) уже доминирует, а нередко безраздельно господствует автохтонный комплекс пыльцы и спор, имеющий четкие индивидуальные особенности в каждом из выделенных интервалов.

Первый из таких комплексов (спорово-пыльцевая зона M_1), с преобладанием пыльцы ели (до 55%) и наличием пыльцы *Larix*, установлен в песчаных алевритах (слой 11, интервал 15,55—14,50 м). Последствия ледниковой эпохи прежде всего проявились в общем большом количестве пыльцы группы трав и кустарничков, пыльцы маревых и их характерном составе.

Второй комплекс (M_2) установлен в верхней части слоя песчаных алевритов (интервал 14,50—14,14 м). По составу он в той же мере переходного типа, как и предыдущий, но доминирует в нем пыльца березы (до 77%) с высоким содержанием *Betula pumila* L. в ее составе (до 25%). Переходный тип спектров подчеркивается составом всех остальных компонентов (см. рис. 1). Пыльца термофильных пород, встречаемая в первом и втором комплексах (*Quercus*, *Ulmus*), видимо, переотложена, так как очень сомнительно, чтобы термофильные элементы в это время могли входить в состав растительности бассейна р. Вага. Однако в третьем комплексе (M_3), выявленном в нижнем слое торфа (слой 10, интервал 14,15—14,07 м) и в нижней части глин разреза Пасьва 2 (слой 9, интервал 14,10—12,60 м, в разрезе Пасьва 1 этот комплекс соответствует только слою 9), пыльца этих пород, судя по доминирующим в нем компонентам лесного типа (ель, сосна, *Betula sect. Albae*, плауны, папоротники, уховниковые), явно залегает *in situ*.

Наметившееся в третьем комплексе преобладание пыльцы дуба в составе термофильных пород становится еще более очевидным в четвертом комплексе (M_{4a}). Последний соответствует большей части слоя глин в разрезе Пасьва 1 и глинам в разрезе Пасьва 2. Нарастание количества пыльцы древесных широколиственных пород (до 18%), преобладание пыльцы сосны (до 65%) и общее большое разнообразие флористического состава при несомненно доминирующей роли лесных видов — основные черты этого комплекса.

Вывод о морском генезисе глины основан на богатом комплексе морской диатомовой флоры, изученной А. П. Жузе и В. С. Порецким [1937]. Достаточно сказать, что 91% от общего числа форм составляют солоноводно-морские. Доминирующий комплекс представлен бореальными и бореально-атлантическими видами: *Coscinodiscus Hauckii* Gr., *Navicula forcipata* var. *nummularia* Grey., *N. humerosa* var. *constricta* Cl., *N. palpebralis* var. *minor* Gr., *Actinocyclus nebulosus* M. P., *Tropidoneis elegans* W. Sm. и др. Из числа арктических установлено всего три формы: *Grammatophora arcuata* Ehr., *Fragilaria oceanica* Cl., *Rhabdonema minutum* Ktz. Заключение А. П. Жузе и В. С. Порецкого о «теплом» температур-

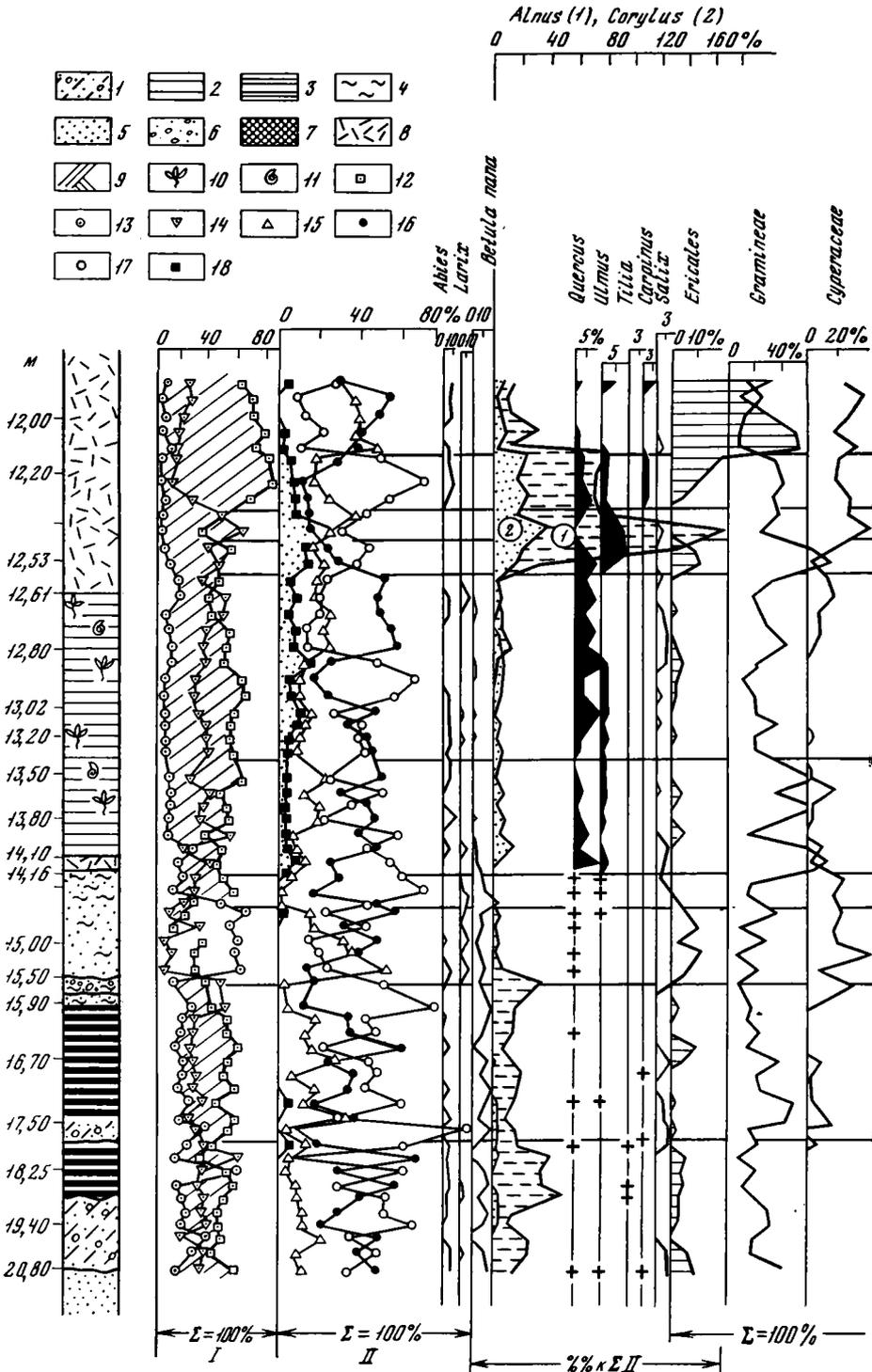
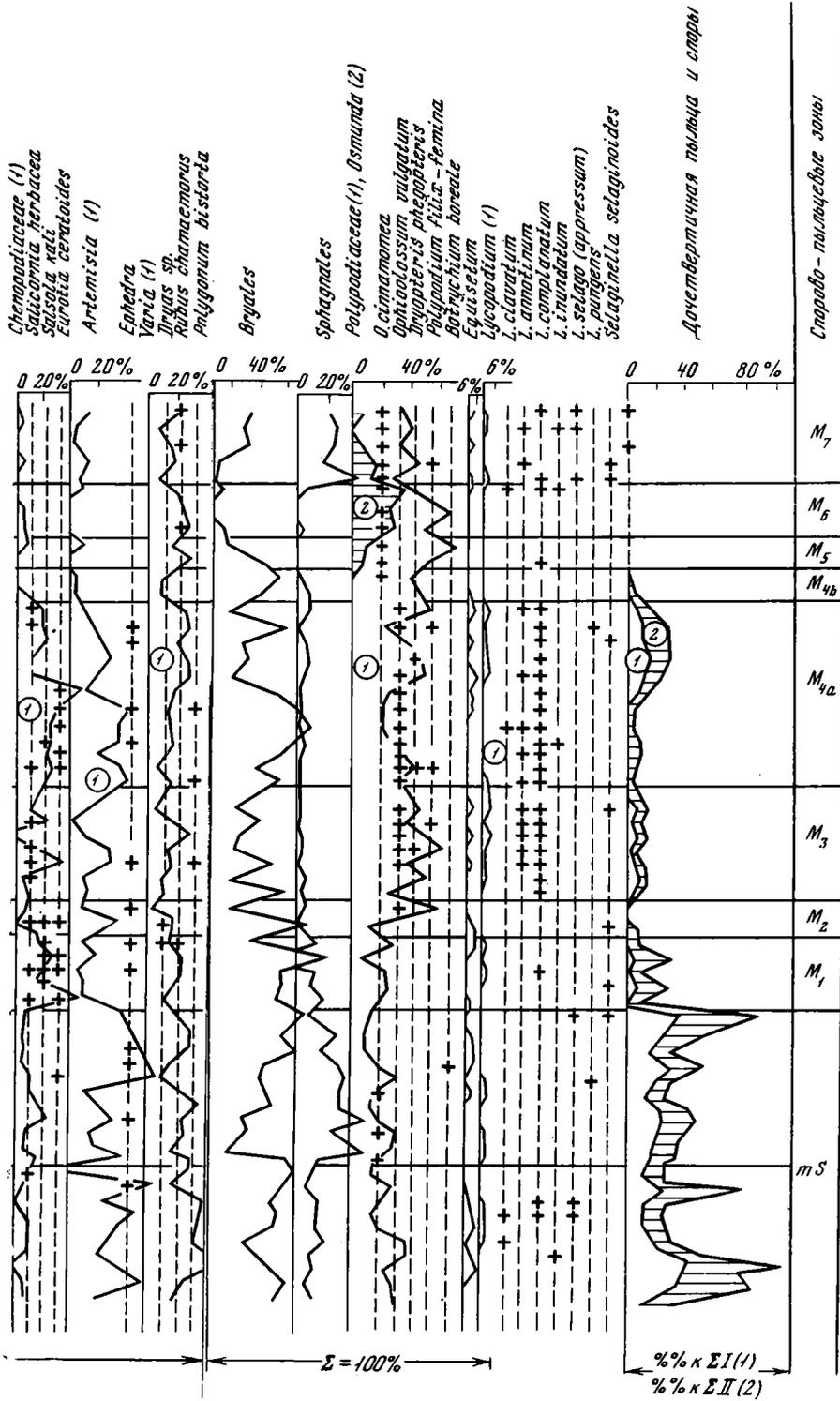


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Пасья-1 (Э. И. Девятовой)

1 — морена; 2 — глина; 3 — ленточноподобная глина; 4 — алевроит; 5 — песок; 6 — гравий и галька; 7 — гиттия; 8 — торф; 9 — почвенно-растительный слой; 10 — растительные остатки; 11 — малакофауна; 12 — древесные породы; 13 — травы и кустарнички; 14 — споровые растения; 15 — ель; 16 — сосна; 17 — береза; 18 — древесные широколиственные породы



ном режиме водоема вполне согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа глин (см. рис. 1, 2).

Если третий комплекс пылицы может рассматриваться как первая фаза климатического оптимума, то в пятом (M_4), шестом (M_5) и седьмом (M_6), установленном в торфе, перекрывающим глины (слой 8, интервалы 12,60—11,85 и 12,60—14,07), отражены три последующие фазы климатического оптимума. Особенности этих комплексов сводятся к следующему: для пятого характерен максимум пылицы вяза, совпадающий с первой половиной максимума лещины и ольхи; для шестого — почти равное участие пылицы дуба и вяза, совпадающее со второй половиной максимума пылицы лещины и ольхи; для седьмого — максимальное для разреза количество пылицы граба и пихты и сокращение примеси лещины и ольхи. Объединяет эти комплексы большое количество и видовое разнообразие неморальных видов (см. рис. 1, 2). Яркое дополнение к спектрам этих комплексов — спектр спор *Osmunda*.

Изменения растительности и климата протекали синхронно с изменениями в режиме водоема, который постепенно утрачивал связь с морем. Этот вывод основан как на фациальном изменении в составе осадков (см. описание разреза и рис. 1, 2), так и на последовательном обеднении диатомовой флоры морскими и солоноводными видами в верхней части глин. В осадках, залегающих выше глин, диатомеи либо совсем отсутствуют, либо представлены небольшим количеством экземпляров и видов пресноводного состава [Жузе, Порецкий, 1937]. Пресноводный генезис осадков очевиден.

К числу характерных особенностей всего климатического оптимума пасьвинского разреза можно отнести большую примесь пылицы ели. Но

наибольшее ее количество установлено в восьмом комплексе (M_7), соответствующем верхней части осадков слоя 8 и частично слою 9, где наблюдается постепенное сведение на нет спектров пылицы термофильных пород. Все остальные компоненты этого комплекса придают особенную выразительность соответствующей ему фазы в развитии растительности (см. рис. 2). Общая тенденция к сокращению значительности термофильных элементов еще более сказалась в девятом комплексе (M_8), выявленном в аллювиальных песках в интервале 10,85—11,20. Преобладает в нем пыльца сосны (до 30%) и березы (до 63%), а спектр ели сокращается до минимума (до 1%). Кардинальные изме-

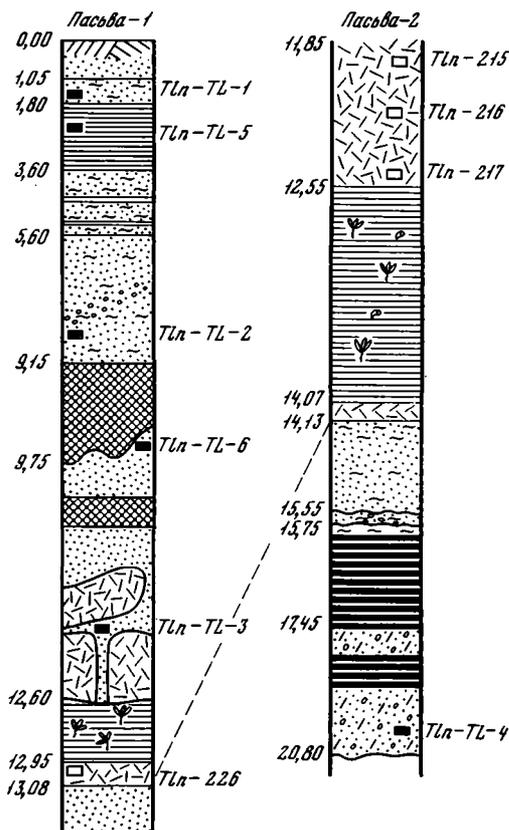


Рис. 3. Схема отбора образцов для радиоуглеродного и термолюминесцентного анализов

Условные обозначения см. рис. 1

нения физико-географической обстановки с наметившейся еще ранее тенденцией к похолоданию климата проявляются в составе растительности спектров всех компонентов этого комплекса.

Несмотря на генетическую связь осадков и принадлежность их к одному и тому же водоему, на разных стадиях его развития спорово-пыльцевые комплексы покрывающих отложений четко отличаются от только что рассмотренных. Так, десятый комплекс (V_{10} , интервал 10,85—10,30 м) отличается абсолютным преобладанием пыльцы берез (до 99%) в группе древесных пород с возросшим спектром *Betula nana* (до 37%) и чрезвычайно выразительным спектром *Selaginella selaginoides* (до 42%). Гипоарктические виды, достигшие здесь большого разнообразия, явно доминируют над бореальными (см. рис. 2). Некоторое количественное их сокращение за счет увеличения спектра ели и сопутствующих ей элементов наблюдается в одиннадцатом (V_{11} , интервал 10,30—9,70 м), двенадцатом (V_{12} , интервал 9,70—9,35 м) и тринадцатом (V_{13} , интервал 9,35—8,40 м) комплексах старичных, пойменных и частично русловых отложений (слои 7—6 и низы слоя 5 в разрезе Пасьва 2). Но примесь ксерофитов и галофитов в сочетании с доминирующей пылью гипоарктических видов, создающих представление о гляциальной растительности, имеет в этих комплексах весьма устойчивый характер. Эта выразительность несколько утрачивается в четырнадцатом комплексе (V_{14}) с тремя подкомплексами (интервал 8,40—3,80 м) и пятнадцатом комплексе (V_{15} , интервал 3,80—1,05 м), установленных в аллювиальных отложениях руслового типа (большая часть слоя 5) и в озерных и озерно-ледниковых отложениях (слои 4—2). Полной выразительности комплексов, свойственных ледниковой растительности, мешает примесь переотложенной пыльцы. Это видно по спектрам дочетвертичной пыльцы и пыльцы ольхи, которая способна хорошо сохраняться при переотложении, а также примеси термофильных элементов, экологически несовместимых с доминирующим гляциальным комплексом. Последний создается пылью берез, ив, полыней, маревых и др., в числе которых, надо полагать, немалую роль играют не только гипоарктические, но и арктические, и аркто-альпийские виды, а также ксерофиты, что подтверждается теми немногими определениями, которые были сделаны.

Шестнадцатый комплекс, установленный в песках, залегающих на ленточнослоистых отложениях (интервал 0,00—1,05 м), по условиям залегания и характеру спор и пыльцы, по-видимому, относится уже к голоцену.

Значительная часть надморенных осадков, как показало сравнение пасьвинских диаграмм с ранее известными микулинскими диаграммами [Гричук, 1961; Гричук и др., 1973], была накоплена в течение микулинского межледниковья, и спорово-пыльцевые комплексы соответствуют палинологическим зонам, установленным для этого межледниковья В. П. Гричуком:

- комплекс 1 с максимумом ели и примесью сосны и березы — зоне M_1 ;
- комплекс 2 с преобладанием березы и сосны и незначительным участием ели — зоне M_2 ;
- комплекс 3 с максимумом сосны и березы и с примесью дуба, вяза и лещины — зоне M_3 ;
- комплекс 4 с максимумом дуба — зоне M_{4a} ;
- комплекс 5 с высоким содержанием дуба и вяза и первой половиной максимума лещины и ольхи — зоне M_{4b} ;
- комплекс 6 с высоким содержанием дуба и вяза и примесью граба и второй половиной максимума лещины и ольхи — зоне M_5 ;
- комплекс 7 с максимумом граба и пихты — зоне M_6 ;

- комплекс 8 с максимумом ели — зоне M_7 ;
 комплекс 9 с максимумом сосны и березы и небольшой примесью ели —
 зоне M_8 ;

Аккумуляция отложений, соответствующих этим зонам, сопровождается многократными изменениями в составе растительности, которая прошла через несколько фаз развития:

- I — фаза перигляциальной растительности с лесами островного типа (ель, береза, сосна);
 II — фаза олигодоминантных березовых, сосновых и темнохвойных лесов с небольшой примесью древесных широколиственных и лещины;
 III — фаза олигодоминантных хвойно-широколиственных пород с под-
 фазами дуба, вяза и граба;
 IV — фаза монодоминантных еловых лесов с небольшой примесью
 древесных широколиственных пород и лещины;
 V — фаза олигодоминантных хвойных и березовых лесов.

Аккумуляция большей части древнеаллювиальных и озерно-ледниковых отложений, залегающих выше микулинских, протекала в иной физико-географической обстановке. Ясное стратиграфическое положение органогенных и морских отложений (см. рис. 1, 2, 3) и принадлежность озерно-ледниковых отложений ко времени нового оледенения позволяют предположить, что промежуточные осадки и синхронные им спорово-пыльцевые спектры, скорее всего, принадлежат к началу валдайской ледниковой эпохи. По своим характеристикам эти спорово-пыльцевые спектры довольно хорошо сопоставимы с палинологическими зонами, рекомендуемыми В. П. Гричуком [1961] для верхневолжского межстадиала. По нашим предварительным сопоставлениям

- комплекс 10 с абсолютным преобладанием березы соответствует зоне V_1 ;
 комплекс 11 с березой, елью и сосной — подзоне V_{2a} ;
 комплекс 12 с максимумом ели — подзоне V_{2b} ;
 комплекс 13 с березой, елью и сосной — подзоне V_{2c} ;
 комплекс 14 с максимумом березы и ивы — зоне V_3 ;
 комплекс 15 с абсолютным преобладанием березы, максимумом полыни и высоким содержанием ивы, на наш взгляд, может быть выделен в самостоятельную зону V_4 ,

соответствующую максимуму ранневалдайского оледенения. В эпоху, синхронную ранневалдайскому оледенению, бассейн р. Вага был занят озерно-ледниковым водоемом. Край ледника в это время находился севернее, и поэтому в пасьвинском разрезе верхняя морена отсутствует.

Процесс изменения растительности представляется в следующем виде:

- I — фаза приледниковой растительности с монодоминантными березовыми лесами, перемежающимися с кустарниковыми и травянисто-кустарничковыми биоценозами (начальная стадия ранневалдайского оледенения);
 II — фаза монодоминантных лесов и некоторого сокращения травянисто-кустарничковых биоценозов (верхневолжский интерстадиал);
 III — фаза монодоминантных березовых лесов с примесью ели и сосны и увеличения роли травянисто-кустарничковых биоценозов (начало максимальной стадии ранневалдайского оледенения);
 IV — фаза растительности ледникового времени с монодоминантными березовыми лесами и преобладанием кустарниковых и травянисто-кустарничковых биоценозов (максимальная стадия ранневалдайского оледенения).

Таким образом, благодаря большой детальности анализа наши диаграммы отличаются от диаграмм И. М. Покровской [1937] и В. П. Гричука [1949] по этому же разрезу. Выразительность диаграмм позволяет

рассматривать пасьвинский разрез как палинологический эталон для первой половины позднего плейстоцена (микулинское межледниковье — верхневолжский межстадиал — ранневалдайское оледенение) севера Европейской части СССР.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО И ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для установления физического возраста отложений по пасьвинскому разрезу выполнены 4 радиоуглеродных и 6 термолюминесцентных определений (рис. 3).

Как видно из табл. 1 и 2, полученные датировки не вполне согласуются с выводом о микулинском и верхневолжском возрасте надморенных отложений разреза Пасьва, основанном на палинологических данных и условиях залегания.

Таблица 1

Результаты радиоуглеродного датирования

Разрез	Глубина, м	Возраст, лет назад	Датируемый материал	Лабораторный индекс
Пасьва-1	11,90—11,95	34 500±1 100	Древесный торф	T1n=215
»	12,20—12,25	36 500±750	Древесина	T1n=216
»	12,45—12,50	34 600±750	Древесный торф	T1n=217
Пасьва-2	13,00—13,05	≥49 700	Разложившийся древесный торф	T1n=226

Таблица 2

Термолюминесцентные датировки (воспроизводимость результатов ±15%)

Разрез	Глубина, м	Возраст, лет	Лабораторный индекс	Разрез	Глубина, м	Возраст, лет	Лабораторный индекс
Пасьва-1	1,70	26 500	T1n=TL=1	Пасьва-1	9,30	32 000	T1n=TL=6
»	2,7	40 000	T1n=TL=5	»	11,25	62 000	T1n=TL=3
»	8,20	45 500	T1n=TL=2	»	19,80	151 000	T1n=TL=4

Что касается радиоуглеродных датировок, то только одна из них (≥49 700, T1n-226) не противоречит палинологическим выводам, а другие говорят о средневалдайском возрасте надморенных органогенных образований.

Термолюминесцентные датировки несколько лучше соответствуют палинологическим выводам, но, учитывая недостаточную разработанность этого метода [Хютт, Раукас, 1977], к ним следует пока относиться осторожно. Приведенные в табл. 2 данные отражают возрастную последовательность в соответствии с глубиной, что служит доказательством достаточно хорошей стираемости прогенетической светосуммы в процессе формирования изученных отложений и, следовательно, исключает возможности существенного удрежнения полученных датировок. Датировка T1n-TL-6, нарушающая эту закономерность, вероятно, искажена. Ни один из исследованных образцов не зафиксировал насыщения, что говорит о существовании «ноль момента». Все датировки производились не менее чем по четырем измерениям, наибольший разброс получился для образца T1n-TL-5.

Выполненные термолюминесцентные исследования говорят в пользу того, что в разрезе Пасьва встречаются отложения московского ледникового, микулинского межледникового и среднего валдая.

* * *

Детальные комплексные исследования разреза Пасьва выявили существенные несогласия между результатами палинологического, радиуглеродного и термолюминесцентного анализов. Для выяснения причин этих несогласий необходимы специальные методические исследования. Но существующие несогласия, на наш взгляд, не могут существенно снизить стратиграфической значимости рассмотренного разреза для разработки региональной стратиграфической схемы и решения проблемных вопросов верхнего плейстоцена. Пасьвинский разрез, несомненно, относится к числу наиболее представительных микулинских разрезов севера Европейской части СССР и на основе материалов по его изучению можно ожидать существенных палеогеографических выводов о развитии природной среды в позднем плейстоцене в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук В. П. К истории растительности Европейской части СССР в четвертичном периоде.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1949, т. 37.
- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Гричук В. П., Губонина Э. П., Зеликсон Э. М., Моносзон М. Х. Межледниковые отложения района г. Ростова (Ярославского).— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Девятова Э. И., Пуннинг Я.-М. Верхнеплейстоценовый разрез Колешки (Архангельская область) и его стратиграфическое значение.— Изв. АН ЭССР, 1976, т. 25. Химия, геология, № 2.
- Жузе А. П., Порецкий В. С. Диатомовые межледниковых отложений по р. Ваге.— В кн.: Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (INQUA). Л.: Гл. ред. геол.-развед. и геофиз. лит., 1937, вып. 1.
- Лихарев Б. П. Общая геологическая карта Европейской части СССР.— В кн.: Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. М.; Л.: Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1933.
- Покровская И. М. Некоторые данные микропалеоботанического изучения межледниковых отложений Сев. Двины и Вага.— В кн.: Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (INQUA). Л.: Гл. ред. геол.-развед. и геофиз. лит., 1937.
- Хютт Г. И., Раукас А. В. Возможности использования термолюминесцентного метода при датировании четвертичных отложений.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Dreimanis A. Till wedges as indicators of direction of glacial movement. Abstracts with program.— In: Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. Atlantic City, 1969.

УДК 551.793(470.1)

А. С. ЛАВРОВ

СУБГЛЯЦИАЛЬНЫЕ КОМПРЕССИОННЫЕ МОРЕНЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ШИТА

В сложном комплексе краевых ледниковых образований европейского Северо-Востока, сформированных южным сектором Баренцевоморского ледникового покрова, широко распространены напорные морены, выраженные в рельефе валами высотой до 50—70 м, шириной 2—5 км, протяженностью десятки километров. Валы, имеющие, как правило, изогнутую форму, выпуклостью обращены к югу, юго-востоку или юго-западу в направлении движения ледника (рис. 1). Поверхность их осложнена холмиками и грядами, вытянутыми параллельно оси валов. Относительная высота грядок от 2—5 до 10—15 м, протяженность 0,1—0,5 км при ширине 20—50 м. Грядки сложены валунным суглинком, реже — песками, или глинами.

Валы напорных морен слабо расчленены эрозией, вследствие чего разрезы этого типа краевых ледниковых образований чрезвычайно редки. Тем больший интерес представляет и тем большее значение имеет поэтому громадный разрез одного из валов, расположенный на правом берегу р. Печоры в 150 км от ее устья — так называемый Вастьянский Конь. Давно известный и изучаемый разрез имеет высоту 70—95 м над урезом Печоры и длину свыше 2 км (рис. 2).

Строение разреза Вастьянский Конь, а также возраст и генезис вскрываемых им отложений интерпретировались по-разному [Попов, 1963; Яхимович, 1970; Зархидзе и др., 1970; и др.]. Наиболее правильна, по нашему мнению, трактовка разреза, предложенная С. Л. Троицким [Гольберт и др., 1973]. В интерпретации С. Д. Троицкого структура обнажения Вастьянский Конь квалифицируется как внешняя морена напора, по терминологии А. А. Асеева [1974], образованная боковым давлением свободного ледникового края. Ледниковый стресс был направлен с юго-востока на северо-запад в предполагаемом направлении движения поздневалдайского ледника.

Геоморфологическое изучение региона показало, что обнажением Вастьянский Конь вскрывается дистальная половина вала напорной морены, абсолютная высота которого достигает +100 м, относительная колеблется от 30 до 60 м, ширина составляет 2,5—3,5 км при общей протяженности вала свыше 50 км (см. рис. 1). На аэрофотоснимках ясно видно, что вал ориентирован с северо-запада на юго-восток и слегка выгнут к юго-западу. К его северо-восточному, проксимальному склону примыкает обширная слабо холмистая поверхность — гляциодепрессия, где располагался языковый выступ ледника. Перед валом располагается полоса холмистоморенного рельефа.

Верхняя часть вала сложена валунным суглинком — основной мореной поздневалдайского ледника с характерными гляциодинамическими текстурами. Мощность ее колеблется от 5 до 20—25 м (см. рис. 2). Морена залегает пологим антиклинальным сводом, на фоне которого хорошо

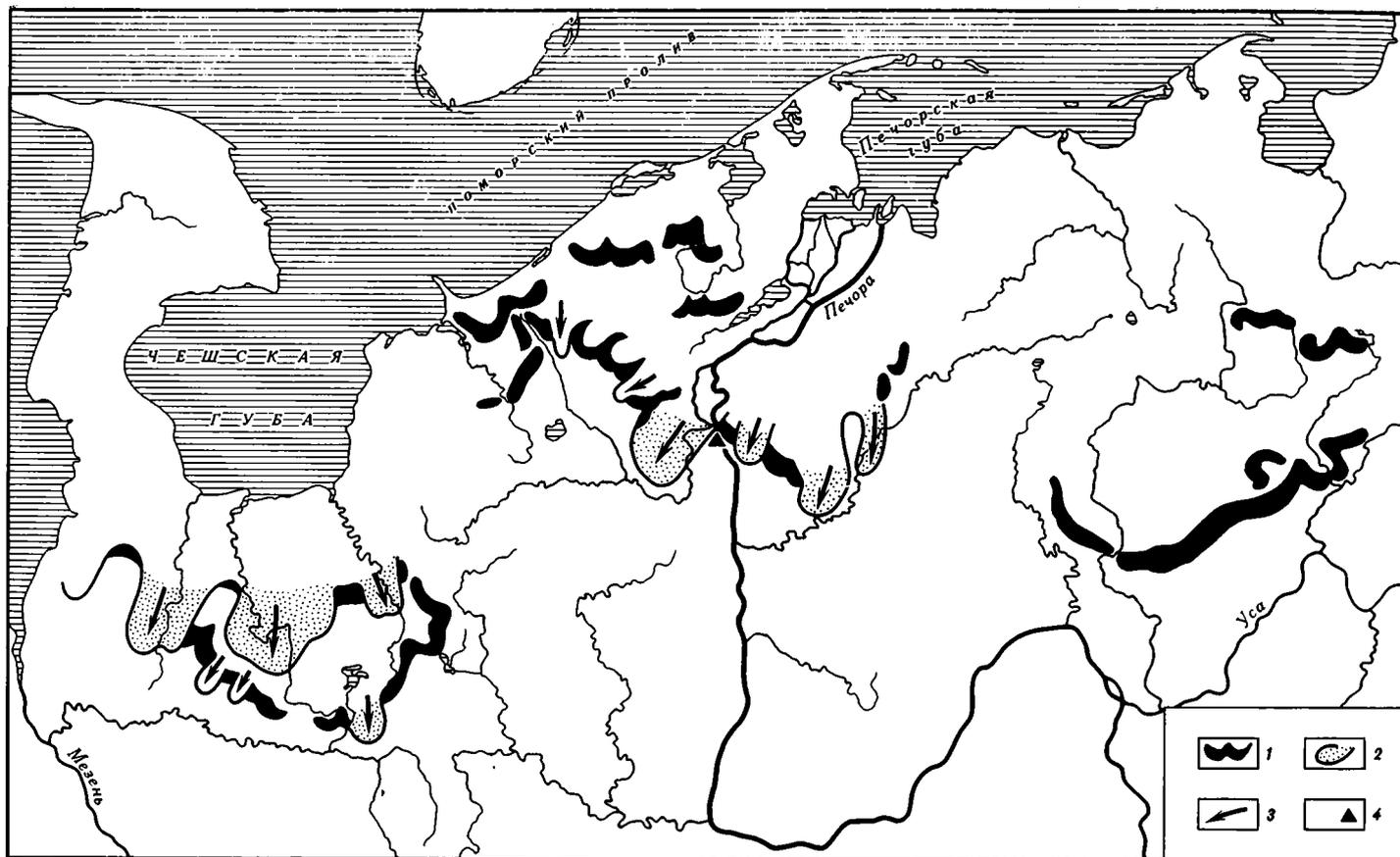


Рис. 1. Расположение субгляциальных компрессионных морен

заметны локальные изгибы ее подошвы, не отражающиеся непосредственно в кровле: Мореной сложено большинство грядок и холмиков на поверхности напорного вала. Облекая оба склона вала, морена в проксимальном направлении переходит в пределы языковой гляциодепрессии и выстилает ее, а с дистальной стороны вала образует полосу холмисто-моренного рельефа.

Под основной мореной залегают пески средней части разреза Вастьянский Конь (см. рис. 2). Они содержат многочисленные прослои аллохтонного торфа мощностью 0,5—3,0 м. Слои песков, хорошо выдержанные по простирацию, обычно занимают наклонное положение. Для текстур песков характерны многочисленные разрывные (микродвиговые микросбросовые) деформации. В левой части разреза песчаная толща смята в крупные неправильные складки (см. рис. 2).

Пески имеют крайне неравномерную мощность: от 15 до 55 м и более. Это обусловлено не столько изгибами лежащей на песках морены, сколько тем, что в нижней части песчаной толщи вдаются громадные, заостренные кверху клинообразные блоки черных оскольчатых глин с фауной морских моллюсков. Своими основаниями блоки глин уходят под урез Печоры, а их острые вершины поднимаются до высоты 20—50 м. Наиболее крупные блоки глин располагаются под наивысшей частью антиклинального изгиба основной морены. Блоки глин воздымаются к юго-западу, вследствие чего их верхние скаты падают на северо-восток под углами от 10° до 30°. Глины нередко, особенно в верхней заостренной части блоков, сильно перемяты. Часто наблюдаются многочисленные зеркала скольжения.

Кроме морских глин, песчаную толщу пересекают пласты валунного суглинка мощностью 0,5—4,0 м. Пласты имеют форму языков, отходящих от подошвы основной морены в местах ее перегибов и спускающихся сверху вниз под углом 25—75° навстречу остриям блоков морских глин (см. рис. 2). Глубины внедрения моренных языков в пески колеблются от 0,5—1,5 до 30—50 м и более. Нередко они полностью пересекают толщу песков и достигают заостренных окончаний блоков глин, входя с ними в непосредственный контакт. При этом глины всегда налегают сверху на моренные языки, которые как бы подклиниваются под них снизу.

В результате этого подморенная толща обнажения Вастьянский Конь оказывается разделенной на серию запрокинутых блоков-чешуй, основания которых образованы блоками морских глин, а верхние части — фрагментами песчаной пачки. Вся толща глин и песков распадается на 14 блоков-чешуй (см. рис. 2, 3).

Многочисленными замерами падения и простираания слоев глин, торфа и песков установлено, что надвигание блоков-чешуй происходило с северо-востока (40—60°) на юго-запад (220—240°). Так как ориентация плоскости обнажения Вастьянский Конь по отношению к странам света изменяется от северо-западной в левой части до юго-восточной в правой, блоки-чешуи рассечены эрозией под различными углами. На плоской зарисовке обнажения отражается поэтому лишь сам факт запрокинутого положения блоков-чешуй. Но при этом создается ложное впечатление о воздымании их к северо-западу (см. рис. 2). По-видимому, эта иллюзия и привела С. Л. Троицкого [Гольберт и др., 1973] к заключению о давлении ледникового края с юго-востока на северо-запад.

Нами была произведена трансформация детальной схемы-зарисовки обнажения с учетом замеров элементов залегания слоев песка, торфа, глин, а также ориентировки грядок на поверхности напорного вала и искривления плоскости обнажения. Посредством подобной трансформации первичная зарисовка была приведена к тому виду, какой бы она имела, если бы разрез пересекал напорный вал в поперечном направлении

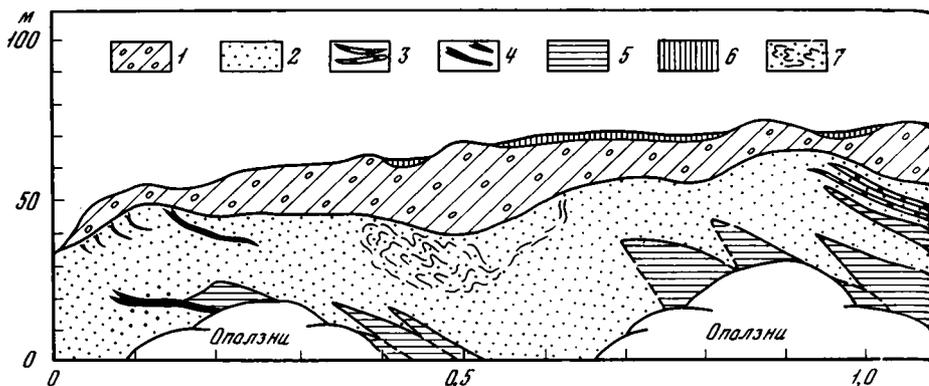


Рис. 2. Строение обнажения Вастьянский Конь

1 — основная морена (валунный суглинок); 2 — песчаная толща; 3 — прослой аллохтонного торфа в песках; 4 — моренные языки; 5 — морские глины; 6 — озерные и болотные отложения (пески, суглинки, торф); 7 — крупные дислокации в песчаной толще

(с юго-запада на северо-восток). Форма и ориентировка блоков-чешуй на трансформированном разрезе (см. рис. 3) не оставляет сомнений в том, что надвигание их происходило не в северо-западном, а в юго-западном направлении.

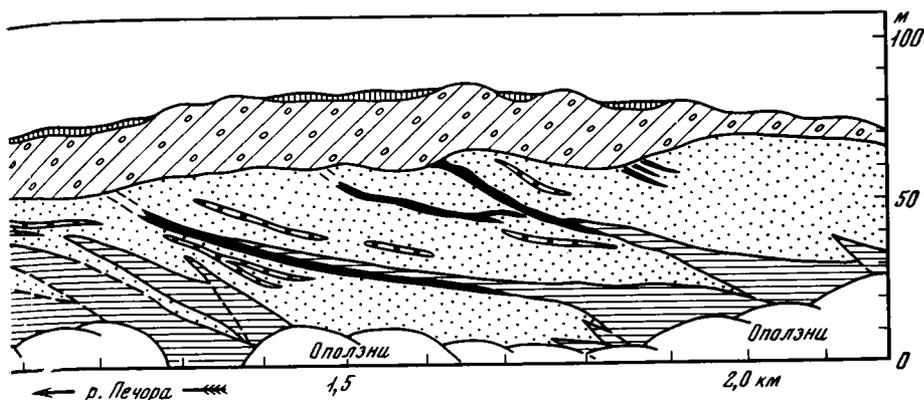
Морфология и взаимоотношения блоков-чешуй, запрокинутое залегание слоев, изгибы подошвы морены, перекрывающей блоки-чешуи, интенсивные пластические деформации глин в местах их выклинивания и ряд других особенностей структуры разреза Вастьянский Конь позволяют предположить, что чешуйчато-надвиговое сооружение рассматриваемого моренного вала — результат проявления смещений, квалифицируемых в инженерной геологии как «глубокий сдвиг» [Коломенский, 1956]. При появлении вертикальной нагрузки от сооружения в породах под фундаментом развиваются как нормальные, так и касательные усилия. Последние в том случае, когда удельное давление от сооружения превысит некоторую допустимую величину, зависящую от устойчивости пород, разрешаются сдвигом по криволинейной поверхности, захватывающей нередко весьма глубоко залегающие слои. Породы выдавливаются из-под основания сооружения с одной из его сторон, где образуется вспучивание, в то время как противоположная часть выдавленного блока (и само сооружение) оседает.

Имеются все основания каждый из блоков-чешуй разреза Вастьянский Конь рассматривать как результат «глубокого сдвига», приведшего к выдавливанию пород ледникового ложа из-под края ледника. Весь же напорный вал в целом представляет собой сложное сочетание последовательно выдавленных блоков.

Из этого следует, что напорные валы с линейно-грядовым рельефом поверхности образованы не горизонтальным давлением (динамическим воздействием) края активного льда, а вертикально действовавшей статической нагрузкой льда, находившегося в пассивном состоянии.

Данный вывод весьма важен в палеогляциологическом отношении. Он заставляет нас связывать образование моренных валов с линейно-грядовым рельефом поверхности не с периодами наступания активного ледника, а с тем или иным этапом стабилизации положения ледникового края при переходе его в пассивное состояние.

Изучение строения зон смещения, разделяющих блоки-чешуи, позволило сделать вывод, что формирование напорной морены Вастьянский.



Конь происходило в субгляциальных условиях. Развитие зон смещения разделяется на шесть основных этапов.

Этап 1. Начало надвига блока-чешуи: образование закрытых трещин в возникающей зоне смещения по всей ее протяженности (рис. 4, а).

Этап 2. Запрокидывание блока-чешуи в сторону источника давления. Раскрытие трещин верхней части зоны смещения (рис. 4, б). Развивается процесс обрушения стенок трещин. Вначале по вертикали вдоль локальных разрывов проседают отдельные куски. Затем они обрушиваются в виде глыб, хаотично располагающихся по отношению друг к другу. Полное отсутствие пластичных деформаций — изгибов и смятий слоев — и остроугольная форма песчаных глыб свидетельствуют о том, что песчаная толща находилась в этот момент в мерзлом состоянии.

Этап 3. Образование в верхней части зоны смещения синклинальной складки в результате пластической деформации слоев ледникового ложа, прилегающих к подошве мореносодержащего льда (рис. 4, в). Слои песков без разрыва их сплошности втянуты в полости зоны смещения блоков-чешуй. Здесь они запечатывают сверху хаотичное нагромождение глыб мерзлого песка. Глубина синклинальной складки увеличивается по мере развития процесса. Слои песка на крыльях складки все более и более растягиваются и утончаются. Обычно эти слои уничтожаются на следующем, четвертом этапе развития зоны смещения.

Этап 4. Внедрение в верхнюю часть зоны смещения языка моренного суглинка (рис. 4, г). Валунный суглинок моренных языков аналогичен основной морене, но в меньших по размеру (до 10 м) языках валунные суглинки характеризуются пониженной плотностью и бесструктурностью.

В начальную фазу инъектирования валунный суглинок заполняет синклинальную складку песков, образованную на третьем этапе. По мере углубления инъекции объемы валунного суглинка, введенного в зону смещения, растут. Размеры внедрившегося пласта достигают десятков метров. Структуры этапов 2 и 3 уничтожаются (рис. 4, д, е).

Этап 5. Отрыв языка валунного суглинка от основной морены и повторное втягивание в зону смещения отложений верхней части ледникового ложа (рис. 4, д, е). Отрыв моренного языка от основной морены наблюдается в большей части зон смещения. Основание языка всегда располагается в непосредственной близости от подошвы морены.

Этап 6. Вторичное внедрение языков валунного суглинка в зону смещения (рис. 4, е) фиксируется хорошо очерченным выступом подошвы основной морены клиновидной или округлой формы, направленным в сторону оторвавшегося основания первого моренного языка (рис. 5). Вто-

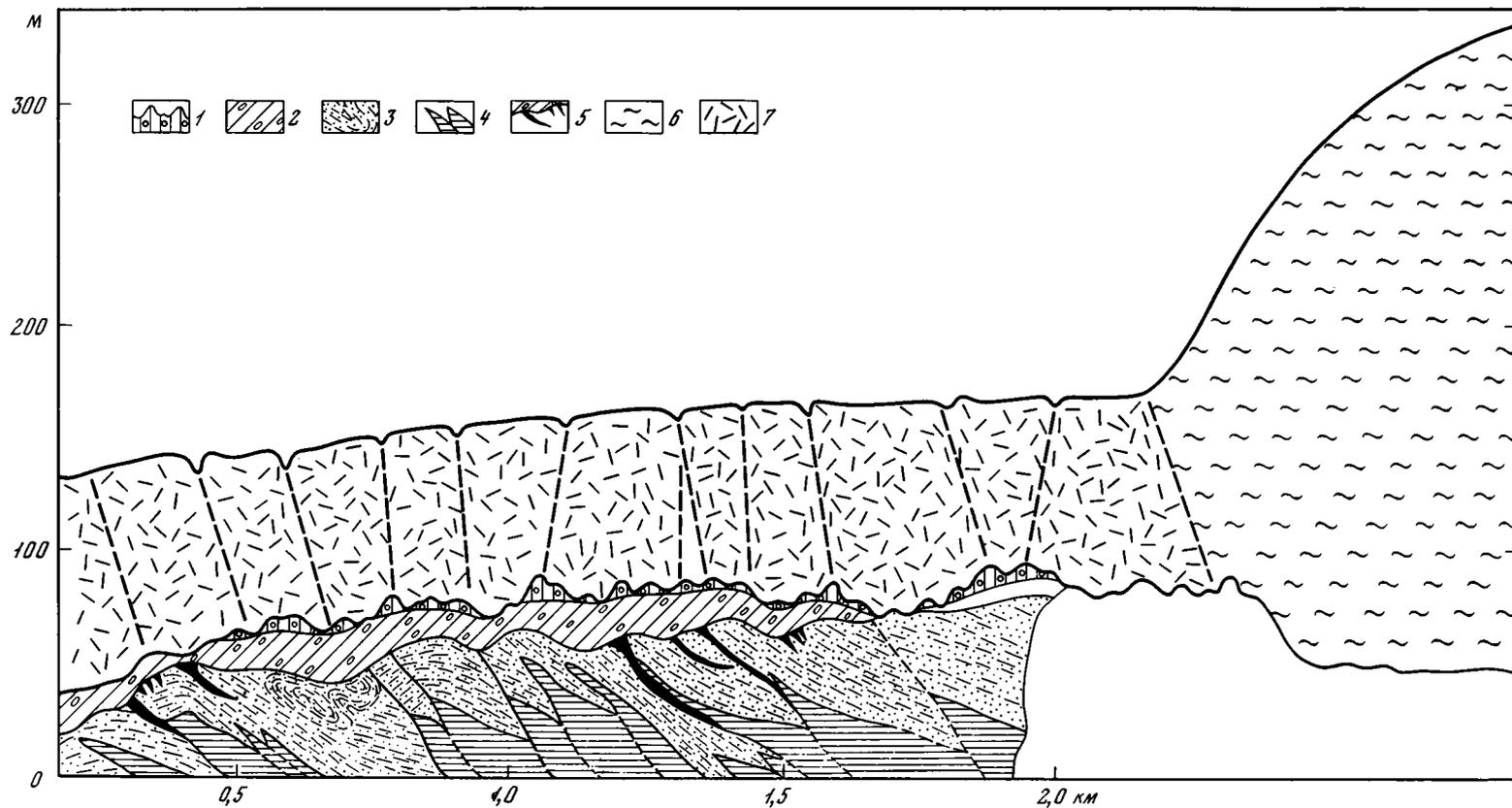


Рис. 3. Схема строения дистальной части вала субгляциальной компрессионной морены (на примере обнажения Вастьянский Конь)

1 — грядки и холмики на поверхности вала; 2 — горизонт основной морены; 3 — песчаная толща (штрихами показано залегание слоев и их деформация); 4 — блоки морских глин; 5 — моренные языки; 6 — пассивный лед; 7 — мертвый лед

ричное внедрение валунного суглинка наблюдается редко и не приводит к образованию крупных моренных языков.

Ряд характерных особенностей развития и структуры зон смещения свидетельствует о пассивной роли языков валунного суглинка в процессе их внедрения. Основные из них следующие.

1. Последовательность заполнения верхней части зоны смещения. Образование глыб мерзлых пород (этап 2) предполагает существование пустоты перед острием внедряющегося мореносодержащего льда, что маловероятно в случае активного внедрения.

2. Незначительные размеры многих языков валунных суглинков по сравнению с масштабами разрывных нарушений в зоне смещения и величиной горизонтальных и вертикальных смещений соседних блоков-чешуй.

3. Отрыв моренного языка от основной морены, который не мог бы произойти, если бы активным началом в процессе инъецирования было динамическое давление ледника на подстилающие породы.

4. Отсутствие деформаций пород в стенках зон смещения. При наличии активного начала со стороны моренных языков их проникновение в подстилающие породы привело бы к раздвиганию стенок трещин, что даже в мерзлых породах неизбежно сопровождалось бы появлением в слоях деформаций, поперечных направлению внедрения.

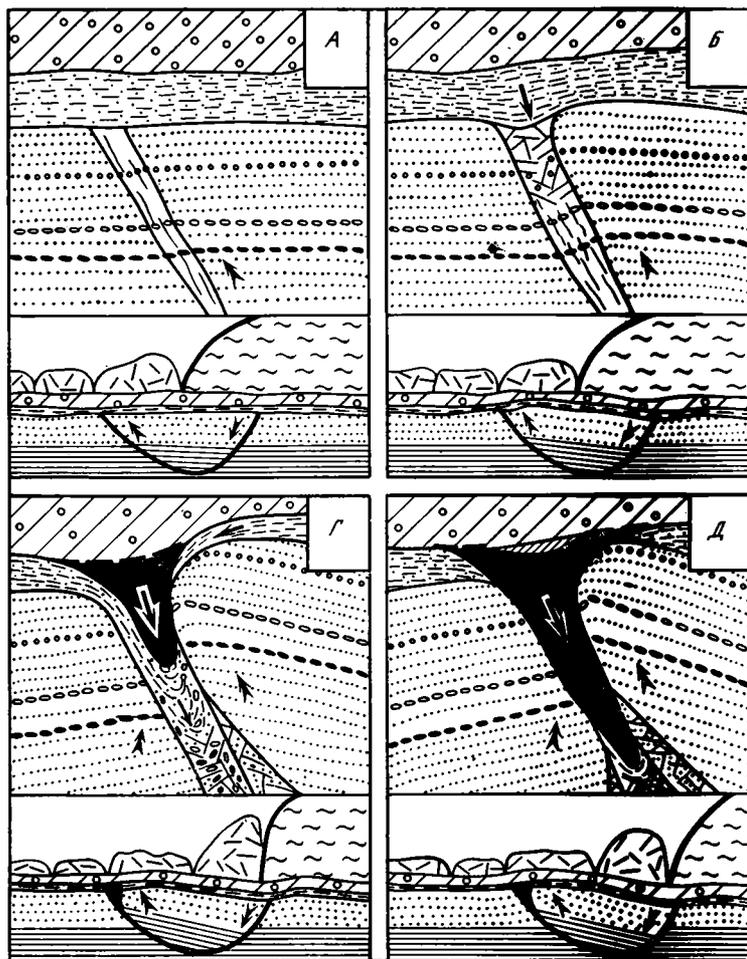
5. Обратные соотношения между направлением внедрения языков валунного суглинка и движением ледника в данном регионе. Падение моренных языков во всех без исключения случаях направлено вниз и навстречу движению ледника в фазу его активного состояния, что не согласуется с вектором ориентированного давления, создаваемым движущимся ледником.

Очевидно, что валунный суглинок моренных языков мог обладать необходимой пластичностью, граничащей с текучестью, только находясь еще в составе мореносодержащего льда, в приподошвенном слое последнего.

Представляется наиболее вероятным, что инъецирование мореносодержащего льда шло в раскрывавшиеся полости зон смещения при «глубоком сдвиге» блоков-чешуй. Статическое, вертикально направленное давление мертвого льда загоняло в возникавшие под ним пустоты сначала талые слои верхней части ледникового ложа (этап 3) и лишь затем запрессовывался мореносодержащий лед. Не исключено, что быстрое раскрытие трещин зоны смещения сопровождалось образованием в них области пониженного давления. Возникший эффект всасывания мог заметно интенсифицировать заполнение пустот полуразжиженными слоями верхней части ледникового ложа и мореносодержащим льдом, а также провоцировать отрыв моренных языков от основной морены.

Условия и механизм формирования напорных морен, подобных вскрываемой в разрезе Вастьянский Конь, представляются в следующем виде.

В процессе деградации Баренцевоморского ледникового щита периодически происходило отчленение обширных участков его краевой зоны от области питания. Рубежи отчленения обычно контролировались зонами тектонических разломов литосферы [Лавров, 1976]. С дистальной стороны рубежей отчленения ледяной покров быстро терял свою мощность, в то время как располагавшийся с проксимальной стороны край ледника не утрачивал связи с областью питания и, переходя в пассивное состояние, сохранял относительно большую мощность. Различие в мощности приводило к появлению перепада давления на ложе вдоль стыка мертвого и пассивного льда. Вследствие неравномерной компрессии в породах ледникового ложа развивался процесс «глубокого сдвига», при-



уроченный к зоне перепада давления, т. е. к линии контакта пассивного и мертвого льда. Механическим выражением этого процесса было выдавливание из-под края пассивного льда блоков-чешуй пород ледникового ложа.

Фронт пассивного льда постепенно разрушался путем проседания и отседания сегментов льда, располагавшихся непосредственно над выдавливаемыми блоками-чешуями пород ложа. Отчленившиеся сегменты переходили в состояние мертвого льда, теряли мощность, и это создавало условия для выдавливания очередного блока-чешуи (рис. 4, г, д, е). Фронт пассивного льда отступал, оставляя за собой зону маргинальных сдвиговых блоков-чешуй. Очертания зоны в плане очень точно и выразительно фиксируют положение края ледниковых языков и микроязыков (см. рис. 1).

Воздымание дистального края блоков-чешуй, передаваясь на пласт перекрывающего их мертвого мореносодержащего льда, нередко изгибало его в виде антиклинального свода различной амплитуды. После полного стаивания льда этот свод принимал вид пологого вала различной высоты.

Образование грядок и холмиков на поверхности вала, по-видимому, объясняется тем, что толща мертвого льда не могла или не успевала полностью воспринять давление выпирающих снизу блоков-чешуй путем



Рис. 4. Этапы развития верхней части зон смещения

- 1 — мореносодержащий лед поля мертвого льда;
- 2 — верхние (талые) слои пород ледникового ложа и характер их слоистости;
- 3 — мерзлые породы ледникового ложа и положение маркирующих слоев;
- 4 — моренный язык;
- 5 — породы ледникового ложа, вовлеченные в зону смещения на этапе 5;
- 6 — трещины зоны смещения и заполняющие их куски пород ледникового ложа;
- 7 — направление движения (перетекания) пород и мореносодержащего льда;
- 8 — направление движения блока-чешуи;
- 9 — мертвый (а) и пассивный (б) лед

образования пластических деформаций. Ледниковый пласт дробился серией трещин, простирание которых совпадало с простиранием блоков-чешуй, т. е. было параллельным краю пассивного ледника. Вытаивающая и концентрирующаяся в таких трещинах абляционная и основная морены послужили материалом для образования небольших грядок, реже — холмиков, характерного линейно-грядового рельефа.

Следует отметить, однако, что образование вала не должно рассматриваться как неизбежное следствие процесса выдавливания маргинальных блоков-чешуй. Нередко дело ограничивалось формированием полосы маргинальных гряд, располагающихся на одной высоте.

Таким образом, напорная морена, вскрываемая обнажением Вастьянский Конь, формировалась в процессе глубокого сдвига многочисленных блоков пород ледникового ложа, происходившего в подледных, субгляциальных условиях. Исходя из этого, маргинальные валы с характерным линейно-грядовым рельефом поверхности, а также полосы линейно-грядового рельефа, не образующие заметного вала, следует рассматривать как субгляциальные компрессионные морены. Этот термин, весьма точно отражающий условия и причины образования данного типа напорных морен, отличается, к сожалению, некоторой тяжеловесностью. Приемлемым эквивалентом может служить термин «морена подледного выдавливания».

В заключение остановимся еще на одном факте, характеризующем динамическое состояние ледникового края, формировавшего субгляциальные компрессионные морены. На многих участках валы морен как бы обрублены в поперечном направлении (см. рис. 1). Изучение разрезов показало, что это явление обусловлено локальными подвижками ледникового фронта, носившими отчетливо выраженный пульсационный характер. Подвижки обуславливались, по-видимому, неравномерным таянием участков полей мертвого льда, примыкающих к фронту пассивного ледника и игравших по отношению к последнему роль контрфорсов. Пульсационные ледниковые языки на отдельных участках ледникового



Рис. 5. Основная морена (вверху) и подморенные пески. Фото автора

Песчаная толща разделена верхней частью зоны смещения с оторвавшимся первым моренным языком и развивающимся вторым

фронта прорывали субгляциальные компрессионные морены, ассимилируя их верхние части, но не затрагивая корней.

Возможно, что причина локального наступания ледника была иной. Но в любом случае оно свидетельствует о достаточно высокой способности ледника к возобновлению продвижения вперед, о том, что ледник находится в промежуточном состоянии между ярко выраженной активностью и полной неподвижностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А.* Древние материковые оледенения Европы. М., 1974.
- Гольберт А. В., Гудина В. И. и др.* Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973.
- Зархидзе В. С., Краснов И. И. и др.* Основные разрезы Нижней Печоры и их значение для познания последних этапов геологического развития северо-востока Европейской части СССР.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970.
- Коломенский Н. В.* Инженерная геология. М., 1956. Т. 2.
- Лавров А. С.* Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. Общая и региональная геология; геологическое картирование: Экспресс-информация, 1976, № 10.
- Попов А. И.* Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры.— В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., 1963.
- Яхимович В. Л.* К плейстоценовой истории Печорского бассейна.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970.

УДК 551.332.21.152+333.5

Ю. А. ЛАВРУШИН, Н. П. КУРАЛЕНКО

ЧЕШУЙЧАТЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОТТОРЖЕНЦЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ РЕК ЛУЖА И ПРОТВА

Ледниковые отторженцы — одна из характерных особенностей моренного покрова областей материковых оледенений. Однако вопросы их происхождения, преобразования и транспортировки в толще льда все еще остаются недостаточно охарактеризованными. Между тем все эти проблемы представляют определенный интерес для выяснения главных черт моренного седиментогенеза. Кроме того, детальное изучение внутреннего строения отторженцев некоторых типов позволяет подойти к освещению ряда палеогляциологических особенностей древних ледниковых покровов.

На междуречье рек Лужа и Протва (Боровский район Калужской области) широко распространены отторженцы, образующие различной величины холмы высотой до 10—15 м. Сложены они доломитами и доломитизированными известняками нижнего карбона (серпуховской ярус) и лежат на отложениях среднего карбона.

Внутреннее строение отторженцев, которое мы наблюдали ранее в карьерах Федорино и др., в 1978 г. — в карьерах по добыче щебенки у с. Борисово и с. Асеньевское, оказалось весьма специфичным, имеет ряд интересных особенностей, на изложении которых мы сосредоточим внимание ниже.

Первое, на что хотелось бы обратить внимание, — это то, что отторженцы образованы чешуями доломитов. Особенно хорошо это видно в карьерах у с. Борисово и с. Асеньевское. Так, например, в разрезе I—I у с. Борисово (рис. 1), характеризующем периферическую часть отторженца, можно видеть четыре чешуи, две нижние из которых сложены преимущественно темно-серыми и зеленовато-серыми доломитами среднего карбона, а две верхние — светло-желтыми, кремовыми доломитами серпуховского яруса нижнего карбона. При этом важно подчеркнуть принципиальную особенность строения отторженца — наложение чешуй одних и тех же пород друг на друга. Идентичную картину мы имеем и в разрезе I—I карьера у с. Асеньевское (рис. 2). Здесь в строении проксимальной части отторженца принимают участие также четыре чешуи, из которых две верхние образованы совершенно одинаковыми доломитами светло-желтого или кремового цвета, а третья сверху чешуя представляет собой пачку смешения доломитов, слагающих ледниковое ложе, с доломитами лежащих выше чешуй. Иначе говоря, эта чешуя представляет собой очень своеобразную толщу — смесь доломитов нижнего и среднего карбона.

Такое в целом чешуйчатое внутреннее строение отторженцев, выраженных в рельефе в виде изолированных холмов, достаточно необычно и, вообще говоря, трудно объяснимо с точки зрения известных в настоящее время общих закономерностей геологической деятельности ледниковых покровов [Лаврушин, 1976]. Именно, исходя из последних, можно ду-

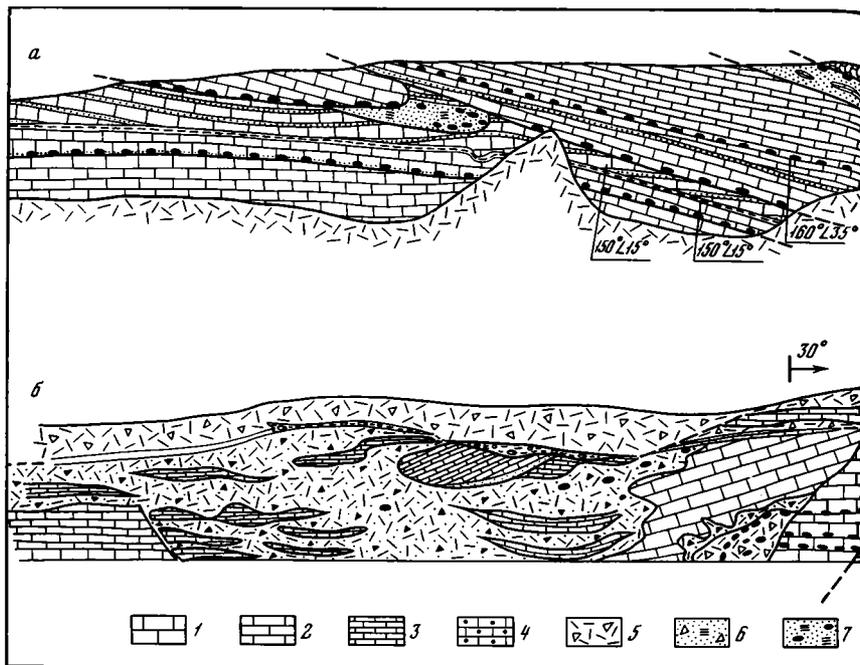
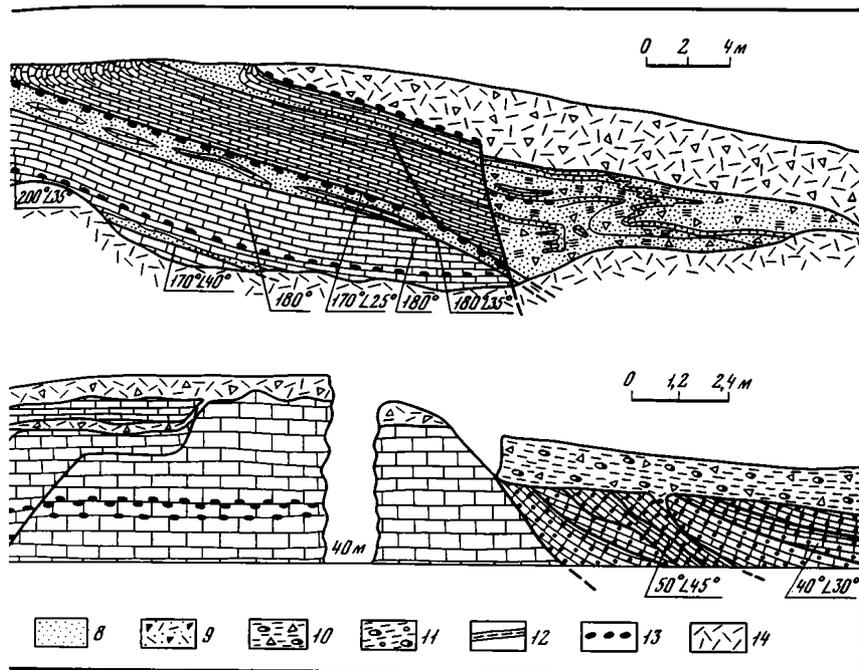


Рис. 1. Строение чешуйчатого ледникового отторженца в карьере Борисово в разрезах I—I (а) и III—III (б)

1 — темно-серые, зеленовато-серые доломиты; 2 — светло-желтые, кремновые плотные доломиты с прослоями доломитизированных известняков; 3 — светло-серые, светло-желтые, кремновые тонкослоистые доломиты; 4 — светло-серые, желтоватые тонкослоистые брекчированные доломиты; 5 — брекчия, состоящая из обломков светло-серых, светло-желтых, кремновых доломитов и доломитов;

мать, что нагромождение чешуй доломитов было, скорее всего, связано с движением льда по плоскостям внутренних сколов в краевой зоне ледникового покрова. В результате были образованы гряды наподобие конечноморенных, состоящие практически нацело из чешуй доломитов. Однако последующее крайне интенсивное продвижение к югу края ледникового покрова привело к уничтожению возникших гряд, их разрыву, срезанию и переносу отдельных их фрагментов в виде достаточно крупных ледниковых отторженцев. Таким образом, с нашей точки зрения, описываемые отторженцы представляют собой перемещенные ледниковым покровом фрагменты некогда существовавшей краевой зоны. Все это представляет существенный интерес для познания динамики трансгрессивной фазы развития оледенения. Действительно, в геологической летописи плейстоценового оледенения обычно достаточно хорошо сохраняются конечные морены различных стадий развития регрессивной стадии оледенения. Описанные нами фрагменты «переотложенной» конечной морены позволяют высказать мнение, что, по крайней мере, уже в конце трансгрессивной фазы развития оледенения наступление ледникового покрова происходило непрерывно.

В изученном нами отторженце у с. Асеньевское (см. рис. 2), имеющем мощность около 13 м, сохранились фрагменты второстепенных поперечных клинообразных трещин разрыва конечноморенной гряды, возникших под давлениемдвигающихся масс льда (рис. 3). С нашей точки зрения, разрезы II—II и III—III карьера у с. Асеньевское как раз и характеризуют строение подобных трещин. Наиболее характерная черта условий



тового мелкозема; 6 — брекчия, близкая по составу к брекчии (4) с фрагментами слоев доломитов; 7 — щебенка темно-серых и серых доломитов, кремней с доломитовым мелкоземом; 8 — доломитовый песок, алеврит; 9 — светло-серая, кремневая брекчия доломитов, кремней, с большим количеством доломитового мелкозема; 10 — локальная морена из доломитовой брекчии и мелкозема с редкими гальками и валунами кристаллических пород; 11 — моренный суглинок; 12 — палыгорскитовая глина; 13 — кремневые конкреции; 14 — осыпь

залегания отложений, выполняющих эти трещины, — очень крутое падение слоев, местами достигающее 80° . На приводимых профилях можно видеть лишь отложения, выполняющие верхнюю треть или верхнюю половину этих трещин. Изучение комплекса отложений, выполняющих эти трещины, выявило определенную зональность их строения. Прежде всего в части отторженца, прилежащей к трещине, в пластах доломитов появляется крайне причудливая вертикальная трещиноватость. Более того, к этой зоне приурочены и более мелкие оперяющие разрывы, один из которых был выражен в виде вертикальной трещины, проникающей снизу вверх через несколько пластов доломитов. Именно подобное явление наблюдалось нами на левом фланге разреза I—I у с. Асеньевское. Здесь во второй снизу пачке доломитов была обнаружена вертикальная трещина протяженностью до 1,5 м и шириной в основании до 0,4 м. Вверх трещина постепенно сужалась. Выполнена она моренным суглинком и частично вертикально поставленной мелкой щебенкой.

На правом фланге того же разреза картина оказалась существенно иная. Здесь в зоне отторженца, прилежащей к трещине, по четким крутым сбросам образовались обрушенные блоки доломитов, рассеченные многочисленными вторичными сколами. Не исключено, что частично подобное же происхождение, судя по условиям залегания, имеют некоторые из выходов доломитов на профилях II—II и III—III. В особенности это относится к дислоцированной пачке светло-серых доломитов в средней части профиля III—III, которая оказывается отделенной от лежащих

Рис. 2. Строение отторженца в карьере у с. Асеньевское. Разрезы I—I, II—II, III—III

- | | | |
|---|---|--|
| 1 — темно-серые, зеленовато-серые доломиты; | 6 — кремневые конкреции; | 11 — моренный суглинок с валунами кристаллических пород; |
| 2 — серые, светло-серые, светло-кремовые доломиты; | 7 — палыгорскитовая глина; | 12 — локальная морена с редкими гальками и валунами кристаллических пород; |
| 3 — светло-серые, светло-кремовые, тонкослоистые доломиты; | 8 — доломитовый мелкозем (песок); | 13 — покровные суглинки; |
| 4 — доломитовый мелкозем (песок) с фрагментами слоев доломитов; | 9 — доломитовая брекчия; | 14 — осыпь |
| 5 — сильно брекчированные светло-серые тонкослоистые доломиты; | 10 — доломитовая брекчия с фрагментами слоев доломитов; | |

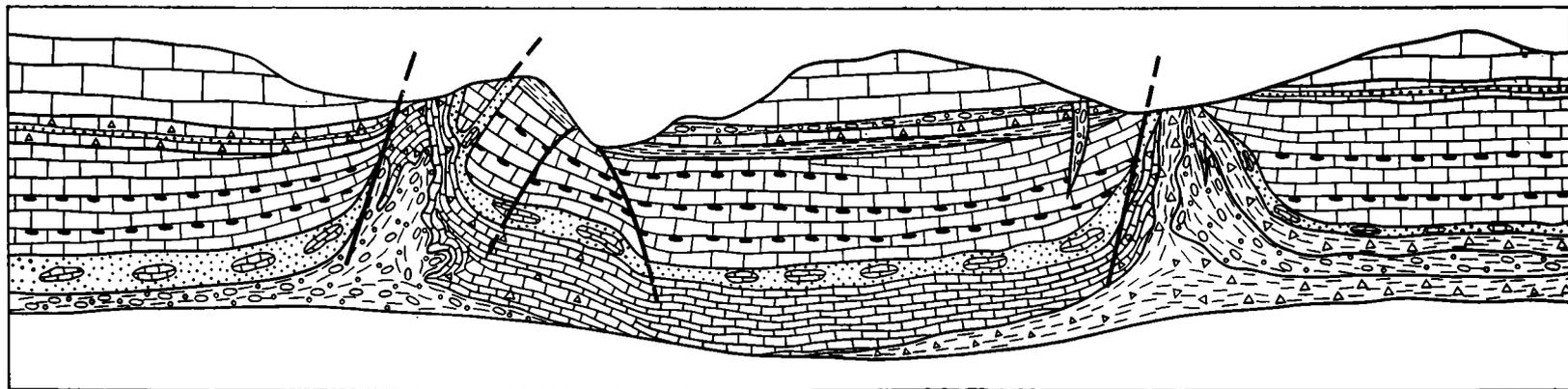


Рис. 3. Принципиальная схема строения отторженца в карьере у с. Асеньевское

Условные обозначения см. рис. 2

ниже отложений зоной брекчий. По-видимому, аналогичное происхождение имеет блок доломитов в наиболее южной части того же разреза.

Выполнение трещин, прилежащих к бортам отторженца, представлено брекчией доломитов, состоящей из остроугольной щебенки мелкого и среднего размера, заполнителем которой является доломитовый песок, слабо сцементированный натечным кальцитом. Наконец, в выполнении трещин участвует основная морена, представленная на первый взгляд обычным валунным бурым суглинком, но тем не менее имеющая некоторые важные особенности.

Основной фон валунно-галечного материала в морене представлен известняками, доломитами, кристаллическими породами. Имеются также в значительном количестве совершенно необработанные обломки местных доломитов, иногда сконцентрированные в линзообразные включения. Песчано-алевритовые фракции моренного мелкозема представлены обломками кварца (75—80%), карбонатов (кальцит, доломит—10—15%), полевыми шпатами (до 5%), халцедоном (1—3%), тяжелыми минералами (до 1—2%). Интересно отметить, что иногда на мелкопесчаных и алевритовых зернах микроклина и кварца встречаются тонкие, в различной степени выраженные каемки регенерации. Существование таких образований уже отмечалось ранее [Лаврушин, Ренгартен, 1974].

Изучение моренного мелкозема показало, что в нем хорошо выражен процесс активного перераспределения кальцита, которое происходило, с нашей точки зрения, еще во время формирования моренной толщи, заполнявшей трещину разрыва. Следы активного перераспределения кальцита выражены неравномерно. С одной стороны, на многих обломках карбонатных пород имеются тонкие каймы выщелачивания и слагающие их зерна кальцита обладают неправильными очертаниями, интенсивно корродированы. Четкие следы коррозии можно видеть также на кристаллах и их обломках песчано-алевритовой фракции моренного мелкозема. С другой стороны, с процессом перераспределения карбонатов связано образование кальцитовой корки на контакте морены с лежащей ниже брекчией и появление в морене карбонатных конкреций.

Кальцитовая корка на контакте морены с брекчией имеет толщину до 5—10 см. В ней иногда можно видеть трещины с микросмещениями, залеченные крупнозернистым кальцитом. Возможно, что образование трещин в корке и их залечивание происходило еще при активном движении, по крайней мере, лежащего выше льда.

Конкреции в морене имеют кальцитовый состав. Подобного типа конкреции сравнительно недавно были выделены нами в принципиально новый тип диагенетических конкреций, получивший наименование гляциострессовых или гляциометаморфических. Обнаружение и исследование конкреций в описываемой ситуации позволило не только обнаружить в них ранее описанные черты, но и выявить некоторые новые особенности. Поскольку опубликованных материалов по этому типу конкреций все еще очень мало, остановимся на них детальнее.

Конкреции имеют сложную, неровную поверхность и уплощенную эллипсоидальную форму и залегают согласно плитчатости в морене. Изучение состава конкреций и распределения заключенного в них терригенного материала, аналогичного по составу с моренным, убедительно свидетельствует об образовании их в толще формирующейся морены. В конкрециях наблюдается увеличение содержания терригенного материала от центральной части к их периферии. Центральные части конкреций обычно сложены более тонкозернистым кальцитом кремового и светло-кремового цвета. Размер кристаллов 0,01—0,005 мм. Участками наблюдаются мелкие (до 1—4 мм) овальные, линзовидные «шлировые» выделения более крупнозернистого кальцита (0,05—0,02 мм), постепенно пе-

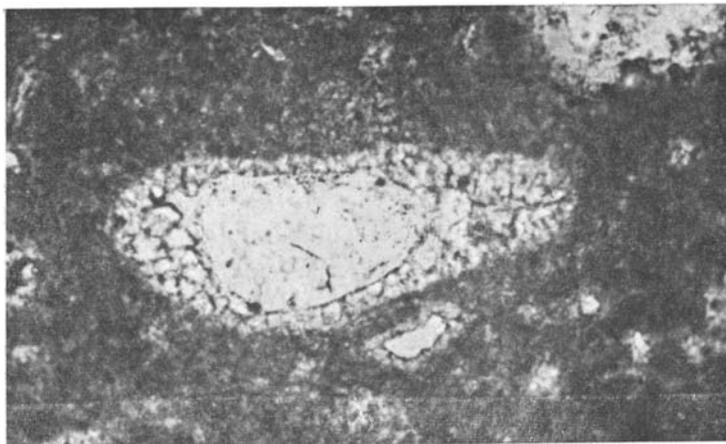


Рис. 4. «Хвосты» более крупнозернистого кальцита вблизи удлиненных терригенных зерен внутри конкреций

реходящего в тонкозернистую основную массу конкреции. Иногда в небольшом количестве (до 1—5%) присутствуют включения терригенных зерен: кварца, карбонатов, полевых шпатов, кремней и т. д. Некоторые из них окружены тонкой каймой (0,2—0,5 мм) более крупнозернистого (0,01—0,05 мм) прозрачного кальцита. При этом важно подчеркнуть, что наиболее выразительно каймы развиты обычно в направлении удлинения зерен, имитируя своеобразные «хвосты». В периферических частях конкреций содержание терригенного материала достигает 50—40%, т. е. близко к его содержанию в моренном суглинке (рис. 4).

Однако отмеченная закономерность распределения терригенных зерен в конкрециях выдерживается не всегда. В некоторых из них концентрация «запечатанных» терригенных зерен в центральных частях может достигать 30—40%. Характерно, что ядром многих конкреций служат обломки карбонатных пород.

Изучение конкреций показало, что в ряде из них сохранились признаки, которые можно рассматривать как свидетельство существования интенсивного динамического стресса во время их образования. Такими признаками, с нашей точки зрения, являются: упоминавшаяся уже уплощенная форма, некоторая асимметрия внутреннего строения, выражающаяся в том, что ядро нередко смещено к краю, со стороны которого был направлен стресс, следы растаскивания конкреций, наличие сдвиговых деформаций, а также упоминавшиеся каймы крупнозернистого кальцита вблизи терригенных зерен.

Следы деформаций растяжения — не только уплощенная форма конкреций, но и наличие внутренних, затухающих к периферии поперечных, косых, иногда извилистых трещин. По стенкам трещин обычно имеются щеточки кальцита (0,01—0,05 мм, иногда до 0,1 мм). По некоторым из этих трещинок можно наблюдать небольшие микросмещения (до 2 мм). По трещинкам часть конкреций легко дезинтегрируется на отдельные мелкие обломки. Наиболее легко конкреции разрушаются при наличии в них ядра непрочного выщелоченного доломита. Таким образом, описанные конкреции в морене, выполняющей трещины разрыва отторженца, позволяют говорить о весьма своеобразных диагенетических преобразованиях формирующейся моренной толщи. Механизм образования конкреций связан с участками особенно интенсивных напряжений, воз-

никающих в накапливающейся морене, и появлением в связи с этим в ней повышенного количества агрессивных режеляционных вод, обогащенных CO_2 . Последние интенсивно растворяют кальцит карбонатных обломков, а при спаде напряжений из образовавшегося раствора происходит высадка CaCO_3 и цементация определенного объема моренного мелкозема. Наличие следов растаскивания конкреций, их форма и другие признаки несомненно указывают на то, что пластические деформации в моренной толще еще происходили.

В толще движущегося льда каждый крупный отторженец служит упором, вокруг которого концентрируются наиболее сильные напряжения, способствующие проявлениям локальной экзарации. Так, например, изучение разрезов карьера у с. Борисово, характеризующего периферическую и частично дистальную части отторженца, показало, что даже в них создаются условия, благоприятные для отделения достаточно крупных блоков (разрезы I—I и III—III). Другой результат чрезвычайно активного динамического воздействия движущегося льда — образование брекчии из пород, преимущественно слагающих верхнюю часть и склоны отторженцев. При этом, как показало изучение разрезов, мощность зоны брекчии существенно изменяется в направлении от проксимальной к дистальной части отторженца. Это хорошо подтверждается сравнительным анализом разрезов I—I у с. Асеньевское и с. Борисово. В первом из них, характеризующем проксимальную часть отторженца, зона брекчий распространена лишь фрагментарно, достигая мощности 1,3 м. В карьере у с. Борисово, где хорошо вскрыта сниженная дистальная часть отторженца, мощность зоны достигает 7—8 м. Такие изменения в мощности зоны брекчий, несомненно, связаны с локальными пространственными распределениями зон экзарации и аккумуляции вокруг отторженцев. Ясно, что в проксимальной части явно преобладает экзарация, в то время как в сниженной «теновой» дистальной части существуют благоприятные условия для аккумуляции перемещаемого ледником материала в виде веера или «хвоста» отторженца. По своей сути брекчия доломитов является уже близко переотложенной локальной мореной.

Зона брекчий маломощным чехлом облекает также боковые части отторженцев, что достаточно хорошо было видно в карьере у с. Борисово в разрезе III—III, который характеризует боковую периферическую часть отторженца.

Брекчия весьма похожа на описанную выше в трещинах разрыва и состоит преимущественно из средней и мелкой остроугольной щебенки светло-серых доломитов, слагающих верхнюю часть разреза отторженцев, с относительно небольшой примесью щебенки доломитов, доломитизированных известняков, кремневых конкреций, лежащих ниже пачек. В брекчии встречаются отдельные единичные гальки кристаллических пород, а в веере дистальной части уже имеются отдельные линзы моренного суглинка. Заполнитель щебенки — тонко растертый доломитовый порошок, состоящий из отдельных кристаллов и обломков как доломита, так и халцедона. Кристаллов кальцита в мелкоземе не обнаружено, тем не менее вся брекчия нацело оказывается слабо сцементированной карбонатом кальция, который тонкой пленкой обволакивает грани щебенки и служит цементом для кристаллов доломита и обломков халцедона.

Такой состав локальной морены позволяет думать, что процесс ее формирования не ограничивался лишь механическим истиранием породы, а ему были также свойственны хемогенные преобразования. Действительно, изучение шлифов показало, что имеющиеся в щебенке доломитов кристаллы кальцита обычно интенсивно корродированы, иногда они оказываются нацело растворенными и вместо них в щебенке появляются поры. По-видимому, образовавшиеся вблизи отторженца режеляцион-

ные воды были достаточно агрессивны, обогащены CO_2 и интенсивно растворяли CaCO_3 . Эти воды пропитывали гляциотектоническую брекчию, и по мере спада напряжений и их замерзания из них происходила высадка CaCO_3 в виде тонких натеков, корочек и сгустков, цементирующих материал.

Изученные разрезы чешуйчатых ледниковых отторженцев позволяют осветить на примере доломитов нижнего карбона гляциотектоническое воздействие на них движущегося льда ледникового покрова. Это воздействие или следы внутреннего преобразования пород с позиций теории литогенеза можно рассматривать как одно из проявлений гляциокатагенеза.

В этой связи к гляциокатагенетическим преобразованиям мы относим прежде всего следы интенсивного сжатия, нашедшие свое отражение в образовании в пластах доломитов неравномерной сети вертикальных трещин. Кроме того, были обнаружены признаки, что накапливающиеся в ледниковом ложе напряжения способствовали возникновению горизонтального перемещения пластов доломитов относительно друг друга. Наконец, в тех случаях, когда возникающие напряжения превышали упругость доломитов, в них возникали субпараллельные поверхности среза (рис. 5), отражающие уже дифференцированный характер движения материала внутри доломитовых пластов. Конечно, существенные преобразования пород происходили и во время переноса и нагромождения чешуй. Можно думать, что чешуи доломитов не находились в вакууме и в период образования отторженцев. Однако разграничить все эти разновременные, но достаточно однотипные преобразования доломитов пока не представляется возможным. Поэтому ниже мы рассмотрим все гляциокатагенетические преобразования пород среднего карбона в целом.

Прежде всего остановимся на характеристике доломитов, слагающих ледниковое ложе. В этом отношении более показателен разрез у с. Асеньевское (см. рис. 2), где нижняя граница отторженца четко подчеркнута тонким прослоем морены на значительной части разреза I—I. Породы ледникового ложа представлены здесь пачкой неравномерно окремнелых темно-серых, несколько зеленоватых доломитов видимой мощностью до 6 м. Доломиты образуют пласты мощностью 0,5—0,6 м, между которыми, особенно в верхней части, имеются прослойки доломитового песка толщиной 3—5 см. В этих прослойках наблюдается слабое ожелезнение, а в их основании, на поверхности лежащего ниже пласта доломита, обычно имеется тонкий, но достаточно прочный налет или натек из белого кальцита. В той же верхней части пласты доломитов разбиты вертикаль-



Рис. 5. Вертикальная трещиноватость доломитов, рассеченных сближенными субпараллельными плоскостями среза

ными трещинами, которые не прерывают разделяющие их песчаные прослойки. Особенно часты вертикальные трещины в более мощных пластах доломитов. В самой верхней части толщи пласты доломитов рассечены субпараллельными, почти горизонтальными плоскостями на слои толщиной 10—15 см.

Практически полностью аналогичного типа доломиты, которые также можно рассматривать как породы ледникового ложа, обнажены в основании разреза Борисово, где в южной части на них также лежал тонкий слой морены прямо в днище карьера. Индивидуальные особенности рассматриваемых доломитов состоят в том, что мощность пластов здесь колеблется в пределах 0,35—0,75 м. Лишь наиболее верхний пласт имеет мощность 1,4 м. Вертикальные трещины в пластах имеют простирание $100\text{--}110^\circ$ и $60\text{--}70^\circ$, однако интенсивность трещиноватости в разных слоях неодинакова. Так, например, в средней части выхода один из пластов доломита оказался рассечен чрезвычайно сближенными, несколько выпуклыми к югу вертикальными трещинами, простирание которых оказалось 60° и $160\text{--}170^\circ$. В целом в данном выходе имеется 6 пластов доломитов. Но для нас интересно то, что на границе между первым снизу и вторым имеется прослой доломитового песка, иногда с небольшой примесью тонкой мелкой щебенки, толщиной 8 см. Аналогичного типа прослой песка мощностью 4 см имеется между четвертым и пятым слоем. Нам кажется, крайне важно подчеркнуть, что как подстилающие песчаные прослой, так и перекрывающие их доломиты оказались рассеченными многочисленными сближенными субпараллельными, почти горизонтальными плоскостями среза. Необходимо отметить, что очень тонкие, буквально до долей сантиметра, песчаные прослойки есть и между другими пластами доломитов, но в этих случаях они не сопровождаются горизонтальными плоскостями среза.

Остается добавить, что в верхнем пласте доломитов имеются крупные кремневые конкреции. Видимая мощность выхода описанных доломитов около 3,5 м.

Вертикальная трещиноватость доломитов — отражение того интенсивного сжатия, которому подверглись породы под воздействием ледникового покрова. Наличие двух относительно мощных прослоев доломитового песка с мелкой щебенкой доломитов, присутствие в прилежащих к ним доломитах плоскостей горизонтального среза позволяет думать о возможности дифференцированного движения одной части пачки относительно другой. При этом собственно возникновение более мощных прослоев доломитового песка было связано с перетиранием доломитов в процессе этого движения.

Еще более значительные признаки дифференцированного движения материала можно наблюдать в чешуях доломитов, залегающих в основании отторженцев. В обоих изученных разрезах эти чешуи образованы принципиально одними и теми же породами. Это все те же темно-серые, местами зеленовато-серые доломиты, описанные нами выше. В карьере у с. Борисово мощность чешуи около 2,5 м и слагающие ее пласты доломитов имеют азимут падения 130° , а угол падения 25° . Отличительная особенность этой чешуи — наличие в ее основании горизонта раздробленных кремневых конкреций, залегающих в желтом доломитовом песке мощностью около 12 см. Пласты доломитов в чешуе, помимо вертикальных трещин, интенсивно рассечены почти горизонтальными субпараллельными плоскостями среза. В основании одного из пластов обнаружена микроштриховка, простирание которой оказалось 20° . В целом доломиты в этой пачке окремнены в большей степени.

Несомненно интересная и важная особенность строения центральной части пачки — наличие слоя толщиной до 10 см кислого туфа, по кото-

рому развита палыгорскитовая глина. Однако слой, хотя и прослеживается по разрезу всей пачки, по своему внутреннему строению не является монолитным. Нередко в нем встречаются мелкие обломки доломитовой щебенки, заметна примесь доломитового песка, а также имеются участки слоя, на которых хорошо видна развальцовка и наличие уплотненных «окатышей» туфа. Кроме того, здесь же присутствуют мелкие, до 3—5 см, кальцитовые стяжения с редкими включениями обломков доломитов и кремней. Все это позволяет думать, что по описываемому слою происходило дифференцированное смещение пород.

Венчается разрез толщей тех же доломитов, в основании которой имеется вновь горизонт раздробленных кремневых конкреций. По нашим представлениям, верхняя часть разреза пачки повторяет ее основание. Поэтому верхи пачки отражают сдвоенность ее разреза, возникшую в результате гляциотектонических процессов. Еще одна интересная особенность строения верхней части пачки — наличие под ней прослоя доломитового песка, который по простиранию раздувается в мощности, переполнен кремневыми конкрециями и «прорывает» доломиты верхней части пачки. Эта особенность строения верхов пачки показывает, что в процессе ее движения в ней могли возникать нарушения сплошности в виде трещин разрыва.

Остается добавить, что внутри некоторых пластов доломитов иногда можно наблюдать пологопадающие на восток вторичные оперяющие надвиги. В карьере у с. Асеньевское, как отмечалось выше, в основании чешуи под горизонтом раздробленных конкреций имеется тонкий пласт морены. Кроме того, здесь отсутствует верхний раздробленный горизонт кремневых конкреций. В пластах доломитов по субпараллельным плоскостям среза, а также между пластами в основании хорошо выраженных прослоев из доломитового песка имеются натечи в виде прочных белых кальцитовых корок.

Наличие в рассмотренной чешуе развальцованных и перетертых палыгорскитовых глин, значительного количества прослоев из доломитового песка, микростриховки, обнаруженной в основании одного из пластов доломитов, обилие субпараллельных плоскостей среза, а иногда и сдвоенность разреза — все это признаки внутрислойного дифференцированного перемещения материала внутри чешуи. Что касается нижнего раздробленного горизонта кремневых конкреций, то он мог возникнуть в момент отрыва чешуи и может в связи с этим рассматриваться как зона надвига.

В рассмотренной чешуе, так же как и в породах ледникового ложа, надежно устанавливаются лишь признаки интенсивного сжатия пород и послонно-дифференцированного смещения. Поскольку породы достаточно однотипны, то обнаружить в них какие-либо другие черты, связанные с ледниковым стрессом, трудно. Исключение составляет, пожалуй, стратиграфическая сдвоенность разреза, установленная в карьере у с. Борисово по верхнему горизонту раздробленных кремней. Однако, как показало изучение отторженца у с. Асеньевское, воздействие ледникового стресса на подстилающие породы бывает столь значительным, что приводит к формированию весьма своеобразных толщ, в которых можно наблюдать смешение разновозрастных пород. Именно подобный случай мы имеем в одной чешуе разреза I—I у с. Асеньевское. Левый фланг чешуи сложен ранее описанными темно-серыми доломитами среднего карбона, пласты которых к центральной части разреза утоняются и постепенно замещаются пластами светло-желтого, кремневого доломита верхних пачек нижнего карбона в данном регионе. В чешуе можно видеть два горизонта кремневых конкреций, верхний из которых прерывистый. Так же как и в лежащей ниже чешуе, здесь между пластами доломитов имеются прослои доломитового песка, местами с натечными корками

кальцита. Интересно, что заканчивается разрез чешуи пластом темно-серого окремнелого доломита мощностью до 0,4 м, который на контакте с лежащей выше чешуей интенсивно рассланцован на тонкие плитки толщиной 0,5—1 см. Мощность такой своеобразной чешуи, состоящей из доломитов стратиграфически разных горизонтов, около 3 м.

Верхние части разрезов обоих изученных карьеров сложены чешуями, состоящими из полностью идентичных доломитов светло-желтого, почти кремового цвета.

Верхи разрезов для нас интересны потому, что в них отражено наложение друг на друга двух чешуй, образованных одними и теми же доломитами. В этом отношении уже в обоих карьерах можно видеть сдвигание разреза, обусловленное деятельностью ледникового покрова. В этих же чешуях отчетливо видны как признаки интенсивного сжатия пород, так и следы послойного дифференцированного их перемещения. Кроме того, зоны надвигов в этих чешуях оказались выраженными более эффективно. что может быть связано в целом с меньшей прочностью образующих их доломитов. Поскольку верхние чешуи оказались более доступными для изучения в карьере у с. Борисово, ниже мы приведем их описание именно по этому разрезу. В нижней из них, имеющей азимут падения 150—160°, при угле падения до 30°, снизу вверх можно выделить следующие пачки:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Доломитовый песок желтый, местами ожеженный до бурого цвета | 0,3—0,4 |
| 2. Доломиты светло-желтые, кремовые, интенсивно рассеченные параллельнонаклонными плоскостями на щебенку толщиной до 3—4 см. Контакт доломитов с песками весьма своеобразен. В толще нижележащего песка доломиты образуют асимметричные треугольникоподобные выступы, напоминающие собой нередко встречающиеся следы движения по микронадвигам | 0,35—0,50 |
| 3. Доломиты светло-желтые, почти кремовые, плотные образуют пласты мощностью до 0,2—0,3 м, между которыми обычно имеются прослойки доломитового песка. Доломиты интенсивно разбиты вертикальными трещинами, дающими средне- и крупнощебнистую отдельность. Однако местами трещины оказываются настолько сближенными, что появляется пластинчатая отдельность. Вертикальные трещины имеют простирание 180—190° и 90—100°. | |

Примерно в 0,6—0,8 м от подошвы в доломитах имеется горизонт раздробленных кремневых конкреций. При этом непосредственно под ним пласты доломитов интенсивно рассечены сближенными наклонно-параллельными согласно падению горизонта конкреций плоскостями среза. Мощность зоны интенсивного рассланцевания достигает 5—10 см, хотя отдельные плоскости среза встречаются и ниже

Общая мощность чешуи около 3,5 м.

2,6

Анализ строения рассмотренной чешуи позволяет высказать следующие соображения. Пачка доломитовых песков в ее основании, по нашим представлениям, возникла в результате разрушения и перетиранья чешуи доломитов во время ее движения. Точно так же доломиты пачки 2 являются частью зоны надвига или зоны транспорта чешуи и их интенсивная рассланцованность отражает собой существовавшее послойно-дифференцированное движение материала, осложненное местами микронадвигами. Как показывает строение пачки 3, внутри ее также имеются признаки, которые позволяют думать о наличии послойного смещения доломитов. Поскольку принципиально эти признаки те же самые, что и для лежащих ниже чешуй, избегая повторений, специально перечислять мы их не будем. Обратим лишь внимание на очень частую вертикальную трещиноватость доломитов, придающую им сложную пластинчатую отдельность. Это явление, несомненно, отражает процесс крайне интенсивного сжатия пород в рассмотренной чешуе.

Обратимся теперь к строению лежащей выше чешуи. В ней снизу вверх четко выделяются две пачки:

Мощность, м

1. Пески желтые, доломитовые с сигарообразными включениями доломитов лежащей выше пачки. Максимальная мощность сигарообразных включений достигает 30 см при длине до 3 м. Эти включения доломитов мы рассматриваем как одну из стадий их переработки в зоне надвига. Это тем более вероятно, что по своей морфологии они очень напоминают фрагменты разрушающихся в процессе движения нижних частей движущихся по надвигам пластин . . . до 1
2. Пачка светло-серых или светло-желтых, кремневых тонкослоистых доломитов. Доломиты интенсивно разбиты как вертикальной трещиноватостью, так и расслоены совпадающими с падением субпараллельными плоскостями среза. Внутри пачки есть два маломощных прослоя доломитового песка толщиной 10 и 20 см. Скорее всего, они отражают зоны внутри пачки, по которым происходило наиболее интенсивное перемещение отдельных ее частей.

В основании пачки имеется прослой раздробленных крупных кремневых конкреций. Аналогичного типа конкреции имеются и в кровле . . . до 6

Общая мощность чешуи около 7 м.

Анализ строения зон надвигов двух верхних чешуй показывает, что степень переработки материала и мощность зоны надвига у верхней чешуи существенно больше. Еще значительнее она в основании верхней чешуи в разрезе I—I у с. Асеньевское. Здесь она достигает 2 м и представлена также доломитовым песком с «плавающими» в нем сигарообразными включениями доломитов. Не исключено, что большая мощность зоны надвига у верхних чешуй может быть связана с несколько более длительным путем их транспортировки.

Таким образом, в исследованном районе удалось выявить так называемые чешуйчатые ледниковые отторженцы, которые представляют собой разрозненные фрагменты некогда существовавшей очень своеобразной краевой зоны одной из трансгрессивных фаз развития московского оледенения. Значительные напряжения в толще морены, окружающей отторженцы, способствовали образованию специфических диагенетических гляциострессовых конкреций. Наконец, изученные разрезы оказались весьма удачными для выяснения реакции пород, представленных нижнекаменноугольными доломитами, на ледниковый стресс. Это влияние проявляется в достаточно разнообразной форме, и возникшие преобразования рассматриваются нами как гляциокатагенетические.

ЛИТЕРАТУРА

- Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 288.
- Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В.* Основные черты ледового типа литогенеза.— Литол. и полез. ископаемые, 1974, № 6.

УДК 551.89+550.838

Г. М. МАЙСУРАДЗЕ

К СТРАТИГРАФИИ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

Южная Грузия, значительную часть территории которой занимает вулканическое нагорье, представляет собой сложную в отношении геологического строения область, бедную палеонтологическим материалом. Это затрудняет решение ряда вопросов, связанных, в частности, с выяснением стратиграфического положения плио-плейстоценовых вулканитов, отдельных лавовых покровов и их комплексов, а в некоторых случаях с проведением границы даже между свитами.

Исследования в бассейне верхней Куры, где широко развиты молодые вулканогенные образования и представлена серия террас от позднеплиоценовых до голоценовой включительно, позволяют развить высказанную нами ранее точку зрения [Майсурадзе, 1965] о возрасте молодых эффузивных образований данного района. Она основывается на датировке долеритового лавового потока в верховьях Куры, что оказалось возможным благодаря хорошей представленности в Ахалцихской котловине, расположенной несколько ниже по течению, террас, детально изученных [Лукашевич, Страхов, 1933; Гамкрелидзе, 1949; Клопотовский, 1950; Неманишвили, 1956; Майсурадзе, 1965, 1970] и датированных нами. Этот долеритовый поток следует признать важным стратиграфическим репером. Лавой было залито выработанное р. Курой глубокое ущелье и забронированы существовавшие к тому времени в его ложе аллювиальные отложения и высокие цокольные террасы. Ныне лавовый поток расчленен эрозией и представлен в виде фрагментов, или «меза». Лавовые останцы и забронированные под ними аллювиальные отложения находятся на высоте от 170—180 до 280—300 м над р. Курой.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ КУРЫ

Описываемый участок долины Куры охватывает отрезок от государственной границы СССР до с. Рустави, т. е. до выхода реки непосредственно в Ахалцихскую оротектоническую депрессию. В строении долины принимают участие вулканогенные и осадочные породы среднего и верхнего эоцена и вулканогенно-континентальные образования — продукты вулканических циклов позднеорогенной стадии мио-плиоцена (годердзская свита) и позднего плиоцена — раннего плейстоцена, а возможно, и среднего плейстоцена [Гамкрелидзе, 1949, 1954; Схиртладзе, 1958; Адамия и др., 1961; Джигаури, 1975].

Прорезав лавовые покровы ахалкалакской свиты (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) и углубившись в мощные вулканогенные отложения годердзской свиты (чередование туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, внутрiformационных андезитовых лав, туфов), река выработала узкое, каньонообразное ущелье глубиной 550—600 м.

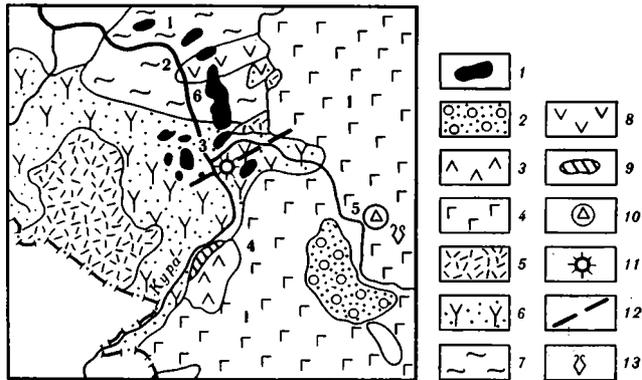


Рис. 1. Схема расположения Куринского долеритового потока

1 — долеритовый поток, низы среднего плейстоцена; 2 — аллювиально-озерные отложения; 3 — андезиты Кумурдо; 4 — верхние долериты плато, верхний плиоцен (ахалкалакская свита); 5 — дациты, андезито-дациты; 6 — туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты, верхний миоцен — нижний плиоцен (годердзская свита); 7 — песчаники, глины, верхний эоцен; 8 — туфобрекчи, средний эоцен; 9 — Бертаканский оползень; 10 — экструзивный купол Амиранисгора; 11 — Куринский долеритовый вулкан; 12 — линия взброса; 13 — местонахождение ископаемой фауны млекопитающих. (Стратиграфия четвертичных и позднелиоценовых образований дается по данным автора). Цифры на карте: 1 — Ахалкалакское лавовое плато, 1—6 — населенные пункты: 1 — Рустави, 2 — Аспиндза, 3 — Хертвиси, 4 — Кумурдо, 5 — Ахалкалаки, 6 — Сапо

Присутствие пород разной плотности и мощности, а также наличие внутрiformационных лав на склонах ущелья способствовали развитию структурных террас, обвалов, осыпей, оползней. Лавы основного состава Ахалкалакского плато образуют в верхней части правого склона ущелья отвесные карнизы высотой в несколько десятков метров, продолжающиеся до впадения в Куру р. Паравани (район сел Хертвиси и Толоши). На этом участке Кура сечет вкрест простирания несколько широких, с пологими крыльями субширотнаправленных структур. В районе с. Тмогви сохранился экзотектонический рельеф в виде крупного оползня-обвала. В результате размыва Курой туфов и туфобрекчий годердзской свиты нарушилось равновесие правого склона, что привело к его оползанию и запруде реки в районе Тмогвской теснины. О молодости этого явления свидетельствуют сохранившиеся выше по течению Курой озерные отложения. Они покрывают I надпойменную террасу высотой 7—9 м. Мощность отложений увеличивается от Вардзия вниз по течению реки от 5—6 до 15—18 м. В каньонобразном ущелье Куры наиболее распространены террасы I — 5—9-метровая и II — 15—20-метровая.

Ниже с. Толоши р. Кура выходит за пределы пирокластолитов годердзской свиты и до с. Рустави прокладывает сравнительно широкое ущелье в интенсивно дислоцированных глинисто-песчаных отложениях верхнего эоцена (рис. 1). В пределах этого участка долины развиты эрозионно-аккумулятивные и эрозионные террасы. Особенно хорошо они выражены в расширенном участке долины у с. Аспиндза на относительных высотах: I — 8—9 м, II — 18—20, III — 30—35, IV — 70—80, V — 120—140, VI — 180—200, VII — 220—240, VIII — 290—300 м. V, VI и VII террасы — скульптурные. Террасовые уровни на таких же высотах фиксируются в долине фрагментарно до с. Рустави.

На участке Хертвиси—Рустави сохранились упомянутые выше разобщенные эрозией останцы в прошлом единого долеритового потока. Наибольшее их число (12 фрагментов) наблюдается у с. Хертвиси, а

всего их, включая Руставский останец, — 16. Судя по местоположению останцов, длина Куринского долеритового потока достигала 18—20 км. Его платообразная поверхность плавно понижается по течению Куры. В этом же направлении уменьшается количество лавовых потоков, но относительная высота их почти не меняется (см. таблицу)

Местонахождение	Отн. высота, м	Мощность лав, м
У с. Хертвиси	330—340	180—200
У с. Саро	340—350	180—190
У с. Аспиндза	360—370	40—40
У с. Рустави	350	8—10

ИЗУЧЕННОСТЬ, ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Вопросы генезиса и возраста Куринского долеритового потока до 60-х годов в научной литературе затрагивались в региональных геологических исследованиях Джавахетского нагорья.

Петрохимическое сходство долеритов Куры с оливиновыми долеритами Ахалкалакского плато (ахалкалакская свита) вызвало среди геологов и геоморфологов различное толкование генезиса и стратиграфического положения Куринского потока.

Еще Г. Абиш [1902] считал Куринский долеритовый поток и Ахалкалакские лавы самыми молодыми образованиями, тесно связанными генетически. Небезынтересно, что пьедестал средневекового замка Хертвиси, у слияния рек Паравани и Куры, по Г. Абишу, представляет собой останец трахидолеритового жильного штока.

По С. И. Лукашевичу и В. А. Страхову [1933], куринские долеритовые лавы — новейшие эффузивы, спускавшиеся в долину Куры с Ахалкалакского плато. «Несмотря на кажущееся высокое залегание останцов лав на вершинах возвышенностей по отношению к современному уровню реки, все же условия залегания покрова по делювиальному склону долины говорят о совсем недавнем их излиянии» [с. 242]. Авторы считают их моложе ледникового времени.

Соображение об ахалкалакском происхождении Куринского долеритового потока имеется в трудах П. Д. Гамкрелидзе [1949] и Б. А. Клопотовского [1949, 1950]. По мнению этих исследователей, распространившись по ущелью р. Паравани до с. Хертвиси, лавы вышли по широкому ущелью р. Куры, забронировав при этом террасы реки. Высокое положение долеритовых потоков и приуроченность их к древнему руслу р. Паравани приводят П. Д. Гамкрелидзе к выводу об их древнечетвертичном возрасте. По Б. А. Клопотовскому, долериты залили древнее ущелье Куры, а потому их излияние должно было осуществиться на границе среднего и позднего плейстоцена.

Позднее долериты Куры принимаются П. Д. Гамкрелидзе [1954] за более молодые образования, чем долериты Ахалкалакского плато. Он выделяет их как самостоятельный Куринский долеритовый поток четвертичного возраста. Лавы эти, по автору, в ущелье Куры перекрывают террасы с аллювием, расположенные на высоте около 100 м над уровнем современного русла реки.

Н. И. Схиртладзе [1958] разделяет выводы П. Д. Гамкрелидзе о самостоятельности Куринского долеритового потока. Излияние послед-

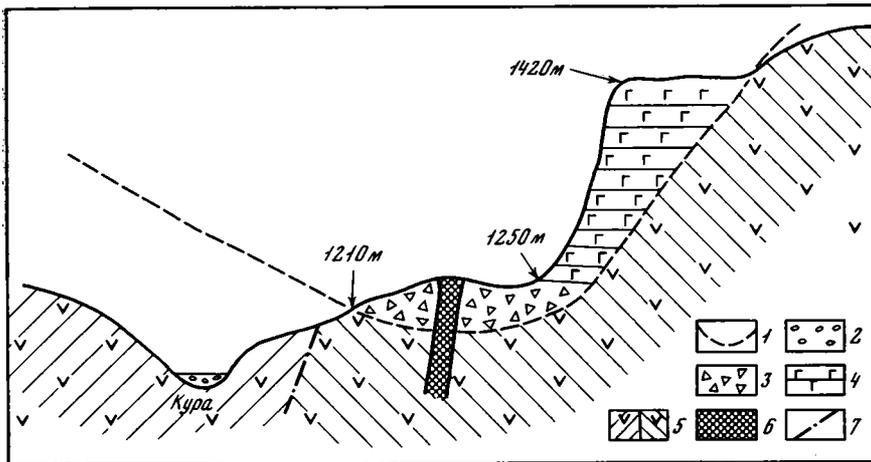


Рис. 2. Разрез Куринского вулкана у с. Хертвиси, по Д. Г. Джигаури

1 — поверхность древнего рельефа; 2 — современные речные отложения; 3 — базальтовые шлаковые брекчии аппарата вулкана; 4 — долеритовые потоки Хертвисского останца; 5 — андезитовые туфы, брекчии, туфоконгломераты гондердзской свиты; 6 — жерловая пробка долерита; 7 — Хертвисский взброс

него увязывается с пароксизмом вулканической активности верхнеплейстоцен-голоценового цикла.

Основываясь на петрохимическом сходстве долеритов верхней части ахалкалакской свиты и Куринского потока, Н. Н. Щепинская и М. В. Федоров [1963] объединяют их, расширяя ареал лав и на северную часть Ахалкалакского плато.

Д. Д. Церетели [1969], изучив геоморфологию Джавахетского вулканического нагорья, пришел к выводу о позднечетвертичном возрасте долеритовых лав, слагающих Куринский поток.

Крайне интересна недавно вышедшая работа Д. Г. Джигаури [1975], в которой приводится детальное геологическое описание обнаруженного автором вулканического аппарата центрального типа, давшего Куринский долеритовый поток. Вулканический центр находится в 200 м к югу от развалин хертвисского замка. Подошва вулкана расположена на высоте 70—80 м от уреза Куры и представляет собой древнее русло реки, выполненное эксплозивным материалом 50—60-метровой мощности (рис. 2). Подошва самого нижнего покрова находится на высоте 90—100 м над урезом реки. Выше следуют долеритовые потоки общей мощностью 200—230 м. По автору, лавы забронировали эксплозивные накопления и потекли по узкому ущелью Куры. Таким образом, лавы забронировали как древнее ложе ущелья, находившееся тогда на высоте 70—80 м над урезом Куры, так и высокие террасы, включая 320-метровую в районе с. Аспиндза.

Исходя из того, что подошва вулкана находится на высоте 70—80 м от уреза Куры, а этот уровень соответствует среднеплейстоценовой террасе бассейна Куры, Д. Г. Джигаури допускает, что активизация Куринского вулкана и соответственно возраст долеритового потока увязываются с концом среднего — началом позднего плейстоцена.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ КУРИНСКОГО ДОЛЕРИТОВОГО ПОТОКА

Куринский долеритовый поток, как уже указывалось, в настоящее время представляет собой разобщенные эрозией останцы, «рассеянные» вдоль ущелья Куры от с. Хертвиси до с. Рустави. В районе с. Хертвиси насчитывается до 12 лавовых фрагментов. Они радиально расположены вокруг вулканического центра и имеют мощности больше, чем останцы, находящиеся ниже по течению Куры.

Горизонтально залегающие лавовые потоки прислонены к крутым склонам, сложенным туфогенами годердзской свиты. Мощность отдельных потоков 3—15 м. Между потоками рыхлых отложений нет. Они отделены друг от друга межлаковой полосой контакта, представленной шлакообразной пористой массой. Наибольшее число лавовых потоков и их максимальные мощности характерны для двух останцов Куринского долеритового потока. Один расположен в непосредственной близости от выводного канала вулкана, другой — на левом, противоположном берегу ущелья. Количество потоков в указанных пунктах достигает 17—18, а суммарная мощность — 200 м. На остальных фрагментах, расположенных на периферии вулканического центра, количество и общая мощность лавовых потоков составляют соответственно 5—6 и 30—50 м.

Самый крупный по площади останец расположен на правом склоне ущелья Куры, в 2 км севернее с. Хертвиси. Лавы здесь покрывают эрозионную поверхность, выработанную в основном в глинисто-песчаных отложениях верхнего эоцена на относительной высоте 300 м над урезом реки. В обращенном в сторону Куры обрыве хорошо прослеживается контакт лав с подстилающими породами. На отдельных участках наблюдаются древние ложины с делювиально-пролювиальными отложениями, забронированные лавами. Количество лавовых потоков здесь от 7 до 10, общая мощность 40—50 м.

Исключение представляет ущелье р. Саросхеви (правый приток Куры), пересекающее в широтном направлении лавовое плато: в западной части плато она образует каньонообразное ущелье. Лавы Куринского потока заполняют ущелье Саросхеви на глубину до 180—190 м (на высоте 150—160 м над урезом Куры). Лавовые потоки (их здесь до 18) отчетливо отделяются зонами контакта. В глубь ущелья, на относительной высоте 170—180 м, обнажаются дислоцированные глинисто-песчаные отложения верхнего эоцена, на размытой поверхности которых несогласно залегают аллювиальные отложения 3—4-метровой мощности (рис. 3). Галька хорошо окатана, сцементирована крупнозернистым песком; в пачке преобладают валуны размером 0,2—0,3 м.

Аллювиальные отложения бронируются долеритовыми лавами Куринского потока; в частности, в данном разрезе их бронирует четвертый снизу поток.

В районе с. Аспиндза долеритовые лавы сохранились в виде двух останцов, разобщенных глубоким ущельем р. Лашисхеви. Эти лавовые фрагменты площадью до 2 км² насчитывают около 8—10 потоков общей мощностью 40—50 м. Северный, так называемый Дамальский, останец бронирует рыхлые аллювиальные отложения древней русловой фации Куры. Мощность флювиальных наносов 2,5—3,0 м. Слой галечника залегает на эрозионной поверхности, выработанной в дислоцированных глинисто-песчаных отложениях верхнего эоцена. Местонахождение галечника на относительной высоте от уреза Куры 290—300 м совмещается с хорошо развитой в Ахалцихской котловине X террасой.

Самый северный фрагмент куринских долеритовых лав расположен в районе с. Рустави, на правом склоне ущелья Куры. Лавы бронируют

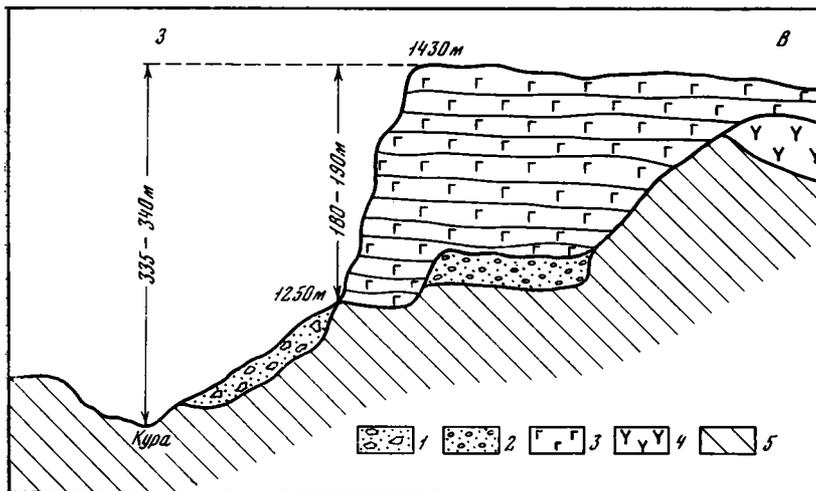


Рис. 3. Продольный разрез ущелья р. Саросхеви (северный склон)

1 — делювиальные отложения; 2 — аллювиальные отложения VIII террасы (относительная высота 170—180 м); 3 — долеритовые лавы Куринского потока; 4 — туфы, туфопесчаники, туфобрекчии гонердзской свиты; 5 — песчаники, глины верхнего эоцена

отложения верхнего эоцена. Общая мощность лав 8—10 м. Существует мнение, что этот лавовый фрагмент не относится к Куринскому долеритовому потоку [Джиганури, 1975], что он древнее по возрасту и представляет разобленную эрозией часть долеритового покрова Дзвели-Чобаретского плато. Последний датируется верхним миоценом—нижним плиоценом (гонердзская свита).

По нашим данным [Майсурадзе, 1965, 1970], ниже с. Рустави, в Ахалцихской оро-тектонической депрессии, выделено 12 террас. Они хорошо выражены в рельефе и представляют собой циклические террасы, сохранившие аллювиальный чехол. Коррелируя их с морскими и речными террасами Каспийского бассейна, а также оперируя методом относительной (морфостратиграфической) геохронологии, предлагаем следующую возрастную схему террас: I—II — 5—9 м, 15—20 м — послехвалынская; III—IV — 30—40 м, 50—55 м — хвалынская; V—VI—VII — 70—80 м, 120—130 м, 140—160 м — хазарская; VIII—IX — 180 м, 220—240 м — верхнебакинская; X — 280—300 м — нижнебакинская; XI — 350—440 м — апшеронская; XII — 550—600 м — акагильская. Сопоставление террас долины Куры на участке Аспиндза — Рустави с террасами в Ахалцихской котловине убеждает в общности и одновременности циклов террасообразования. Отсутствие нескольких террас на рассматриваемом участке, вероятно, связано с их уничтожением или погребением под делювиально-пролювиальными отложениями. Самая высокая цокольная терраса с мощным аллювиальным покровом сохранилась западнее с. Аспиндза, на левом склоне долины Куры на относительной высоте 550—600 м над урезом реки. Таким образом, долеритовые лавы, бронирующие 290—300-метровую эрозионную террасу у с. Рустави, не могут быть мио-плиоценового возраста.

Куринский долеритовый поток морфологически не связан с долеритовым покровом Ахалкалакского плато. Он расположен на 220—230 м ниже плато, на высоте 350 м над современным уровнем Куры (рис. 4). Распространение Куринского долеритового потока ограничивается лишь долиной Куры.

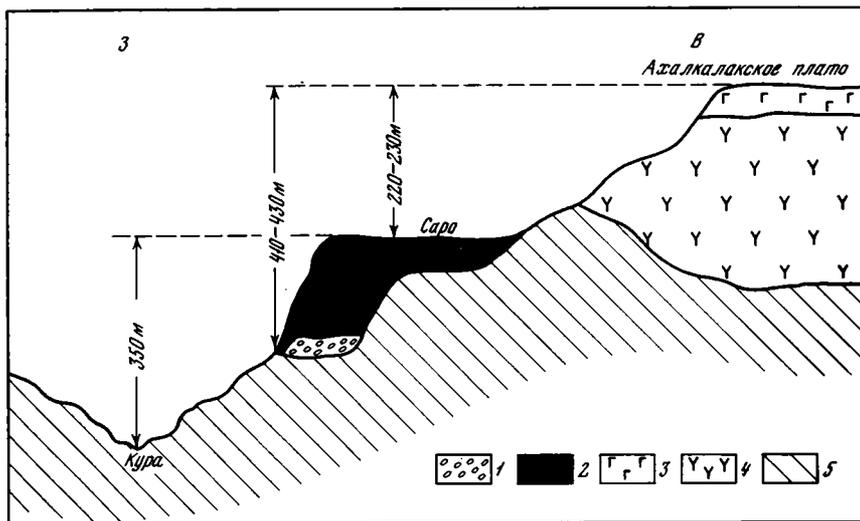


Рис. 4. Схематический поперечный разрез долины Куры в районе с. Саро

1 — аллювиальные отложения VIII террасы; 2 — долеритовые лавы Куринского потока; 3 — долеритовые лавы Ахалкалакского плато; 4 — вулканиты годердзской свиты; 5 — песчаники, глины верхнего эоцена

По данным Н. И. Схиртладзе [1958], Н. Н. Щепинской и М. В. Федорова [1963] и Д. Г. Джигаури [1975], структура и минералогический состав лав Куринского потока идентичны. Это — оливиновые долериты офитовой структуры, в строении которых принимают участие плагиоклаз ряда лабрадора, оливин и пироксен с титанистым авгитом. Из вторичных минералов участвует рудный минерал. По химическому составу куринские долериты относятся к известково-щелочной серии пород; содержание SiO_2 составляет 48,5—50,8%.

Петрографически и химически эксплозивный материал Куринского вулкана обнаруживает полное сходство с лавами Куринского потока и Ахалкалакского плато, что и привело к неверному толкованию о синхронности этих образований [Щепинская, Федоров, 1963].

За возраст Куринского долеритового потока принимается средний или верхний плейстоцен и даже голоцен. Эти предположения основываются, во-первых, на том, что верхний долеритовый поток Ахалкалакского плато принято считать образованием нижнего плейстоцена, Куринский долеритовый поток находится гипсометрически ниже на 230 м. Если считать, что современное ущелье Куры начало формироваться после эрозионного вреза в долеритовые лавы Ахалкалакского плато, то станет ясной причина омоложения куринских долеритов. Во-вторых, нахождение пирокластолитов Куринского вулкана на низких уровнях, соответствующих уровням молодых террас, также принимается за свидетельство молодости Куринского потока.

Для решения данного вопроса используем в качестве репера более древние вулканические образования. Такими могут служить долеритовые, андезито-базальтовые и отчасти андезитовые лавы ахалкалакской свиты, широко распространенные на Джавахетском плоскогорье. Лавы выполаживают древний эрозионный рельеф, выработанный в туфогенах годердзской свиты (мио-плиоцен), образуя в приграничном с ущельем Куры районе обширное Ахалкалакское лавовое плато. Здесь же были изучены наиболее полные разрезы вулканитов ахалкалакской свиты.

В районе г. Ахалкалаки, в ущелье р. Паравани (правый приток Куры), находится хорошо известный разрез, как бы эталон стратиграфического расчленения вулканитов этой свиты. Ниже приводится описание разреза в сокращенном виде (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Долеритовые лавы . . .	10 (видимая).
2. Озерные отложения	до 35
3. Оливиновые долериты	10—15
4. Аллювиально-озерные отложения	20

Хотя подобная последовательность и мощности отложений ахалкалакской свиты не характерны для Джавахетского плоскогорья в целом, они обеспечили возможность их стратиграфической датировки. В частности, аналогичная последовательность вулканогенных и межлаговых озерных образований встречена в Цалкском районе (бассейн р. Храми), где в озерных отложениях найдены остатки позднеплиоценовой фауны *Elephas (Archidiskodon) planifrons* Falc. и *Equus cf. stenonis* Cocchi [Заридзе, Татришвили, 1948]; вмещающие отложения были признаны позднеплиоценовыми. Позднее цалкские и ахалкалакские эффузивы были признаны одновозрастными [Гамкрелидзе, 1954; Схиртладзе, 1958], что и определило нижний возрастной предел ахалкалакской свиты.

Определенную сложность представляло установление верхнего возрастного предела ахалкалакской свиты. До последнего времени распространено мнение, что верхние долериты и залегающие на них аллювиально-озерные отложения имеют нижнеплейстоценовый возраст.

На юго-западном склоне экструзивного купола Амиранисгора, у г. Ахалкалаки, в рыхлых отложениях найдена фауна млекопитающих, определенная А. К. Веква [1959] как нижнеплейстоценовая. В ее составе: *Eripaceus* sp., *Citellus* sp., *Marmota* sp., *Canis tengisii* sp. nov., *Crocuta cf. sinensis* Zdan., *Ursus* sp., *Panthera cf. tigris* L., *Vormela cf. peregrina* Guld., *Lutra cf. lutra* L., *Meles cf. meles* L., *Mamonthus aff. trogontherii* Pohl., *Archidiscodon* sp., *Equus hipparionoides* Vekua, *Eq. süssenbornensis* Wüst., *Dicerorhinus cf. etruscus* Fal., *Hippopotamus georgicus* Vekua, *Orthogonoceros aff. verticornis* Dav., *Capra* sp., *Bos* sp.

Вмещающие фауну отложения относятся к озерно-делювиальным образованиям. Они залегают на аллювиально-озерных отложениях ахалкалакской свиты, в связи с чем стратиграфическое значение фауна имеет только для вмещающих отложений, тогда как о возрасте аллювиально-озерных отложений и подстилающих их верхних долеритовых лав ахалкалакской свиты можно судить лишь косвенным путем.

Небезынтересно отметить, что ахалкалакская фауна, по Л. К. Габуния [1972], сопоставляется с таманским фаунистическим комплексом, который со своей стороны может быть сопоставлен с верхами виллафранка и эпивиллафранка Западного Средиземноморья.

Анализируя фактический материал, А. Т. Асланян [1958] определяет возраст основных эффузивов Армении — аналогов цалка-ахалкалакской свиты. По данным этого автора, а также ряда других исследователей [Габриелян, 1958; Авакян, 1959; Хаин, Шарданов, 1952; и др.], долеритовые лавы, которые несогласно покрывают вулканогенные образования сармата—понта (вохчабердская свита), имеют верхнеплиоценовый возраст.

В районе Ленинакана указанные лавовые образования с аллювиально-озерными отложениями подстилают 400-метровую толщу озерных отложений (ущелье р. Ахурян). В верхнем горизонте этих отложений еще при Г. Абихе была известна фоссильная фауна млекопитающих. По

Л. А. Авакяну [1957, 1959], здесь найдены остатки *Elephas trogontherii* Pohl., *Rhinoceros merki* Jaeg., *Equus stenorhis* Cocchi., *Cervus elephus* Ogilvy., *Camelus knoblochi* Nehr.

По предварительным определениям В. В. Богачева [цит. по: А. Т. Асланян, 1958], в этих же отложениях выявлены *Megaceros* sp., *Bison priscus* s. *latifrons* Herl., *Elephas armeniacus* Falc.

Приведенная выше фауна позволяет датировать озерные отложения Ленинанкана верхним апшероном—нижним плейстоценом.

Что касается аллювиально-озерных отложений, залегающих на верхних долеритах Ахалкалакского плато, то аналоги их широко развиты в пределах Армянского нагорья. Эти отложения считают флювиогляциальными [Габриелян, 1958; Асланян, 1958; Бальян, Думитрашко, 1962] или аллювиально-пролювиально-озерного происхождения [Церетели, 1966; Саядян, 1968]. Но в данном случае для нас важнее генезиса их стратиграфическое положение.

По данным А. Т. Асланяна, аллювиально-озерные (флювиогляциальные) отложения в Ленинанканском районе под углом 8—10°, а то и флексуобразно уходят под озерные отложения Ширакской котловины, возраст которых известен. Исходя из этого, А. А. Габриелян [1958] делает вывод, что древние аллювиальные отложения Малого Кавказа верхнеплиоценового возраста.

Апшеронский возраст аллювиально-озерных отложений Ахалкалакского плато определяет и фауна, найденная в озерно-делювиальных отложениях у Амиранисгора. В пользу такого допущения говорят и исследования Ю. В. Саядяна [1968], а также новейшие материалы, полученные нами по Джавахетскому плоскогорью [Майсурадзе и др., 1977]. Изучив комплекс ленинанканские озерные отложения, Ю. В. Саядян доказывает их бакинско-нижнехазарский возраст. Наши исследования показали, что андезитовые лавы Кумурдо (юго-западная часть Ахалкалакского плато) не подстилают, а покрывают верхние долериты ахалкалакской свиты и соответственно являются более молодыми образованиями. Пароксизм последних связан с постдолеритовой фазой вулканизма на Джавахетском плоскогорье. Взятые нами образцы андезитовых лав были датированы в Лаборатории абсолютной геохронологии ГИН АН СССР. Возраст их по К/Аг — $1,2 \pm 0,1$ и $1,1 \pm 0,1$ млн. лет. Если учесть, что андезиты Кумурдо нормально намагничены [Майсурадзе, Векуа и др., 1977], то по палеомагнитной шкале Кокса они должны соответствовать эпизоду Харамильо эпохи обратной полярности Матуяма.

Приведенные выше данные позволяют считать вулканы и аллювиально-озерные отложения ахалкалакской свиты и саму свиту акчагыл-апшеронского возраста.

Современное ущелье Куры начало зарождаться после излияния верхних долеритовых лав Ахалкалакского плато. Есть основания считать, что аллювиально-озерные отложения ахалкалакской свиты непосредственно связаны с деятельностью палео-Куры и ее притоков. К моменту излияния лав Хертвисским вулканом Кура имела хорошо выработанное глубокое ущелье с развитыми уступами террас (особенно в районе с. Аспиндза и ниже по течению).

Если допустить, что Куринский долеритовый поток средне-, верхнеплейстоценового или голоценового возраста, как это предполагает ряд исследователей [Абих, 1902; Лукашевич, Страхов, 1933; Клопотовский, 1949, 1950; Гамкрелидзе, 1954; Цагарели, 1966; Джигаури, 1975], то лава, излившись из Хертвисского центра, должна была распространиться и заполнить ущелье Куры до с. Рустави, забронировав террасы до высоты 300 м над урезом реки. При этом мощность лав превысила бы 300 м.

Наши возражения к такой трактовке вопроса о возрасте Куринского потока сводятся к тому, что эрозионное действие Куры не могло бы за столь короткое время уничтожить лавы такой мощности, а если это и имело бы место, то должны были уничтожиться и низкие террасы, развитые на мягких глинисто-песчанистых отложениях верхнего эоцена. Однако, как указывалось выше, террасы отлично сохранены по всей зоне распространения Куринского долеритового потока. Высокая, раннехазарская скульптурная терраса относительной высотой 140 м от уреза Куры сохранилась в виде эрозионного останца «меза», у подножия юго-западного склона лавового останца Дамала, не говоря уже о цокольных террасах, расположенных в районе с. Аспиндза. Постдолеритовый (куринский) эрозионный цикл при средне- или верхнеплейстоценовом возрасте лав не мог совпасть с циклами террасообразования среднего и позднего плейстоцена.

На основе приведенного выше фактического материала мы можем утверждать, что излияние Куринского долеритового потока произошло на границе нижнего и среднего плейстоцена и что лавы не распространились ниже уровня раннехазарской террасы. Этот вывод вносит определенную поправку в наши прежние представления о возрасте данного потока [Майсурадзе, 1965, 1970]. Обратная намагниченность лав Куринского потока [Глевасская и др., 1976; Векуа и др., 1977; Майсурадзе и др., 1977], по нашему мнению, позволяет считать их доднепровскими образованиями, соответствующими экскурсу магнитного поля внутри эпохи нормальной полярности Брюнеса (0,375 млн. лет назад).

Восстанавливая общую картину развития рельефа долины Куры в пределах распространения Куринского долеритового потока, приходим к заключению, что до излияния лав из Хертвисского центра Кура уже имела хорошо выработанное ущелье глубиной свыше 400 м с развитыми цокольными террасами. Это было в преддверье раннехазарского века. Дно ущелья располагалось на высоте 150—160 м выше современного уровня Куры. Пароксизм Хертвисского вулкана был приурочен к субширотному разлому вдоль сводовой части хертвисской антиклинали. При взрыве вулкана на дне древнего русла образовалась воронкообразная котловина диаметром до 2 км и глубиной 40—50 м. Эксплозивный материал аккумуляровался на дне кальдеры, которая впоследствии была заполнена долеритовыми лавами мощностью до 180 м. Забронировав пирокластический материал, лавы разлились вниз по течению, бронируя русло, пойму, а в дальнейшем и террасы древней Куры.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. Геология Армянского нагорья: Восточная часть.— Зап. Кавк. отд-ния Рус. геогр. о-ва, 1902, кн. 23.
- Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении.— Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1957, т. 10, № 4.
- Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Адамия Ш. А., Мацхонашвили К. Г., Хуцишвили О. Д. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. минерал.-петрог., 1961, т. VI.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
- Бальян С. П., Думитрашко Н. В. Древнее оледенение: Основные черты рельефа.— В кн.: Геология АрмССР, Ереван, 1962, т. 1. Геоморфология.
- Векуа А. К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия).— ДАН СССР, 1959, т. 127, № 2.
- Векуа Л. В., Дзоценидзе Н. М., Павленишвили Е. Ш. и др. Палеомагнетизм неоген-антропогенных вулканогенных образований Джавахетского нагорья.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 10.

- Габриелян А. А.* О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена.— ДАН АрмССР, 1958, т. 27, № 2.
- Габуния Л. К.* К вопросу о границе неогеновой и четвертичной систем в Европе (по данным фауны млекопитающих).— В кн.: Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой»; Сб. докл. М., 1972, т. II.
- Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Тр. ГИН АН ГССР, 1949, № 2.
- Гамкрелидзе П. Д.* Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта.— Тр. ГПИ, 1954, № 32.
- Глевова А. М., Михайлова Н. П., Цыкора В. Н.* Магнетизм вулканитов альпийской геосинклинальной области СССР и некоторые черты геомагнитного поля позднего кайнозоя.— В кн.: Палеомагнетизм, магнетизм, геомагнитное поле. Киев: Наукова думка, 1976.
- Джиганри Д. Г.* Куринский долеритовый вулкан.— Техническая информация. Сер. геол., Тбилиси, 1975, № 9.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.* О возрасте цалкинского лавового комплекса.— ДАН СССР, 1948, т. 9, № 1.
- Клопоатовский Б. А.* Реликтовые солончаки («гаджевые почвы») Южной Грузии.— Почвоведение, 1949, № 2.
- Клопоатовский Б. А.* К геоморфологии Месхети.— Тр. ИГАН ГССР, 1950, т. 5.
- Лукашевич С. И., Страхов В. А.* Гидрогеологический очерк долины верхней Куры.— В кн.: Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, 1933, вып. 5.
- Майсурадзе Г. М.* К вопросу о возрасте Куринского долеритового потока.— Сообщ. АН ГССР, 1965, т. 37, № 1.
- Майсурадзе Г. М.* Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцихской котловины: Автореф. дис. ... канд. географ. наук, Тбилиси, 1970.
- Майсурадзе Г. М., Кошва А. П., Беридзе Т. Ш., Цхавадзе В.* О возрастном соотношении молодых эффузивных образований Джавахетского плоскогорья (Южная Грузия).— В кн.: Природа и хозяйство Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
- Майсурадзе Г. М., Векуа Л. В., Павленишвили Е. Ш. и др.* Палеомагнетизм и стратиграфия молодых вулканитов Грузии на примере стратотипического разреза Джавахетского нагорья.— В кн.: Тез. докл. итоговой научной сессии ИГАН ГССР. Тбилиси, 1977.
- Неманишвили С. Н.* К вопросу террас долины р. Куры в восточной части Ахалцихской котловины.— Тр. ТГУ, 1956, т. 58.
- Саядян Ю. В.* Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1968.
- Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии.— Тр. ГИН АН ГССР, 1958, № 8.
- Хашин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
- Цагарели А. Л.* О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.
- Церетели Д. В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.
- Церетели Д. Д.* Вулканический рельеф Джавахетского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Тбилиси, 1969.
- Щепинская Н. Н., Федоров М. В.* Куринский лавовый покров.— В кн.: Исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

А. А. НИКОНОВ, Г. М. ШУМОВА

ОБ УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ НАХОДОК В ОН-АРЧЕ (КИРГИЗСКАЯ ССР)

Для всей территории Средней Азии с ее огромной протяженностью от Каспийского моря до Джунгарского Алатау до сих пор известно всего лишь 10 местонахождений нижнего палеолита. Все они представляют изолированные находки по одному или несколько предметов, возраст которых определен на основании облика, характера обработки и степени патинизации [Ранов, Несмеянов, 1973]. Из двух пунктов, где несколько нижнепалеолитических изделий найдены, как считается, *in situ*, наиболее важен пункт Он-Арча [Окладников, 1954; История Киргизии, 1963]. По существу, именно это местонахождение до сих пор служит едва ли не основным аргументом для отнесения нижнего палеолита Средней Азии к раннему плейстоцену [Окладников, 1954; История Киргизии, 1963; Средняя Азия..., 1966; История Киргизской ССР, 1968] или среднему плейстоцену [Ранов, Несмеянов, 1973]. Сказанное определяет исключительную важность и интерес этого местонахождения как для археологических, так и стратиграфических представлений регионального масштаба. Между тем до сих пор этот пункт не подвергался сколько-нибудь серьезным геологическим и палеогеографическим исследованиям на современном уровне.

Открывший местонахождение А. П. Окладников описал его весьма скупо [Окладников, 1954; История Киргизии, 1963]. Одно «грубое рубящее орудие» было обнаружено в глубокой выемке, вырытой при строительстве дороги Фрунзе — Нарын, на глубине около 25 м по отношению к верхней части террасы в непо потревоженном состоянии между крупными гальками. Карьером вскрыта «древняя терраса, сложенная галькой и валунами, возвышающаяся над руслом реки более чем на 30—40 м и явно не соответствующая современной гидрографической сети в этом районе» [Окладников, 1954, с. 55].

В другой публикации уточняется, что это орудие извлечено из стенки карьера «на глубине 2—3 м от поверхности, непосредственно из отвесного галечного обрыва... Неподалеку от места, где оказалось это орудие, были найдены грубые каменные отщепы и столь же примитивно сделанное скребловидное орудие» [История Киргизии, 1963, с. 35].

Во время наших работ 1973 г. М. Б. Юнусалиевым с поверхности южного склона крутизной около 20°, в нескольких метрах выше верхнего края стенки карьера, примерно в 30 м над руслом р. Он-Арча, дополнительно поднят обломок пластины.

А. П. Окладников найденные им предметы охарактеризовал как ашельские, нижнепалеолитические, относящиеся ко времени «по крайней мере 300 тыс. лет назад». Согласно С. А. Несмеянову и В. А. Ранову [Ранов, Несмеянов, 1973], палеолитические изделия извлечены из аллювия более молодой (40—50-метровой) из двух террас ташкентского сред-

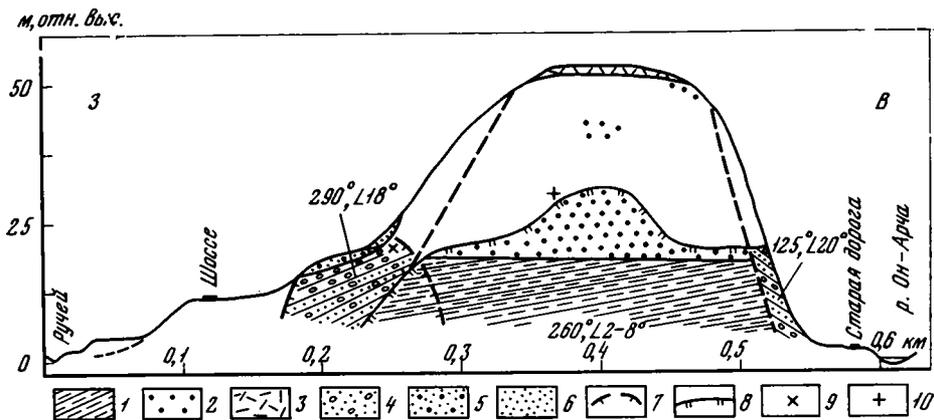


Рис. 1. Разрез останца на участке местонахождений Он-Арча

1 — алевролиты верхнего плейстоцена; 2 — аллювиальные галечники среднего плейстоцена; 3 — покров лёссовидных отложений на 54-метровой террасе; 4 — делювиально-коллювиальные галечники и гравийники с песком и пылью позднеплейстоценового возраста; 5 — аллювиальные голоценовые галечники 16—18-метровой террасы; 6 — склоновые галечно-лёссовидные голоценовые отложения; 7 — старый карьер до 1958 г.; 8 — новый карьер; 9 — вероятное положение находок А. П. Окладникова; 10 — находка пластины в 1973 г.

неплейстоценового комплекса, куда они попали с поверхности или из приповерхностных отложений более высокой (70—80 м) террасы. По мнению этих авторов, исходная стоянка «скорее всего... могла существовать в середине ташкентского (джергаланского) этапа», начало которого ими сопоставляется с днепровской (рисской) ледниковой эпохой [Ранов, Несмеянов, 1973, с. 98, 127].

Приведенные данные о возрасте не подкреплены сколько-нибудь подробной геолого-геоморфологической характеристикой местонахождения. Это заставило авторов настоящего сообщения попытаться восполнить существовавший пробел. Полевые работы проведены в 1973 г. с участием М. Б. Юнусалиева, спорово-пыльцевая характеристика дана Г. М. Шумовой.

По нашим исследованиям, геолого-геоморфологические условия на участке местонахождения палеолитических предметов таковы.

Река Он-Арча в нижнем течении направлена к югу и пересекает Нарынскую впадину. Местонахождение расположено примерно в 20 км выше устья, у пересечения с шоссе Рыбачье — Нарын, где высота русла составляет примерно 2150 м, что на 250 м выше устья реки.

Между долинами рек Он-Арча и ее правого притока, вдоль которого идет шоссе, располагается субмеридиональный плосковершинный узкий (порядка 0,1 км по верху и менее 0,5 км по низу) водораздел Джаналы-Тоо. На протяжении немногим более 0,5 км с севера на юг он состоит из разделенных сглаженными уступами террасовых площадок высотой у бровок около 130, 90—105, 62 и 54 м (высота над руслом р. Он-Арча у моста, рис. 1). Боковые склоны гряды и ее южное окончание, обращенное к слиянию р. Он-Арча и ее правого притока, имеют крутизну в средней части 25—30°. Водораздельная гряда сложена регионально развитой толщей слабо дислоцированных слоистых алевролитов, перекрытых аллювиальными галечниками мощностью порядка 20—30 м, нижняя граница которых, как и гряда, понижается к югу.

Строение гряды наиболее отчетливо прослеживается на южном окончании благодаря придорожным карьерам (см. рис. 1). Карьеры с высотой

задней стенки 10—20 м вскрывают внизу до высоты 17—19 м над р. Он-Арча слабонаклоненные к западу (2—3°) плотные слоистые алевролиты, на которых по резкой неровной, но в целом горизонтальной границе залегают толща аллювиального галечника. Видимый в карьере галечник состоит из гальки разного размера, преимущественно крупной, хорошей окатанности и пестрого петрографического состава. Судя по высыпкам на южном склоне гряды, галечник поднимается до террасовой площадки 50—54 м, покрытой лёссовидным суглинком мощностью 1—2 м. Из-за слабой обнаженности верхней части склона остается неясным, ложится ли лёссовая покрывка на отмеченный в цоколе террасы галечник или между ними имеются более молодые галечные прослои.

Весьма важен не отмечавшийся прежде факт залегания у западного и восточного склонов южного окончания гряды склоновых коллювиально-делювиальных отложений. Эти отложения вытянуты вдоль нижних частей склонов гряды, видимая мощность их достигает 8 м в карьерах у подножия склонов, они представлены галечно-гравийно-суглинистым материалом со слоистостью, наклоненной соответственно склонам к западу-юго-западу и востоку-северо-востоку под углами 15—20°. Несомненно, что эти склоновые отложения отделены от времени формирования галечников в теле 54-метровой террасы значительным перерывом, во время которого произошел врез от площадки этой террасы, по крайней мере, на 40 м и сформировались склоны, на которые затем легла пачка склоновых отложений. У подножия западного склона в карьере видно залегание на наклонных склоновых отложениях чистого отсортированного горизонтальнослоистого галечника, принадлежащего, по-видимому, реликту террасы 16—18-метровой высоты. Этот галечник, в свою очередь, перекрыт 1,5-метровым слоем несортированного галечно-суглинистого делювия, наклоненным согласно склону. Этот молодой делювий ложится на или переходит в аллювий 10—12-метровой террасы притока р. Он-Арча.

Переходя к оценке возраста охарактеризованных отложений, следует указать, что дислоцированные алевролиты в цоколе средних и высоких террас по существующим оценкам считаются позднплиоценовыми или плиоцен-нижнечетвертичными. Отнесение А. П. Окладниковым [История Киргизии, 1963] основной толщи галечника ко времени «первого межледниковья» за счет размыва отложений предшествующей ледниковой эпохи проведено до разработки стратиграфической шкалы четвертичных отложений Средней Азии и не имеет серьезного обоснования. Тем более не может быть принято при современном уровне знаний отнесение упомянутых галечников на конец бакинского времени, т. е. последний этап нижнечетвертичного времени.

Согласно широко распространенному датированию геоморфологических уровней надо было бы признать, вслед за В. А. Рановым и С. А. Несмеяновым [1973], галечники принадлежащими 54- и 90-метровой террасам и считать возраст террас и галечников среднеплейстоценовым. Противоречит этому то, что в долине Он-Арча толща галечников накопилась от относительной высоты 17 м (или ниже) до 130 м, и только после этого произошел современный врез, в процессе которого сформировались более низкие, чем 130-метровый, террасовые уровни. В таком случае только эта 130-метровая терраса может считаться аккумулятивной, а более низкие — эрозионными или цокольными, галечники же в цоколе 50-метровой террасы придется признать отложенными раньше, чем в цоколе более высоких террас. Обнаженность вблизи местонахождения недостаточна, чтобы без специальных горных выработок доказать

предложенную трактовку. Но реальность подобного хода развития можно представить на примере соседних участков.

В соседней с запада, также поперечной к Нарынской котловине, долине р. Кокджерты (Сон-куль) аккумулятивной является только высокая (V) терраса 100-метровой относительной высоты и шириной при выходе из гор 2 км. Согласно описаниям С. С. Шульца, терраса сложена хорошо слоистыми желто-бурыми галечниками, заполняющими существовавший до этого каньон. «Близ выхода из гор нижние террасы (82; 37; 15; 4,5 и 2,5) так же, как и в горной части долины, врезаются в аллювий V аккумулятивной террасы [Шульц, 1936, с. 52].

На крайнем западе Иссык-Кульской впадины, в долине р. Чу, подробными исследованиями [Чедия и др., 1973] доказано залегание единой аккумулятивной толщи от уреза реки и ниже него до высоты не менее 160—180 м. Возраст толщи по фауне и спорово-пыльцевой характеристике [Григина, 1973] определяется как среднеплейстоценовый. Более низкая 50—70-метровая эрозионная терраса р. Чу выработана в этой толще и справедливо признается позднеплейстоценовой, а надпойменные 12- и 25-метровые террасы — голоценовыми. Таким образом, здесь установлены следующие главные этапы развития рельефа и отложений: глубокий врез в начале среднего плейстоцена, мощное заполнение долины в конце его и последующий новый врез позднеплейстоценового и голоценового времени, уровни которого сохранились в современной долине ниже 180 м.

Совершенно та же история и датировка этапов развития долин доказывается для юга Средней Азии [Никонов, 1970, 1972; Никонов, Пахомов, 1972].

Все это заставляет нас и применительно к долине р. Он-Арча принять вариант накопления аллювиальных галечников в цоколе 52-метровой террасы (и в более высоких) во время этапа заполнения долин в конце среднего плейстоцена и считать сами поверхности террас выработанными в процессе последующего позднеплейстоценового врезания реки.

Для уточнения палеогеографической обстановки и времени формирования отложений, вскрытых карьером у пересечения шоссе Рыбачье — Нарын с р. Он-Арча, выполнен спорово-пыльцевой анализ (рис. 2).

В толще аллювиальных галечников в цоколе 52-метровой террасы отмечаются два максимума пыльцы древесных пород (до 40%) с преобладанием пыльцы *Betula* (до 37%), *Picea* cf. *Schrenkiana* и широколиственных пород (до 25%), в том числе *Corylus* cf. *avellana*, *C.* cf. *colurna*, *Carpinus* cf. *caucasia*, *C.* cf. *orientalis*, *Quercus* cf. *robur*, *O.* cf. *mongolica*, *Q.* sp., *Ulmus* sp. Единично встречается пыльца *Fraxinus*, *Acer*, *Morus*, *Juglans regia* L. Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца *Syringaceae* (до 58%), остальную часть составляют *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ericales*, *Gramineae* и разнотравье. Среди спор преобладают сфагновые мхи.

Две фазы повышенной облесенности разделены периодом, когда господствовали полярные степи с участием злаково-лебедовых ассоциаций и лишь на склонах хребтов сохранялись березовые перелески с элементами широколиственных пород и можжевеловые заросли.

В верхах опробованной части аллювиальных галечников значительно уменьшается содержание пыльцы древесных пород (до 19%) за счет возрастания количества пыльцы трав-ксерофитов. Господствует пыльца *Artemisia* (до 80%), участвуют *Chenopodiaceae*, *Syringaceae*. В отличие от аллювиальных галечников в цоколе 52-метровой террасы, прислоненные к ним склоновые галечники характеризуются господством пыльцы травянистых и кустарничковых растений (до 78%), резко возрастает



Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений в карьере Он-Арча

1 — алевролиты позднего плиоцена;

2 — среднеплейстоценовые галечники;

3 — лёссовидные отложения в покрове 54-метровой террасы;

4 — позднелепистоценовые галечно-гравийные отложения на склоне;

5 — галечный аллювий 16—18-метровой террасы;

6 — современные склоновые отложения;

7 — пыльца древесных пород;

8 — пыльца травянистых растений;

9 — споры

содержание пыльцы *Ephedra*, между тем как пыльца древесных пород единична и имеет плохую сохранность.

Аллювиальные галечники разреза Он-Арча накапливались в период произрастания вокруг смешанных елово-березовых лесов со значительной примесью широколиственных пород, таких, как дуб, вяз, лещина, граб, и незначительным участием ясеня, клена, тутовника, грецкого ореха. Кустарнички в основном были представлены верескоцветными, а травяной покров образовывал луга и луговые степи из осоки, разнотравья и злаково-лебедово-попынных ассоциаций. Характерны были также сфагновые болота. По характеру растительных ассоциаций можно говорить о влажном и умеренно теплом (более прохладном, чем современный) климате, присущем плейстоценовой, вероятно, ледниковой эпохе.

Отсутствие пыльцы плиоценовых экзотов позволяет считать опробованные галечники, без сомнения, плейстоценовыми, а значительное богатство флоры по сравнению с современной — отодвигать время ее развития к середине плейстоцена.

По спорово-пыльцевой характеристике аллювиальные галечники Он-Арчи аналогичны фаунистически датированным среднечетвертичным отложениям джергаланского комплекса в Иссык-Кульской котловине [Разрез..., 1971; Григина, 1973]. Так, в восточной части Иссык-Кульской котловины, в разрезе г. Тепке на относительной высоте до 70—80 м (тогда, как и теперь, по-видимому, располагавшемся на несколько сот метров ниже и в более влажных условиях по сравнению с разрезом Он-Арча) в отложениях джергаланского комплекса с фауной хазарского (среднеплейстоценового) комплекса млекопитающих спорово-пыльцевой спектр отражает широкое распространение смешанных лесов из ели, сосны, пихты, березы, ольхи с участием дуба, граба, бука (?), вяза, липы, ясеня. Из наиболее древних третичных форм встречались орех, хмелеграб, каркас, рододендрон. В травяном покрове заметную роль играли различные верескоцветные, злаково-осоково-разнотравные ассоциации и разнообразные споровые растения [Алешинская и др., 1975].

Более бедный по составу, особенно за счет выпадения пыльцы широколиственных пород, но также лесной спектр выявлен в разрезе у с. Орлиное на относительной высоте 0—20 м [Разрез..., 1971].

На крайнем западе Иссык-Кульской впадины О. М. Григина [1973] обнаружила близкие спорово-пыльцевые спектры, флористически похожие на спектры у с. Орлиное. Здесь опробованы фаунистически охарактеризованные озерно-пролювиальные отложения в теле 160—170-метровой террасы, лесной спектр которых приурочен к слоям на относительной высоте 70—110 м.

В этих слоях отмечено повышенное содержание пыльцы древесных пород (20—40%), представленных пылью отсутствующих ныне сосны, дуба, вяза, ясеня, а также ивы, клена, лоха и др., что отвечает относительно прохладным и влажным условиям эпохи среднеплейстоценового похолодания. Сама 160—170-метровая терраса признается здесь позднечетвертичной, так же как выработанная в указанной толще более низкая 50—60-метровая эрозионная терраса [Чедия и др., 1973; Григина, 1973].

Следовательно, спорово-пыльцевая характеристика аллювиальных галечников разреза Он-Арчи на высоте 17—52 м хорошо согласуется с таковой в тех же слоях разрезов джергаланских отложений Иссык-Кульской впадины, которые находятся на относительных высотах от уреза до 100 м и по комплексу признаков разными исследователями [Талипов, Королев, 1970; Разрез..., 1971; Чедия и др., 1973; Григина,

1973] согласно относятся ко времени среднеплейстоценового похолодания (оледенения).

В отличие от приведенных спектров для второй половины позднего плейстоцена для восточной, относительно влажной, части Иссык-Кульской котловины характерны спектры с резким господством пыльцы травянистых ксерофитов и обедненной лесной флорой (*Betula*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus*, единичны *Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*). Опробованные отложения позднеплейстоценовой 30—32-метровой террасы ($26\ 340 \pm 540$ лет назад на глубине 7,1 м) формировались в более аридных, чем среднеплейстоценовые, но более влажных, чем современные, условиях [Разрез..., 1971].

Спорово-пыльцевой спектр склоновых отложений в разрезе Он-Арча также отражает господство сначала открытых, преимущественно полынных степей с участием лебедовых и разнотравных ассоциаций, а затем полынно-лебедовых и эфедровых ассоциаций. На этом основании можно говорить об отложении слоев в период сильной ксерофитизации растительности в условиях значительно усилившейся аридизации климата, характерной для позднего плейстоцена. Иными словами, не только по геологическим, но и по палинологическим данным толща аллювиальных галечников в цоколе 52-метровой террасы резко отличается от склоновых галечников, к ней прислоненных, что свидетельствует о значительном временном перерыве между их накоплением.

Таким образом, по комплексу имеющихся данных галечники в цоколе 52-метровой террасы р. Он-Арчи наиболее обоснованно могут считаться отложившимися во второй половине среднего плейстоцена. Наиболее реальными для второй половины среднего плейстоцена (хазарская трансгрессия Каспия) можно принять время 200—150 тыс. лет назад [Никонов, 1972б]. Отделенные от упомянутых выше галечников значительным перерывом склоновые галечники следует считать позднеплейстоценовыми, они могут иметь возраст в несколько десятков тысяч лет.

Казалось бы, можно в целом согласиться с В. А. Рановым и С. А. Несмеяновым [1973], которые помещают находки Он-Арчи А. П. Окладникова в середине ташкентского этапа, т. е. в середину среднего плейстоцена. Однако этому препятствуют следующие обстоятельства.

Во-первых, непосредственно из галечников А. П. Окладников извлек только одно орудие, два других подобраны «неподалеку». Найденный нами обломок пластины поднят с поверхности склона над выходом среднеплейстоценовых галечников в карьере на высоте около 25 м над руслом.

Во-вторых, как удалось установить, в 1953 г. и до 1968 г. карьер был маленьким, занимал только западную часть выступа и не вскрывал собственно среднеплейстоценовые галечники, а только склоновые галечники конца позднего плейстоцена, возникшие за счет переотложения среднеплейстоценовых (см. рис. 1).

Среднеплейстоценовые аллювиальные галечники вскрыты современным карьером только в 1968 г. при реконструкции дороги. Поэтому крайне маловероятно, чтобы А. П. Окладников вынул даже единственное орудие, залегающее *in situ*, из среднеплейстоценовых галечников. Наиболее вероятно, что оно было извлечено из склоновых галечников конца позднего плейстоцена, имевших во время отложения наклон 18—20°, и, значит, не может считаться залегающим *in situ*, так как стоянка, конечно, не могла располагаться на столь крутом склоне.

Нахождение каменных предметов на высоте 25 м на склоне в склоновых отложениях и «неподалеку» заставляет обратиться в поисках

места первоначального их залегания прежде всего к площадке 52-метровой террасы. Эта площадка позднеплейстоценовой террасы на выступе междуречной гряды, в настоящее время покрытой лёссовидными отложениями, представляет наиболее подходящее место для палеолитического поселения, какие обычны, судя по находкам, для других районов Средней Азии [Никонов, 1977].

Принос с более высокой 64-метровой, а тем более 90—105-метровой террасы (гипотеза В. А. Ранова и С. А. Несмеянова [1973]) допустить невозможно из-за плоской поверхности террас, удаленности уступов террас друг от друга на первые сотни метров и наличия на них лёссовидного покрова без гальки и обломков крупнее 3 см.

Наиболее вероятно, что стоянка располагалась на площадке 52-метровой террасы, у ее бровки, была обитаема до или в процессе накопления лёссового покрова. При врезании реки и разрушении бровки террасы отдельные предметы перемещались вниз по склону и частью перезахоронялись в склоновых отложениях.

Время обитания стоянки надо помещать между окончанием обработки площадки 52-метровой террасы и накоплением склоновых отложений у подножия ее уступа, т. е. во вторую половину позднего плейстоцена.

Так или иначе орудия, судя по их фактическому положению в момент нахождения, не могут считаться залегающими *in situ* и, несомненно, не могут быть более древними, чем поздний плейстоцен. Следовательно, главный аргумент А. П. Окладникова в пользу большой древности находок на Он-Арче — древность местных галечников — теряет силу. Остаются чисто археологические признаки: форма орудий и сколов, техника обработки камня, степень патинизации. Тут приходится обратить внимание на третье обстоятельство: найденные предметы выполнены в галечной технике, которая в Средней Азии, как известно, весьма консервативна и даже в неолите содержит многие пережиточные элементы. Поэтому сравнения и непосредственные временные аналогии изделий галечных культур с датированными каменными изделиями в других частях мира (Европа, Передняя Азия) весьма рискованны [см. Ранов, Несмеянов, 1973]. Тем более ненадежны выводы о возрасте, сделанные не на серийном материале, а на основании одной-двух находок. В этих условиях отнесение находок Он-Арчи по археологическим признакам к ашелью и вообще к нижнему палеолиту не может считаться бесспорным.

Если связывать первоначальное залегание предметов с площадкой 52—54-метровой террасы (что нам представляется наиболее вероятным), то возраст их можно оценить в 50—60 тыс. лет, т. е. датировать их эпохой мустье. Кстати, и другие известные мустьерские памятники Средней Азии в предгорьях располагаются не ниже 26—60 м над ближайшими водотоками [Никонов, 1973; 1977].

Если все-таки допустить, что одно из орудий вынута А. П. Окладниковым из толщи среднеплейстоценовых галечников, и считать его раннепалеолитическим, то и тогда геологический возраст находки должен быть ограничен концом среднего плейстоцена, т. е. 200—150 тыс. лет назад, но не, по крайней мере, 300 тыс. лет назад, как указывается в «Истории Киргизской ССР» [1968].

Полученные результаты можно суммировать следующим образом.

1. Необходимо отказаться от широко распространенных представлений о находках Он-Арчи как о древнейших в каменном веке Средней Азии, относящихся к раннему или среднему плейстоцену.

2. Весьма маловероятно нахождение единственного извлеченного из стенки карьера орудия *in situ*.

3. По геолого-геоморфологическим признакам каменные изделия наиболее обоснованно можно относить к позднему плейстоцену, вероятно принадлежность находок к галечной культуре эпохи мустье.

Поскольку Он-Арча считается одним из главных опорных пунктов для датирования каменного века [Окладников, 1954; История Киргизии, 1963; Средняя Азия..., 1966; Ранов, Несмеянов, 1973], проведенная ревизия и заключения могут иметь региональное значение — быть аргументом в пользу значительного омоложения геологического возраста палеолита Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З. В., Куликов О. А., Мотузко А. Н. и др.* К палеогеографии и стратиграфии новейших отложений Иссык-Кульской впадины.— В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Григина О. М.* Палинологическая характеристика озерных четвертичных отложений Кокмойнокской впадины (Северный Тянь-Шань).— В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973.
- История Киргизии. Фрунзе, 1963. Т. I.
- История Киргизской ССР. Фрунзе, 1968. Т. I.
- Никонов А. А.* Закономерности развития речных долин юга Средней Азии в антропогене.— ДАН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Никонов А. А.* Закономерности развития речных долин юга Средней Азии.— Геоморфология, 1972а, № 1.
- Никонов А. А.* К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии.— Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1972б, № 39.
- Никонов А. А.* Определение скорости врезания рек.— Геоморфология, 1973, № 1.
- Никонов А. А.* Распределение по относительной высоте приречных археологических памятников Средней Азии.— Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1977, № 47.
- Никонов А. А., Пахомов М. М.* К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана.— В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.
- Окладников А. П.* Археологические исследования в Киргизии.— Вестн. АН СССР, 1954, № 9.
- Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А.* Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1973.
- Средняя Азия в эпоху камня и бронзы. М.; Л.: Наука, 1966.
- Талипов М. А., Королев В. Г.* Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.
- Чедия О. К., Трофимов А. К., Удалос Н. Ф.* Геологические условия местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных озерных отложениях Кокмойнокской впадины (Северный Тянь-Шань).— В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973.
- Шульц С. С.* Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-Шаня из Оша в Каракол.— В кн.: Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1934 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып. 38.

УДК 551

М. Н. АЛЕКСЕЕВ, Л. В. ГОЛУБЕВА

К СТРАТИГРАФИИ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА, НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИМОРЬЯ

Стратиграфическое расчленение эоплейстоценовых, нижнеплейстоценовых и среднеплейстоценовых отложений Приморья до самого последнего времени основывалось главным образом на данных палинологических исследований и на материалах геоморфологического анализа. Авторы настоящей статьи во время полевых работ в Южном Приморье посетили ряд разрезов, относящихся к эоплейстоцену, а также к нижнему и среднему плейстоцену и провели отбор образцов для палинологических и палеомагнитных исследований. Последние были выполнены Е. И. Вириной. Все разрезы находятся в пределах восточных и западных отрогов хр. Сихотэ-Алинь и связаны с речными террасами (рис. 1). Исключение представляет разрез в районе пос. Терней, где в обрыве берега Японского моря вскрываются пролювиальные образования.

Авторы принимают объем четвертичной системы в соответствии с рекомендациями Стратиграфической комиссии INQUA (1973 г.) и XXIV сессии Международного геологического конгресса (Монреаль, 1972 г.). Нижняя граница квартала проводится по подошве калабрийских слёдов Италии. Четвертичная система подразделяется на эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен.

К эоплейстоцену относится красноцветная толща глинистых песков, часто содержащая мелкую гальку. Красноцветные отложения имеют об-

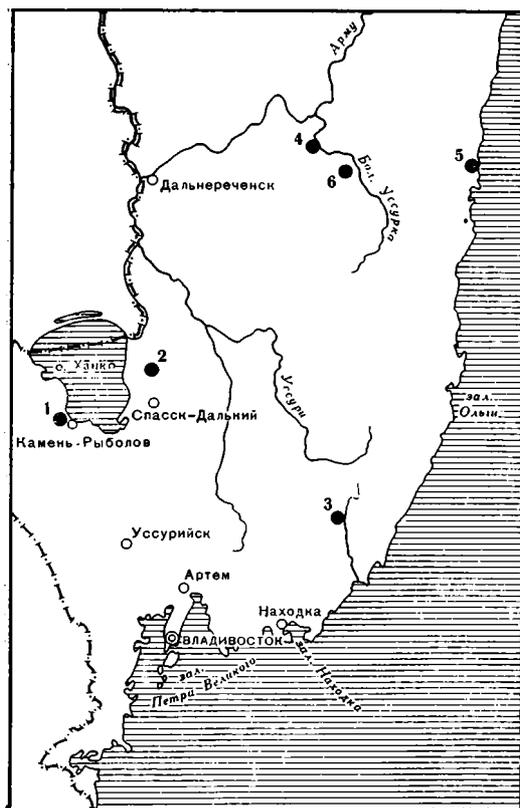


Рис. 1. Схема района исследований

- 1 — обнажение у пос. Камень-Рыболов;
- 2 — обнажение эоплейстоценовых отложений в карьерах у г. Спасск-Дальний;
- 3 — обнажение высокой террасы в долине р. Киевка;
- 4 — 6 — разрезы у пос. Мельничное;
- 5 — обнажение террасы на р. Пещерная

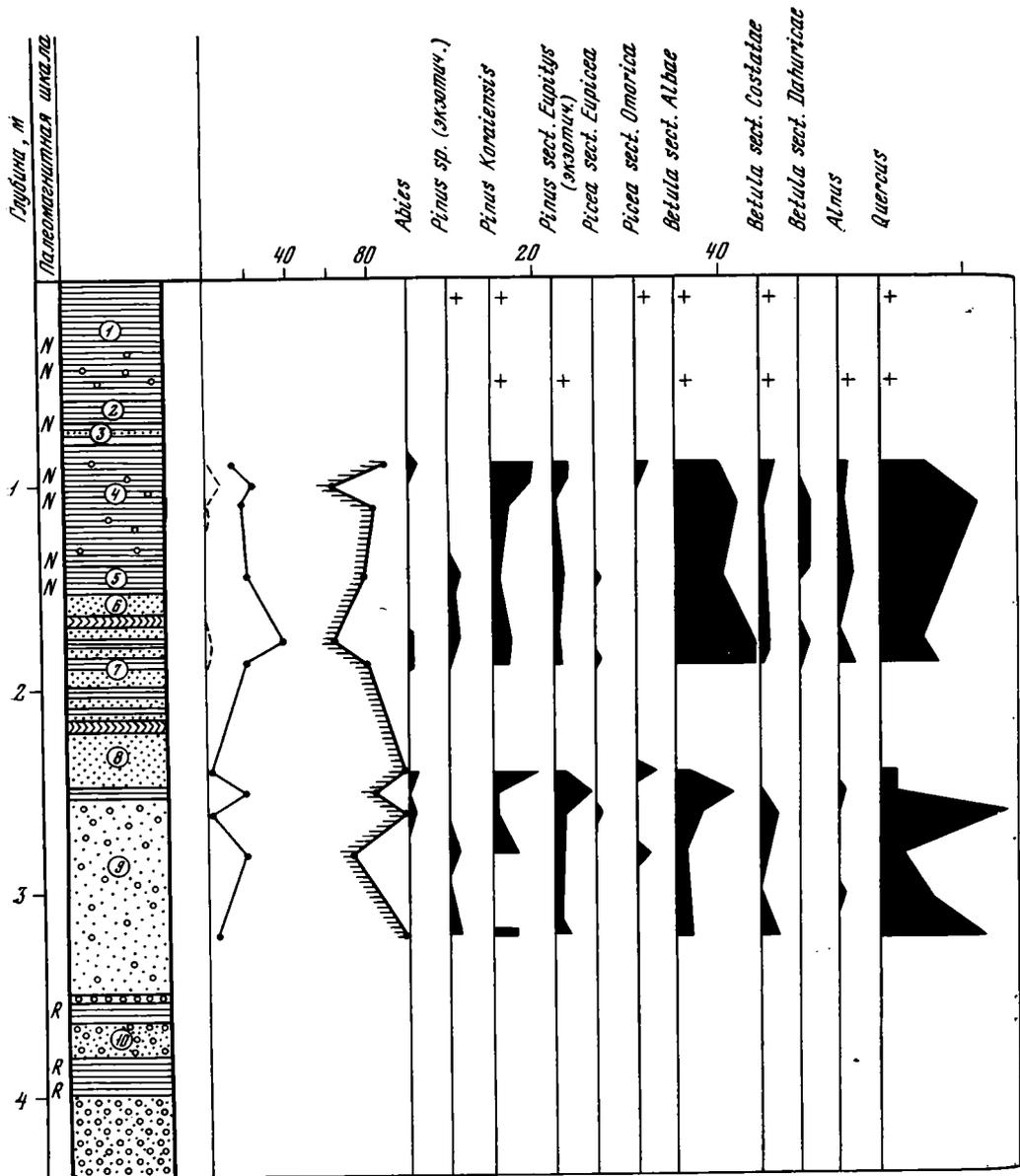
ратную намагнитченность. Отдельные образцы, имеющие прямую намагнитченность, очевидно, характеризуют лишь нормальные палеомагнитные эпизоды эпохи обратной намагнитченности Матуяма. В отложениях красноцветной толщи присутствует пыльца экзотических сосен, которые произрастают в настоящее время в Японии и Северной Корее.

На красноцветных отложениях залегают бурые и серые суглинисто-супесчаные осадки. Наиболее четко контакты двух этих толщ выражены в изученных ранее [Алексеев и др., 1973; Алексеев, Голубева, 1973] обнажениях у пос. Сарапульское на правом берегу р. Амур, в 100 км ниже г. Хабаровска, в обнажениях у пос. Камень-Рыболов на берегу оз. Ханка, а также в карьерах и дорожных выемках у г. Спасск-Дальний (см. рис. 1). Эта верхняя толща повсеместно имеет прямую намагнитченность. Она относится к эпохе прямой намагнитченности Брюнес. Литологический состав и палинологическая характеристика серых и бурых суглинков и супесей свидетельствуют об изменении климата в сторону похолодания. В сероцветных и бурых отложениях по данным спорово-пыльцевого анализа значительно уменьшается количество пыльцы представителей теплолюбивой тургайской флоры и увеличивается содержание пыльцы растений, произрастающих в настоящее время. Таким образом, на границе между красноцветной толщей и серыми и бурыми супесями и суглинками фиксируется палеомагнитная инверсия Брюнес—Матуяма, возраст которой, как известно, определяется датой около 0,7 млн. лет (граница между эоплейстоценом и нижним плейстоценом).

В 1976 г. авторы изучили разрез нижнеплейстоценовых отложений на восточном склоне хр. Сихотэ-Алинь, на правом берегу р. Киевки, в 15 км ниже по течению от г. Лазо. В этом месте дорожными выемками вскрыт древний аллювий террасы р. Киевки. Долина этой реки заложена в сложной в тектоническом отношении зоне, представляющей собой чередование линейных антиклинальных и синклинальных структур. Обнажение находится в сводовой части антиклинального поднятия, благодаря которому высота террасы (70 м над урезом реки) значительно выше, чем на других участках долины. Общая мощность аллювия и перекрывающих его склоновых отложений составляет 5—6 м.

Под делювиальным покровом в расчистке вскрыты (рис. 2):

	Мощность, м
1. Глина серая и коричневая, плотная, комковатая со щебнем и галькой	0,6
2. Глина серая, плотная, однородная. В образцах из этого слоя установлена прямая намагнитченность	0,05—0,1
3. Глина желтоватая, слабо песчанистая, с бурыми пятнами гидроокислов железа	0,5
4. Глина светло-серая, очень плотная с выветрелыми галькой и гравием. Образцы из этого слоя имеют прямую намагнитченность	0,65
5. Глина светло-желтая и палевая, песчанистая, однородная с ржавыми пятнами гидроокислов железа. Образцы глины имеют прямую намагнитченность	0,15
6. Песок светло-желтый глинистый, однородный. В верхней части слоя железисто-марганцевая корка. В песке темные примазки марганцевых окислов	0,1
7. Переслаивание светло-желтых глинистых песков и светло-серой песчанистой глины	0,6
8. Песок темно-бурый с гравием и галькой, с тонким прослоем серой глины в основании	0,3
9. Песок бурый и красновато-бурый грубозернистый и разнозернистый с гравием и галькой, рассеянными по всему слою, с линзами серого глинистого песка и прослоями гальки. Галька мелкая, хорошо окатанная, диаметром до 4—5 см, редко до 6—7 см	1,0
10. Галька с песком, с двумя прослоями серой глины. Образцы глины имеют обратную намагнитченность	0,5 (видная)



Палеомагнитная характеристика образцов из глинистых прослоев этого разреза показывает, что верхняя его часть имеет прямую намагниченность, а нижняя — обратную. В отложениях с пряномагнитными образцами (слои 4—9) содержится пыльца широколиственных пород, среди которой преобладает пыльца дуба, встречена также пыльца *Ulmus*, *Juglans*, *Tilia*, *Pterocaria*, *Fagus* и других пород. В составе хвойных много пыльцы экзотических видов сосен. Пряномагнитные образцы из слоев 2—5 характеризуют эпоху прямой намагниченности Брюнес. В интервале между слоями 6 и 9 происходит смена знака, и образцы из слоя 10 уже оказываются обратномагнитными — относящимися к палеомагнитной эпохе Матуяма. Смена полярности может интерпретироваться как переход от палеомагнитной эпохи Матуяма к

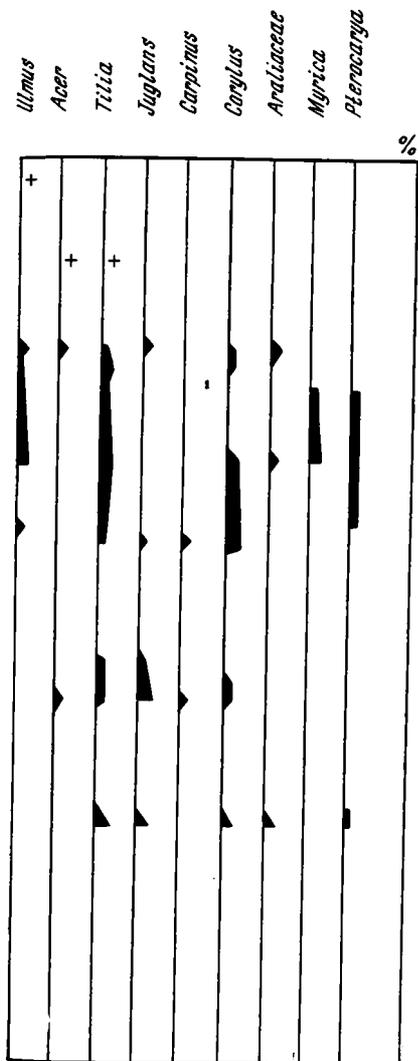


Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма 70-метровой террасы р. Киевка

- 1 — почва;
- 2 — супесь;
- 3 — глина;
- 4 — ил;
- 5 — песок;
- 6 — гравий;
- 7 — галька;
- 8 — крупные обломки и щебень коренных пород;
- 9 — обломки коренных пород с галькой и песком;
- 10 — глина с гравием и галькой;
- 11 — корки гидроокислов железа и марганца;
- 12 — номера слоев;
- 13 — N — прямая полярность, R — обратная;
- 14 — сумма пыльцы древесных пород;
- 15 — сумма пыльцы недревесных растений;
- 16 — споры

эпохе Брюнес. Таким образом, в этой части разреза может фиксироваться граница между эоплейстоценом и плейстоценом. В лежащих выше отложениях состав спорово-пыльцевых спектров и прямая намагниченность свидетельствуют о принадлежности их к нижнему плейстоцену.

Следующий разрез находится на западном склоне Сихотэ-Алиня, на левом берегу р. Б. Уссурка, в 15 км от пос. Мельничное. Придорожным карьером на высоте 45—50 м над урезом реки под современной почвой (слой 1) вскрыт следующий разрез (рис. 3):

	Мощность, м
1. Супесь серая тонкая, переходящая книзу в желтовато-коричневую с галькой	0,6
2. Глина коричневая с галькой, валунами и неокатанными обломками местных пород	0,2
3. Галечник, валуны и обломки местных пород со щебнем и гравием. Заполнитель — разнозернистый и грубозернистый песок. На глубине 0,75 м от поверхности слоя тонкий (0,1 м) прослой хорошо окатанной гальки	1,5
	вскрытая

Ниже осыпь.

В генетическом отношении отложения этой террасы — типичный горный аллювий.

Судя по геоморфологическому положению и характеру спорово-пыльцевых спектров, эти отложения относятся к первой половине ниж-

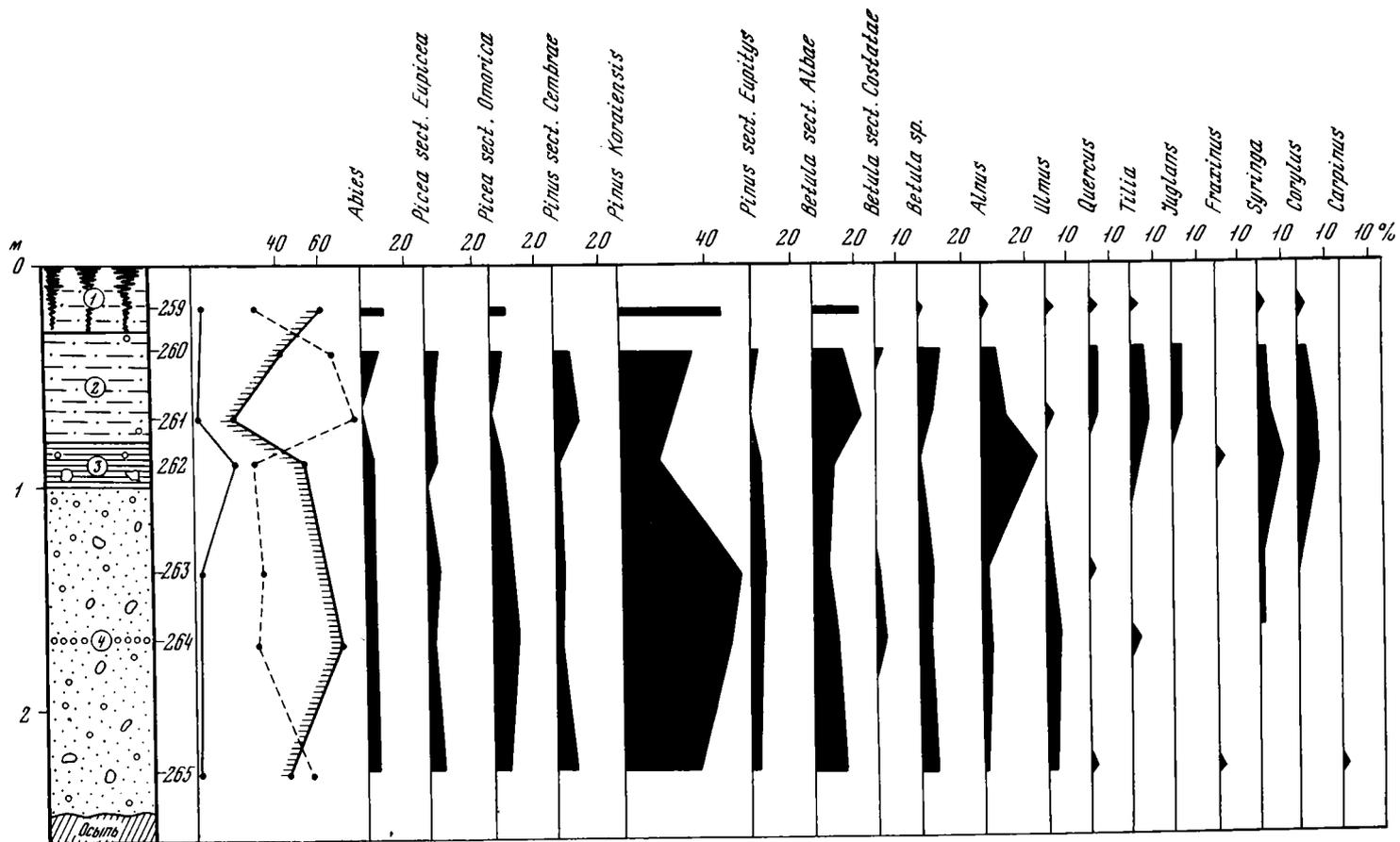


Рис. 3. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма горного аллювия в обнажении на левом берегу р. Б. Уссурка в 15 км ниже пос. Мельничное

Условные обозначения см. рис. 2

него плейстоцена. Эти спектры отличаются от спектров предыдущего разреза большим участием пыльцы хвойных. Такое различие можно связывать с более высоким гипсометрическим положением района. В составе хвойных преобладает пыльца корейского кедра, много пыльцы различных елей и пихты. Значительная часть пыльцы сосен относится к экзотам, произрастающим в настоящее время в Японии и Северной Корее. Пыльца *Pinus sect. Eupitys* принадлежит в основном *Pinus aff. densiflora* Sieb. et Zucc. Широколиственные породы представлены в большом количестве и разнообразно. В целом спорово-пыльцевые спектры начала нижнего плейстоцена отличаются от спектров более поздних отложений присутствием, кроме пыльцы широколиственных пород, произрастающих в настоящее время, пыльцы вымерших представителей тургайской флоры, таких, как *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus* и др. [Короткий и др., 1979].

Вторая половина нижнего плейстоцена характеризуется заметным похолоданием, которое регистрируется во многих разрезах южной части Дальнего Востока [Караулова, 1973; и др.]. В предгорной части юго-восточного Приморья к нижнему плейстоцену относится верхняя прямонамагнитная часть разреза высокой террасы р. Киевки (см. рис. 2, слой 1). В этих отложениях, в отличие от лежащих ниже, отмечается увеличение пыльцы хвойных и уменьшение количества и разнообразия пыльцы широколиственных, а также экзотов.

В последнее время благодаря палинологическим и климато-стратиграфическим исследованиям в разрезе среднего плейстоцена появилась возможность выделить четыре горизонта [Караулова, 1973], вместо двух, которые выделялись ранее [Берсенев, Сохин, 1969].

Детальное палинологическое изучение разрезов, вскрытых скважинами в Усури-Ханкайской депрессии, позволило Л. П. Карауловой [1973] выделить четыре среднеплейстоценовых горизонта. Самый нижний среднеплейстоценовый горизонт установлен в центральной части Усури-Ханкайской депрессии. Он представлен голубовато-серыми и серыми вивианитовыми глинами, а в южной части — песчанистыми глинами с прослоями песков и гравия. По данным Л. П. Карауловой, в составе спорово-пыльцевых спектров из этих отложений преобладает пыльца берез и широколиственных пород с участием пыльцы представителей тургайской флоры *Pterocarya*, *Castanea*, *Zelkova* и др.

Более высокие горизонты среднего плейстоцена изучены в естественных обнажениях. В обрыве берега южнее пос. Терней на побережье Японского моря (бухта Удобная) описана толща делювиально-пролювиальных отложений, относящихся, по представлениям авторов, ко второй половине среднего плейстоцена (рис. 4).

В расчистке сверху вниз вскрыты:

	Мощность, м
1. Почва современная — супесь темно-серая	0,25
2. Супесь глинистая коричневая с обломками коренных пород, гравием и галькой	2,0
3. Суглинок коричневый, глинистый с ржавыми выцветами, с гравием, галькой и редкими обломками коренных пород. Кровля слоя размыта	0,3
4. Чередование серых песчаных и желтых глин с прослоями и линзами серого песка и крупными валунами. Слой залегает на размытой поверхности подстилающих отложений	1,9
5. Глина серая с гнездами серого песка, с тонкими ржавыми прослоями гальки. В основании слоя — тонкий (2 см) прослой черного глинистого песка, сцементированного гидроокислами железа и марганца	0,25
6. Песок желтый, глинистый с линзами серых песчаных глин, с валунами и плохо окатанной галькой, представленной выветрелыми гранитоидами	3,45
7. Песок с гравием, галькой и крупными валунами	0,3

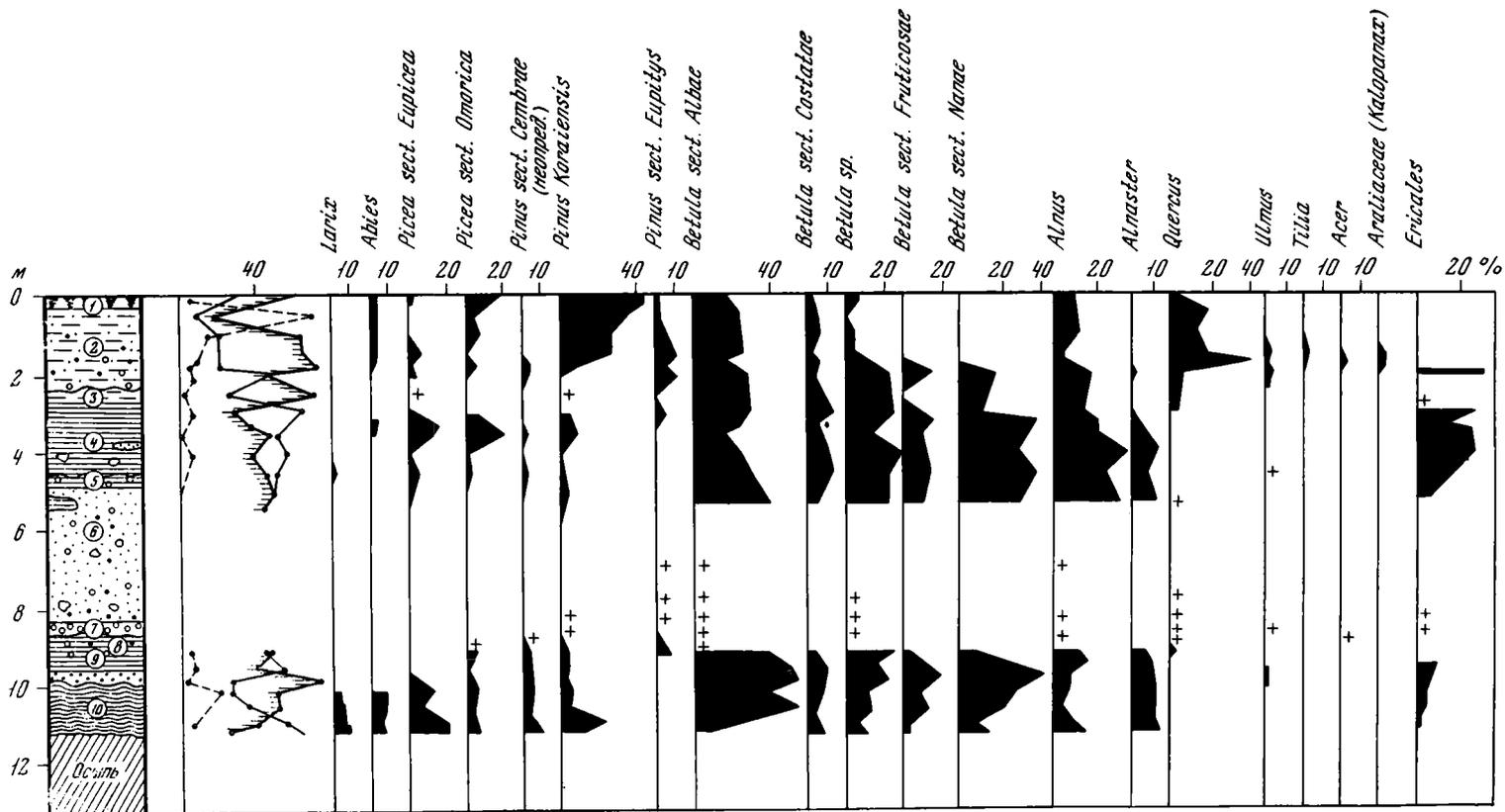


Рис. 4. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма делювиально-пролювиальных отложений на побережье Японского моря к югу от пос. Терней

Условные обозначения см. рис. 2

8. Глина серая, плотная, песчанистая с гравием и галькой	0,4
9. Чередование серых песчанистых глин и песков с галькой, окрашенной в ржавый цвет. В песчанистых глинах много гравийных зерен (дресва гранитоидов), встречаются гнезда дресвы — остатки валунов, выветрелых на месте	0,9
10. Глина сизовато-серая, плотная с мелкими включениями гравия, а также белого и серого сыпучего материала, представляющего собой продукты выветривания гравия и мелкой гальки	1,1 (видимая)

Ниже осыпь.

Геологические соотношения, а также палинологическая характеристика отложений разреза у бухты Удобная свидетельствуют о том, что формирование их проходило в различной палеогеографической обстановке в среднем плейстоцене. Песчано-глинистые отложения слоев 9 и 10, относящиеся к цоколю террасы, накапливались в условиях холодного климата. Об этом свидетельствует участие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы мелколиственных пород — березы и ольхи, в том числе их кустарниковых видов (*Betula sect. Nanae* — до 40%, *Alnaster* — до 10%). В значительном количестве встречена пыльца *Ericales*. В составе хвойных преобладает пыльца ели, особенно *Picea sect. Euripicea*, но много пыльцы *Abies* и *Larix*. Пыльца широколиственных пород присутствует единично.

Слои 6, 7 и, по-видимому, 8 представляют собой обособленную пачку, сформировавшуюся в условиях оживления эрозии или, возможно, абразии, на что указывает присутствие грубого и большей частью несортированного материала. Небольшое количество пыльцы в этих отложениях не позволило вычислить процентное соотношение, однако частая встречаемость пыльцы широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Acer* и др.) и отсутствие пыльцы кустарниковых видов берез и ольхи позволяют считать, что эта пачка накапливалась в более теплых климатических условиях по сравнению с предыдущей.

Слои 3, 4 и 5 образовались в условиях заметного проявления склоновых процессов, при этом можно выделить несколько фаз седиментации. Формирование этой пачки снова происходило в условиях холодного климата, возможно, еще более холодного, чем в нижней части разреза. На это указывает присутствие большого количества пыльцы кустарниковых видов берез и ольхи, *Ericales* и крайне незначительная роль пыльцы широколиственных. Большое участие пыльцы осок и спор сфагновых мхов свидетельствует о широком распространении болот.

Слой 2 представляет собой делювиально-пролювиальный чехол, перекрывающий на всем пространстве эту террасовидную поверхность побережья бухты Удобная. Этот слой содержит большое количество пыльцы широколиственных пород и корейского кедра, что свидетельствует о развитии кедрово-широколиственных лесов.

Приведенный выше материал позволяет предложить следующее стратиграфическое расчленение этого разреза. Нижняя пачка (слои 9 и 10) относится ко времени первого среднеплейстоценового похолодания, отвечающего оледенению более северных районов Дальнего Востока и Сибири. Следующая пачка (слои 6, 7, 8) соответствует второму среднеплейстоценовому потеплению. Пачка, объединяющая слои 3, 4 и 5, относится ко времени второго среднеплейстоценового похолодания. Самую верхнюю часть разреза (слой 2) следует датировать голоценом.

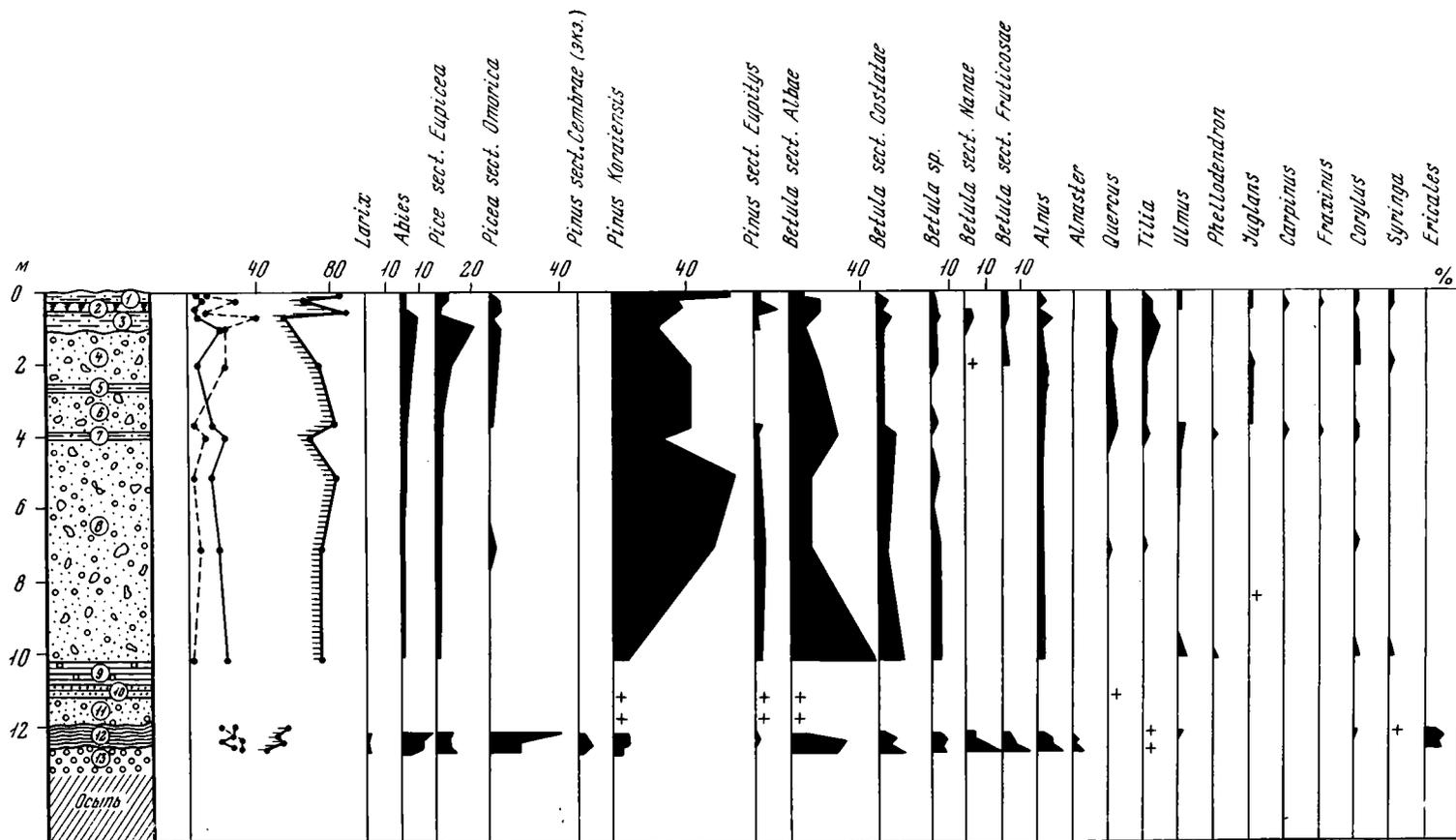


Рис. 5. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма аллювия 15-метровой террасы р. Пещерная

Условные обозначения см. рис. 2

Среднеплейстоценовые отложения вскрываются также в разрезе 15-метровой террасы р. Пещерная (правый приток р. Б. Уссурка), на правом ее берегу выше устья руч. Северянка. Здесь в крутом обрыве вскрываются (рис. 5):

	Мощность, м
1. Супесь светло-желтая, палевая, тонкая, лёссовидная с редкой галькой	0,3
2. Супесь серая с темными примазками гумуса, с редкой галькой, с корнями растений — погребенная почва	0,2
3. Супесь палевая, тонкая, лёссовидная, книзу более плотная. Залегаet на лежащем ниже слое с размывом	0,5
4. Песок глинистый разнозернистый, с многочисленной галькой, валунами и щебнем местных пород. Книзу содержание песчаной части уменьшается	1,4
5. Суглинок коричневый, плотный, с редкой мелкой галькой	0,2
6. Галька, валуны, щебень и гравий. Заполнитель — песок разнозернистый	1,1
7. Суглинок коричневый, книзу постепенно переходящий в песчанистую глину, в которой присутствует мелкая галька	0,25
8. Галька, валуны, крупные глыбы и щебень. Чередование прослоев грубообломочного материала без заполнителя с прослоями, в которых галька, валуны и щебень заключены в разнозернистый глинистый песок. С размывом залегаet на слое 9	6,0
9. Глина бурая с галькой и щебнем местных пород	0,3
10. Глина коричневая и серо-коричневая горизонтально- и волнистослоистая, очень плотная с прослоями и линзами бурого песка	0,4
11. Глина желто-серая с прослоями желтой, песчанистая с мелкой галькой, щебнем и гравием, редкими валунами	1,0
12. Ил и глина серые и сизые с ржавыми разводами. с редким щебнем. Образцы из прослоя серого ила имеют прямую намагниченность	0,65
13. Песок глинистый с валунами, галькой и щебнем, которые покрыты ржавым налетом	0,3 (видимая)

Ниже осыпь. До уреза реки 1,5 м.

Нижняя часть этого разреза (с. 12) имеет спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами нижней части разреза близ пос. Терней. На этом основании они отнесены к первому среднеплейстоценовому похолоданию.

Выше, в толще грубообломочного материала (слои 4—8), спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием пыльцы корейского кедра, участием пыльцы берез и широколиственных пород. Эта толща сопоставляется со вторым среднеплейстоценовым потеплением. На размытой поверхности грубообломочной толщи залегают голоценовые отложения.

Таким образом, в разрезах эоплейстоцена, нижнего и среднего плейстоцена Приморья наблюдаются следы постепенного прогрессирующего похолодания (см. таблицу). В течение первой половины квартала произошли изменения климата от теплого, в котором произрастали растительные ассоциации, содержащие элементы тургайской флоры, к холодному климату среднего плейстоцена с растительностью, включающей тундровые и лесотундровые фитоценозы с кустарниковой березкой и ольховником. Характерной особенностью изученных отложений является также различная степень их диагенетических преобразований. Глубоковыветрелые толщи эоплейстоцена вверх по разрезу сменяются менее выветрелыми осадками нижнего и почти не затронутыми химическим выветриванием осадками среднего плейстоцена. Для этого послед-

него отрезка времени вообще характерны грубообломочные толщи, отражающие возросшую роль процессов физического выветривания. Эти критерии могут быть использованы для выделения климатостратиграфических единиц идробного расчленения четвертичных отложений на горизонты.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н., Голубева Л. В.* Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973.
- Алексеев М. Н., Ахметьева Н. П., Ахметьев М. А.* и др. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Приамурья.— В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.
- Берснев И. И., Сохин В. К.* Четвертичные отложения.— В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. XXXII.
- Караулова Л. П.* Основные палинологические комплексы плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973.
- Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1979, вып. 429.

УДК 551.79+569+56(11) + (57)

Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ, М. В. СОТНИКОВА

ГЕОЛОГИЯ И ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЗАСУХИНО, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Местонахождение остатков млекопитающих расположено на правом берегу р. Итанца в 0,5 км ниже по течению реки от дер. Засухино, у подножия отрогов хребта Морской. Оно открыто в 1966 г. И. Н. Резановым и изучалось им и позднее М. А. Ербаевой и Д. Б. Базаровым. Этими исследователями описан разрез четвертичных отложений, составленный по расчистке и канаве, заложенным в двух точках местонахождения, собраны довольно многочисленные остатки крупных и мелких млекопитающих. Определение крупных млекопитающих производилось Б. С. Кожамкуловой, К. Ж. Жилкибаевым и Л. Т. Мусакуловой. Грызуны и зайцеобразные определялись М. А. Ербаевой.

Результаты исследований опубликованы в монографии Д. Б. Базарова, М. А. Ербаевой и И. Н. Резанова [1976]. М. А. Ербаева в той же работе описала остатки грызунов и зайцеобразных, но, к сожалению, в этих описаниях обобщены данные по двум-трем местонахождениям на р. Итанца без привязки находок к конкретным точкам и слоям разреза. Фауна крупных млекопитающих не описывалась, и ознакомиться с этим материалом мы не имели возможности.

Список млекопитающих из Засухино в указанной монографии приведен сводный по двум слоям и содержит следующие формы: *Canis variabilis*, *Canis* sp., *Carnivora* gen. et sp. indet., *Felis* sp., *Panthera spelaea*, *Mammuthus* sp., *Archidiskodon meridionalis*, *Coelodonta* cf. *tologojensis*, *Coelodonta* sp., *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Allohippus* sp., *Cervus elaphus* foss., *Cervus* sp., *Ovis ammon*, *Bison priscus*, *Bison* sp., *Ochotona* cf. *daurica*, *Citellus* sp., *Marmota* cf. *sibirica*, *Allactaga* cf. *salinator*, *Myospalax* sp., *Cricetus* cf. *barabensis* [Базаров и др., 1976, с. 11—12]. На основании фауны костеносные отложения датированы верхним эоплейстоценом схемы В. И. Громова и др. [1961] или нижним плейстоценом схемы, принятой в данной работе [Никифорова и др., 1976]. Подобная датировка находится в противоречии с некоторыми формами крупных млекопитающих, приведенными в списке (например, *Archidiskodon meridionalis*, *Panthera spelaea*).

Учитывая богатство местонахождения Засухино и некоторые неясности в отношении состава фауны и ее датировки, вытекающие из указанной публикации, летом 1978 г. авторы настоящей работы совместно с сотрудниками Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР предприняли новое изучение этого местонахождения. Была изучена нижняя часть разреза (более детально по сравнению с предыдущими работами), а также собран новый, весьма обильный палеонтологический материал. Сотрудником Геологического института БФ СО АН СССР Н. П. Калмыковым монографически описан материал по роду *Spigosegus* (см. в данном Бюллетене). Новые сборы по зайцеобразным и грызунам обрабатываются М. А. Ербаевой.

Костеносные горизонты в местонахождении Засухино приурочены к овражно-балочным отложениям, заполняющим древнюю балку в коренных породах, представленных конгломератами сотниковской свиты (мезозой) и гранитами [см.: Базаров и др., 1976]. Поймой р. Итанца здесь подрезается сложно построенное выполнение древней балки, образующее уступ высотой 25—30 м (рис. 1).

Как указывалось выше, нами изучалась нижняя часть разреза. На протяжении около 30 м вкрест простираения балки была сделана сплошная расчистка, позволившая установить соотношения нижних горизонтов балочного заполнения (рис. 2).

Во вскрытой части разреза выделено пять толщ (снизу вверх):

Мощность, м

1. Супесчано-суглинистая красновато-бурая толща с линзами шоколадного цвета, горизонтальными тонкими белесыми прослоями с редкими небольшими линзами щебня, в которых встречены мелкие косточки грызунов. По всей толще рассеяна мелкая щебенка. Кверху материал становится более глинистым. По мнению Н. В. Ренгартен, просмотревшей шлифы из этих отложений, в самой верхней части толщи, на контакте с лежащей выше, имеются следы почвообразовательных процессов — корни ископаемой почвы; сама почва уничтожена перед накоплением следующей пачки. Здесь глинистое вещество микрокомковатой структуры, пропитано гидроокислами железа и марганца; порода не карбонатная — карбонат выщелачивался. Обломочные частицы не окатаны, что говорит о коротком переносе, и представлены обломками близлежащих коренных пород. Верхняя граница толщи очень неровная. От центрального (III) раскопа на протяжении 8 м по направлению течения реки она поднимается на 3,5 м (в центральной части расчищенного участка — раскоп III — высота кровли красновато-бурой толщи около 3 м над уровнем реки, у правого борта древней балки — около 6,5 м)

до 2
(видимая)

2. Суглинистая желтовато-бурая толща с примесью песчано-гравийного материала, с белесыми и шоколадного цвета тонкими (до 1—2 см) прослоями, с точечными углистыми включениями, с очень редкой мелкой рассеянной щебенкой и небольшими щебнистыми линзами. Ближе к коренному склону (правому борту древней балки) количество обломочного материала увеличивается, размеры обломков становятся больше, и постепенно порода превращается почти в чистый щебеночник с небольшим количеством суглинисто-супесчаного заполнителя. Толща костеносная. Отдельные кости и зубы рассеяны по всей толще, но их скопления приурочены к щебнистым линзам.

По заключению Н. В. Ренгартен, эта толща формировалась в условиях большей обводненности, чем нижняя. На участках, где застаивалась вода, происходило гидрослюдное изменение глинистого вещества, образовывались железистомарганцовистые пятна

1—3

3. Супесчаная буровато-серая толща с большим количеством рассеянного щебня и щебнистыми линзами, с короткими неправильными прослоями темно-коричневого суглинка, с отдельными крупными валунами (перетолженными из коренных пород). В центральной части (раскоп III) на уровне около 5 м от подошвы толщи прослеживается выдержанный горизонтальный прослой щебня, а ниже — пачка переслаивания красноватых и палевых суглинков мощностью 0,4 м. Толща залегает с резким размывом на второй, желтовато-бурой толще или даже совсем срезает ее и ложится на первую — красновато-бурую. Хорошо видно, как в месте наибольшего вреза (раскоп III), там, где, по-видимому, проходил тальвег древнего оврага, в третьей толще заключены отдельные блоки желтовато-бурой породы второй толщи, подмытые и свалившиеся с бортов древней промоины. Подошва третьей толщи в центральном раскопе находится на высоте около 3 м над уровнем р. Итанца, у правого коренного склона — на высоте до 8 м. Мощностью толщи в прибортовой части балки до 4 м, в центральном раскопе — 5,5 (видимая); истинная мощность здесь не установлена, так как эти отложения перекрыты лёссовидным покровом (пятая толща), залегающим плащом на современном склоне борта долины р. Итанца и контакт третьей толщи и лежащих выше отложений можно обнаружить только при более глубоких расчистках в глубь склона.

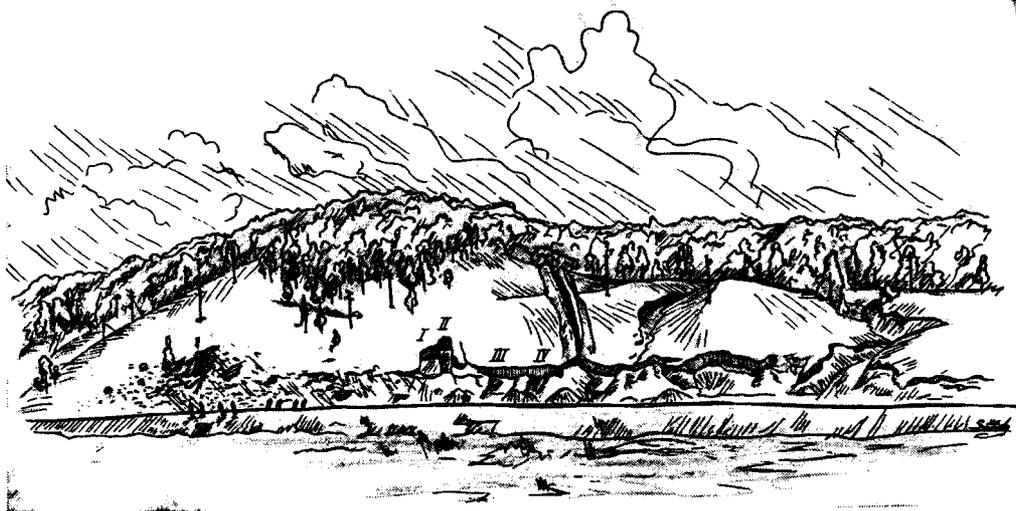
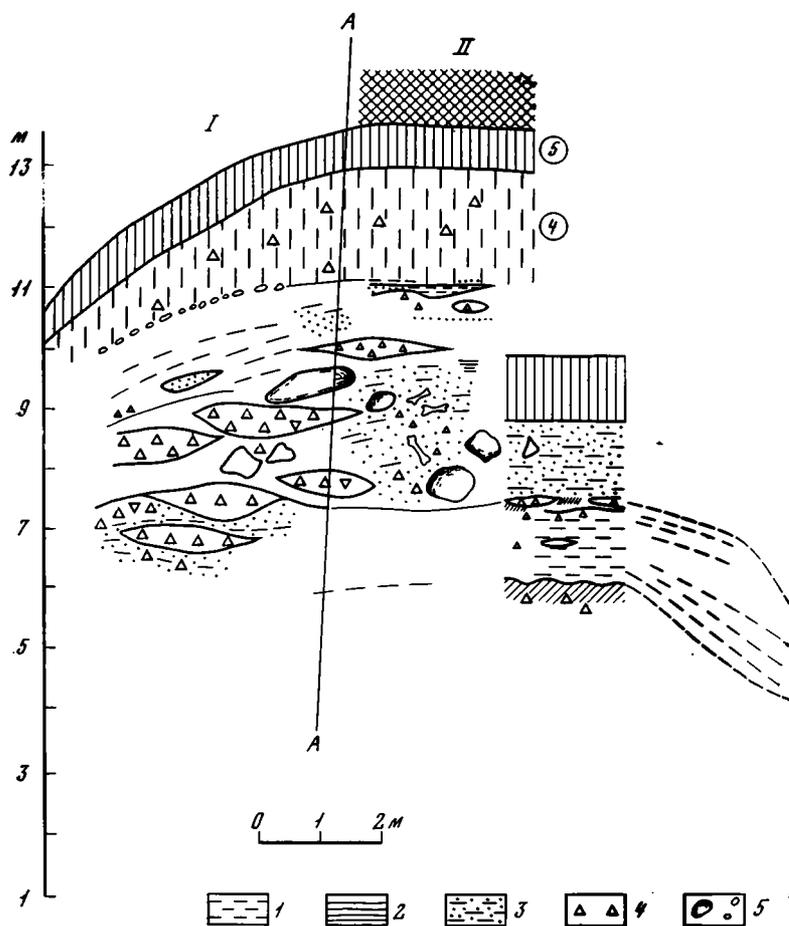


Рис. 1. Общий вид местонахождения Засухино (рис. А. Э. Басиляна)
I—IV — номера раскопов



В третьей толще собран основной костный материал. Было обнаружено несколько линзовидных скопления остатков крупных млекопитающих. Самая обогащенная линза располагалась в прибортовой части древней балки (раскопы I и II) и достигала мощности 2 м (очевидно, это продолжение той же линзы, откуда был собран материал Д. Б. Базаровым и др. (1976, слой 3). В образцах, взятых для литологического анализа из этой линзы, оказалось небольшое количество зубов грызунов и зайцеобразных, которые определил В. С. Зажигин.

Второе крупное скопление располагалось в нижней части третьей толщи в раскопе III. Отдельные разрозненные кости и зубы встречались по всей толще.

4. По резкой границе, но без явных следов размыва третья толща в прибортовой части описываемого заполнения древней балки сменяется следующей толщей — суглинком палевым, пылеватым, неяснослоистым, с большим количеством рассеянной дресвы и редкой мелкой щебенкой, в нижней части с рыхлыми известковистыми включениями от 0,1 до 1 см в диаметре

до 2
(видимая)

В раскопе I в этой толще найдены кости крупных млекопитающих.

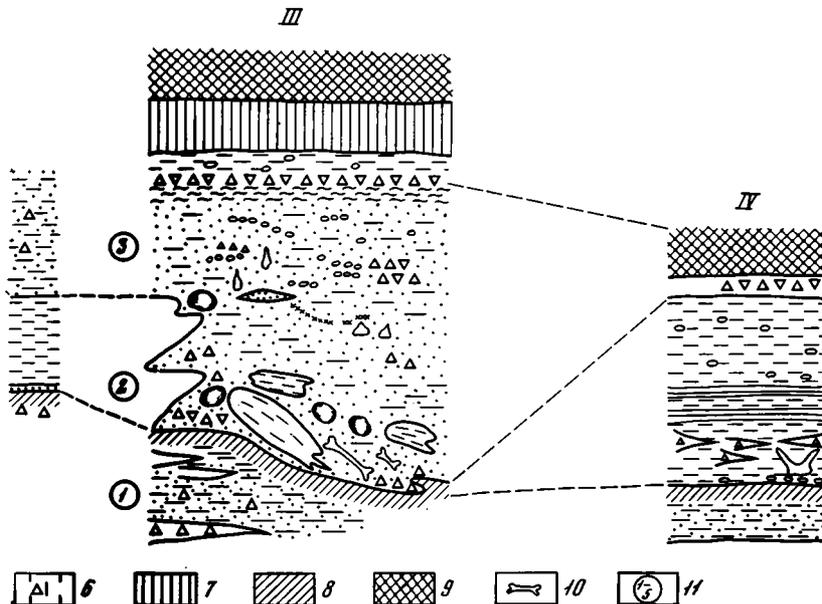
5. Суглинок палевый лёссовидный, иногда со столбчатой отдельностью, покрывает плащом поверхность и склон всего уступа

0,6—2,5

На пологих склонах и поверхности уступов, образованных коренными отложениями и древними конусами выноса балок, перекрытых этим покровом, можно видеть реликты полигональной криогенной решетки, которая выражается в пятнистости почвы, особенно хорошо заметной на распаханных участках.

Очевидно, под лёссовидным покровом на отложениях третьей и четвертой толщ залегает еще ряд толщ, формирующих верхнюю часть овражно-балочного заполнения, которая нами не вскрывалась.

Рис. 2. Схема соотношения рыхлых отложений в разрезе местонахождения Засухино 1—IV — номера раскопов. А—А — линия перелома профиля. 1 — суглинки; 2 — глины; 3 — супеси; 4 — щебень; 5 — валуны и галька; 6 — пылеватые суглинки и супеси со щебнем; 7 — лёссовидные суглинки; 8 — следы почвообразовательных процессов; 9 — задернованные участки; 10 — скопления костных остатков; 11 — номера толщ



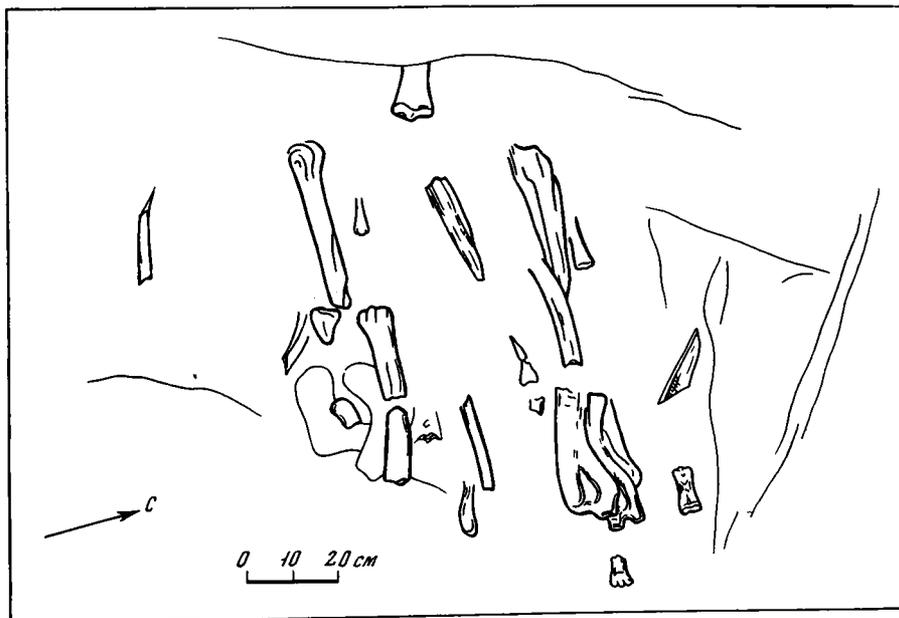


Рис. 3. Схема расположения костных остатков на двух уровнях в костеносной линзе третьей толщи в раскопе II (рис. А. Э. Базиляна)

В описанных костеносных отложениях (вторая и третья толщи) костный материал, как правило, разрушен, не встречено целых скелетов или частей скелета в анатомическом порядке. Кости в щебнистых линзах сильно поломаны, беспорядочно сгружены, но ориентированы длинными осями по направлению течения древнего потока (рис. 3). Совсем нет хрупких частей скелета. Все это свидетельствует о переносе костей животных, уже ранее отмацерировавшихся на поверхности склонов древней балки. Перенос был коротким; например, зубы из одной челюсти находились близко друг от друга, мелкие кости конечностей одной особи также не были далеко растащены, совсем нет окатанных обломков. В более тонких осадках кости более целые.

По сохранности костного вещества остатки из второй, третьей и четвертой толщ различаются между собой. В желтовато-бурых суглинках второй толщи кости кремового цвета, с более или менее гладкой поверхностью, на зубах встречаются марганцовистые дендриты.

В буровато-серых отложениях третьей толщи кости более серые, с большим количеством марганцовистых дендритов, с матовой шершавой поверхностью.

Кости из четвертой толщи темно-серого цвета, менее сильно фоссилизированы, чем в лежащих ниже отложениях.

В раскопе I в верхней части основной костеносной линзы, протягивающейся из раскопа II, на небольшой глубине от современного склона кости темные с поверхности, сплошь покрытые марганцовистым «загаром», светлые на изломе.

Особенность строения разреза — неоднократное врезание балки в свои собственные отложения и перебив более древних отложений вниз по склону. Это позволяет допустить возможность переотложения костного материала из более древних толщ в более молодые (и даже неоднократно), а поскольку перенос был коротким, то следы окатывания

могли и не образоваться. Это следует иметь в виду при интерпретации материала.

Основной палеонтологический материал собран в четырех раскопах (см. рис. 2, I—IV). Причем в раскопах I и II вскрыта единая костеносная линза третьей толщи (в раскопе I она расщеплена на четыре горизонта, к раскопу II сливающихся в единый горизонт мощностью до 2 м).

Во второй толще в раскопах I и IV найдены остатки: *Rhinocerotidae* gen. indet., *Coelolonta* sp., *Equus* ex gr. *sanmeniensis* (форма I), *Cervidae* gen. indet., *Bison* sp. (очень мелкая форма), *Spirocerus wongi* (с четко выраженным одним передним килем).

В третьей толще в раскопах I, II, III найдены остатки *Ochotona tologoica*, *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Marmota* sp., *Microtus* sp.— два вида, *Microtus (Pitymys) gregaloides*, *Castor* sp., *Nyctereutes* sp., *Canis variabilis*, *Xenocyon* sp., *Ursus* p., *Gulo* sp., *hyaena brevirostris* cf. *sinensis*, *Panthera* sp., *Felis* sp. cf. *microtus*, *Ovibovini* gen. indet., *Spirocerus* cf. *wongi* (форма с четко выраженным передним и зачаточным задним килями), *Bovidae* gen. indet.— две формы, *Bison* sp., *Cervus* sp., *Alces latifrons*, *Megacerini* gen. indet., *Capreolus* cf. *süssenbornensis*, *Equus* ex gr. *sanmeniensis* (форма II), *Coelodonta* cf. *tologoijensis*, *Rhinocerotidae* gen. indet., *Elephantinae*.

Во время работ 1968—1970 гг. М. А. Ербаева в раскопе II (главный раскоп по Базарову и др. [1976]) нашла зуб саблезубой кошки, первоначально определенной М. В. Сотниковой как *Epmachairodus* sp. [Базаров и др., 1976]. Он происходит из второй или третьей толщи (в соответствии с нашим описанием) и по номенклатуре, принятой в настоящее время, должен быть определен как *Homotherium* sp.

В четвертой толще в раскопе I найдены остатки *Bison* sp., *Equus caballus* subsp.

Как видно из приведенных списков, состав фауны млекопитающих местонахождения Засухино чрезвычайно разнообразен, о чем можно судить уже по предварительным определениям.

Кратко остановимся на анализе стратиграфического и географического распространения форм, встречающихся в этом местонахождении.

Остатки грызунов и зайцеобразных, имеющиеся в нашем распоряжении, происходят из отложений третьей толщи.

Ochotona tologoica Набаева в настоящее время известна из итанцинского и тологойского фаунистических комплексов Западного Забайкалья — эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Microtus (Pitymys) gregaloides — широко распространенная форма в раннем плейстоцене Северной Азии и Европы.

Остальные формы грызунов и зайцеобразных, определенные до рода, широко распространены в пределах всего эоплейстоцена и плейстоцена.

Все остатки хищных млекопитающих происходят из третьей толщи раскопа II.

Canis variabilis Pei — мелкий волк — известен почти из всех поствиллафранкских и раннеплейстоценовых местонахождений Северного Китая (в частности, Чжоукоутянь 1, 9 и 13). Стратиграфическое распространение этой формы ограничивается поздним эоплейстоценом и ранним плейстоценом принятой нами схемы [Teilhard de Chardin, Leqou, 1942]. Остатки этой формы в большом количестве найдены в местонахождении Засухино и в местонахождении Налаиха (Северная Монголия). В Европе для этого стратиграфического уровня характерно присутствие *Canis mosbachensis* Soergel, по размерам близкого к *C. variabilis*, но отличающегося некоторыми особенностями в строении пре-

моляров. Очевидно, в Европе и Азии эти две формы могли занимать сходные экологические ниши.

Xeposiuon — вымерший род. Это крупный представитель семейства *Canidae*, по морфологии зубов больше всего напоминающий современную гиеновую собаку Африки. В строении моляров у него сочетаются признаки волков и красных волков рода *Cuon*. Стратиграфический диапазон рода — эоплейстоцен—ранний плейстоцен. В Европе довольно многочисленны находки известны только с позднего эоплейстоцена и представлены одним видом *X. lucaonoides Kretzoi*. В Азии до недавнего времени ксенокун был известен только в Северном Китае (Чжоукоутянь 18), где он представлен довольно архаичной формой *Xeposiuon dubius* (Teilhard) [Schütt, 1974]. При ревизии литературного материала присутствие остатков *Xeposiuon* было также установлено нами в местонахождении Чжоукоутянь I, первоначально описанного как *Cuon* (*Cuon*) cf. *alpinus* Pallas, группа III [Pei, 1934]. В настоящее время мы располагаем значительным материалом из Азиатской части СССР и Монголии. Остатки ксенокунунов найдены в отложениях олёрской свиты на Северо-Востоке СССР (поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен), в местонахождении Лахути в Таджикистане (поздний эоплейстоцен—начало плейстоцена), в местонахождении Наланха в Монголии (поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен) [Сотникова, 1978]. Засухинский ксенокун — первая находка на территории Забайкалья.

Nyctereutes — енотовидная собака. В Европе стратиграфическое распространение рода ограничивается виллафранком, в Азии он существует до настоящего времени, хотя за длительное время и испытал определенные морфологические изменения. Присутствие этого рода в позднем эоплейстоцене — раннем плейстоцене — весьма характерная черта фауны Центральноазиатской палеозоогеографической подобласти Палеоарктики.

Ursus представлен в материале из Засухино очень фрагментарными и неопределимыми до вида остатками.

Присутствие в Засухино рода *Gulo* крайне интересно, так как это всего лишь вторая находка остатков этого животного в Центральноазиатской палеозоогеографической подобласти. Единственный до настоящего времени остаток был известен из Северного Китая — в местонахождении Чжоукоутянь I [Pei, 1934].

В Евразии род *Gulo* появляется только в позднем эоплейстоцене.

Росомахи мало подвержены географической изменчивости: в настоящее время в Голарктике существует единственный вид *Gulo gulo*. В конце эоплейстоцена — начале плейстоцена в Евразии также был распространен один вид *Gulo schlosseri Kormos*.

К сожалению, фрагментарность засухинского материала не позволяет идентифицировать забайкальскую росомаху на видовом уровне.

Nyuena brevirostris sinensis Owen — очень крупная гиена, чрезвычайно широко распространенная в фаунах Северного Китая [Teilhard de Chardin, Lerooy, 1942], известна в местонахождении Тологой в Забайкалье [Вангенгейм и др., 1966].

Nyuena brevirostris была также широко распространена и в Европе, отличаясь от китайской формы на подвидовом уровне. Стратиграфическое распространение азиатского подвида — поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Саблезубая кошка *Homotherium* в эоплейстоцене — раннем плейстоцене имела голарктическое распространение. В послеминдельских фаунах она уже не встречается. В Забайкалье остатки гомотерия были най-

дены в эоплейстоценовом местонахождении Кудун [Ербаева, Сотникова, Шевченко, 1977].

Крупная кошка, отнесенная нами к роду *Panthera*, обнаруживает некоторые тигриные признаки и практически неотличима от формы из Чжоукоутань 1, описанной как *Panthera cf. tigris* [Pei, 1934]. Однако этот материал требует ревизии.

Род *Panthera* в Евразии появляется с позднего виллафранка (эоплейстоцен). В Европе и некоторых районах Азии в это время распространена *P. gombaszoegensis* Kretzoi — форма, обладающая смешанными признаками ягуаров и львов. В Китае параллельно с линией *P. gombaszoegensis* развивается линия крупных кошек с преобладанием тигриных признаков [Nemper, 1971]. Присутствие подобной формы в Забайкалье подчеркивает близость этого региона к Центральноазиатской зоогеографической подобласти.

Находки остатков мелких кошек типичны для Центральноазиатской подобласти начиная с позднего плиоцена. Впервые они описаны из местонахождения Чжоукоутань 1 как *Felis cf. microtus* Milne — Edwards [Pei, 1934]. Сходная форма обнаружена в позднеплиоценовой (ранне-виллафранкской) фауне местонахождения Береговая на р. Чикой и в Засухино. В настоящее время отнесение ископаемых форм к современному виду вызывает некоторые сомнения. Но из-за малочисленности материала пока трудно провести ревизию этой группы и установить эволюционные и морфологические изменения на протяжении времени существования центральноазиатских мелких кошек.

Elephantinae в Засухино представлены очень малочисленными и неопределимыми даже до рода остатками.

Coelodonta tologojensis Beliajeva описан впервые [Вангенгейм, Беляева и др., 1966] из верхней части средней толщи горы Тологой, Западное Забайкалье (ранний плейстоцен). Один из наиболее ранних представителей этого рода известен из Нихэвани в Китае (поздний виллафранк) — упоминается Г. Д. Кальке [Kahlke, 1967] как *C. nihovanensis*, а затем им же сведен в синонимию к *C. tologojensis*. Не исключено, что в засухоинской фауне присутствуют и другие представители семейства Rhinocerotidae, но в настоящее время материала еще недостаточно, чтобы установить это с большой долей уверенности. В эоплейстоцен-раннеплейстоценовых местонахождениях Северного Китая находят остатки двух или даже трех форм носорогов, но этот материал также требует ревизии.

В местонахождении Засухино наиболее многочисленны по количеству остатки лошади. По общим габаритам, конституции и ряду морфологических признаков (форма протокона, складчатость эмали и др.) они ближе всего к группе *Equus sanmeniensis* Teilhard et Piveteau. Как указывала В. И. Громова [1949], вид *E. sanmeniensis* понимается китайскими палеонтологами очень широко, имеет большой стратиграфический диапазон (эоплейстоцен — ранний плейстоцен) и явно включает не одну форму. Но до последнего времени полной ревизии вида не произведено (не считая работы В. Эйзенман [Eisenmann, 1975], выделившей из состава *E. sanmeniensis* более мелкую форму *E. teilhardi*), и приходится пользоваться открытой номенклатурой.

В материале из Засухино имеются две формы, возможно и не связанные филетически. Остатки более примитивной крупной формы происходят из отложения второй — желтовато-бурой толщи, по морфологии зубов она сходна (хотя и не идентична) с лошадью из Нихэвани [Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930]. Более прогрессивная форма, остатки которой в большом количестве найдены в отложениях третьей — бурова-

то-серой толщи, в значительной мере напоминает лошадь из местонахождения Чжоукоутянь 13.

Кости и зубы *Alces latifrons* (Johnson) в значительном количестве встречены в третьей толще. Засухино — самое южное местонахождение в Сибири этой явно бореальной формы. Ее стратиграфическое распространение в Евразии — поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Carpeolus cf. *süssenbornensis* Kahlke (определение И. А. Вислобоковой) впервые найдена в Забайкалье (и вообще так далеко на востоке). Этот вид характерен для миндельских фаун Центральной Европы, близкая к нему форма обнаружена в бассейне Иртыша (местонахождение Подпуск, средний виллафранк, поздний плиоцен). Остатки косули, не определенные до вида, известны из местонахождения Чжоукоутянь 1, Северный Китай [Young, 1932].

Еще две формы оленей, определенные И. А. Вислобоковой из Засухино, представлены фрагментарным материалом, и для их более точной идентификации необходим дополнительный остеологический материал.

Остатки *Bison* sp. встречены во второй и третьей толщах. В Забайкалье не крупная форма бизона известна из толгойского фаунистического комплекса (ранний плейстоцен), в итанцинском комплексе (ранний эоплейстоцен?) бизонов пока не обнаружено [Вангенгейм и др., 1966].

Род *Spirocetus* — типичный эндемик Центральноазиатской палеогеографической подобласти. Для эоплейстоцена и раннего плейстоцена Северного Китая описано две формы — *Spirocetus wongi* Teilh. et Piveteau и *Spirocetus peii* Young. По данным китайских палеонтологов, эти две формы встречаются вместе в местонахождениях Нихэвань и Чжоукоутянь 1 (эоплейстоцен — ранний плейстоцен) [Teilhard de Chardin, Leroü, 1942]. Они различаются степенью развития заднего кия. *Spirocetus* cf. *peii* известна в местонахождении Толгой в Забайкалье [Вангенгейм и др., 1966]¹.

Материалы по винторогим антилопам из раскопок 1978 г. описаны Н. П. Калмыковым.

В раскопе IV в отложениях второй толщи найдены роговые стержни с единственным передним килем, несомненно относящиеся к *S. wongi*. Из раскопа II из отложений третьей толщи происходят роговые стержни, имеющие зачаточный задний киль. Являются ли эти различия следствием индивидуальной изменчивости, или они могут иметь стратиграфическое значение, покажут дальнейшие исследования: новые находки и ревизия китайского материала.

Ovibovina в материале из наших раскопок представлены отдельными зубами и костями конечностей, происходящими из второй толщи (раскоп II). К сожалению, в настоящее время даже родовую принадлежность этих остатков установить не представляется возможным. Следует отметить, что по морфологии они отличаются от представителей родов *Ovibos* и *Praeovibos*. Остатки овцебычьих, по крайней мере, двух родов указываются из китайских местонахождений эоплейстоцена и раннего плейстоцена (Teilhard de Chardin, Leroü, 1942). Неопределенные до рода остатки известны также из местонахождения Ключево — стратотипа итанцинского фаунистического комплекса.

Кроме перечисленных форм, в материалах из наших раскопок имеются остатки нескольких форм средней величины парнокопытных, ближе пока не определенных.

Геологический возраст фауны и вмещающих костные остатки отложений в настоящее время может быть определен в относительно широ-

¹ И. И. Соколов [1961] остатки из Толгой отнес к *Spirocetus kiakhtensis*.

Фауна млекопитающих некоторых местонахождений Забайкалья и Китая

Форма	Западное Забайкалье				Северный Китай [Teilhard Legu, 1942]				
	Засухино		Иганца (Клоч-нево)	Тологой (верх средней толща)	Нижэвань	Цжоукоутянь 18	Цжоукоутянь 1	Цжоукоутянь 13	Цжоукоутянь 9
	Вторая толща	Третья толща							
<i>Ochotona tologoica</i>		+	+	+					
<i>Ochotona</i> sp.		+	+						
<i>Citellus</i> sp.		+	+						
<i>Marmota</i> sp.		+					+	+	
<i>Microtus</i> sp.— 2 вида		+					+	+	+
<i>Microtus</i> (<i>Pitymys</i>) cf. <i>gregaloides</i>		+							
<i>Castor</i> sp.		+	Sino-castor						
<i>Nyctereutes</i> sp.		+			+	+	+	+	
<i>Canis variabilis</i>		+			*	*	+	+	+
<i>Xenocyon</i> sp.		+				+	+		
<i>Ursus</i> sp.		+		+	+	+	+		
<i>Gulo</i> sp.		+					+		
<i>Hyaena brevirostris</i> cf. <i>sinensis</i>		+		+			+	+	+
<i>Homotherium</i> sp.	?	+			+		+	+	+
<i>Panthera</i> cf. « <i>tigris</i> »		+					+	sp.	sp.
<i>Felis</i> ex gr. <i>microtus</i>		+					+	+	
Elephantinae	+	+		+	**		**		**
Rhinocerotidae	+	+	+		+		+	+	+
<i>Coelodonta tologoijensis</i>		+		+	+		+	+	+
<i>Coelodonta</i> sp.	+	+			+		+	+	+
<i>Equus</i> ex gr. <i>sanmeniensis</i>	форма 1	форма 2	+	+			+	+	+
<i>Alces</i> cf. <i>latifrons</i>		+							
<i>Capreolus</i> cf. <i>süssenbornensis</i>		+					sp.		
Megacerini									
<i>Cervus</i> sp.									
<i>Bison</i> sp.	?	+		+	***				
? <i>Ovibovini</i>		+	+	?+	+		+		+
<i>Spirocerus wongi</i>	+	cf.			+		+		
<i>S. peii</i>				+	?+		+		

* *C. chihliensis*. ** *Palaeoloxodon namadicus*. *** *B. palaeosinensis*.

ких пределах. Как можно заключить из приведенного обзора млекопитающих, с отложениями второй и третьей толщ связан комплекс, в целом характерный для позднего эоплейстоцена — раннего плейстоцена.

Среди грызунов в третьей толще присутствуют формы, позволяющие несколько сузить возрастной интервал вмещающих отложений. В первую очередь к ним относится *Microtus* (*Pitymys*) *gregaloides*, стратиграфическое распространение которой ограничено временем существования тираспольского (в широком понимании) фаунистического комплекса:

Восточной Европы. Присутствие еще двух, хотя и не определенных до вида, форм *Microtus* также подтверждает нижний возрастной предел этого фаунистического горизонта. Широкое распространение и начало адаптивной радиации рода *Microtus* (других подродов, чем *Pitymys*) констатируется в фаунах тираспольского типа, но приуроченных к отрезку времени, отвечающему в палеомагнитной шкале верхам эпохи Матуяма или, по крайней мере, переходу между эпохами Брюнес и Матуяма (например, фауна Карай-Дубина в Приднепровье) [Маркова, 1975].

Такой датировке не противоречит и морфологический облик лошади из третьей толщи. Таким образом, возраст третьей толщи, по-видимому, не древнее начала плейстоцена схемы К. В. Никифоровой и др. [1976] (граница зоплейстоцена и плейстоцена по этой схеме проводится под североевропейским кроммером).

В настоящее время мы не можем установить соотношения третьей толщи местонахождения Засухино и верхов средней толщи в опорном разрезе на горе Тологой. Можно высказать предположение, что засушинская фауна из третьей толщи несколько древнее тологойского фаунистического комплекса. Но для окончательного суждения необходимо детальное сравнение фауны грызунов этих двух местонахождений.

Что касается возраста второй толщи разреза Засухино, то для его установления нужны дополнительные фаунистические данные. Возможно, она соответствует костеносной толще в стратотипе итанцинского фаунистического комплекса — Ключнево или несколько моложе последней.

Зоогеографический состав фауны Засухино весьма своеобразен. Как видно из таблицы, в ней представлено много форм, общих с североазиатскими фаунами, в том числе центральноазиатских эндемиков (например, *Spirocercus*, *Ovibovini*, *Canis variabilis*, *hyaena brevirostris sinesis*, *Felis cf. microtus*, *Eguus ex gr. sanmeniensis*, *Coelodonta tologoiensis*, своеобразная *Panthera*). Наряду с ними присутствуют типичная бореальная форма *Alces latifrons* и косуля, близкая к широко распространенной в Европе *Capreolus süssenbornensis*.

Дальнейшее изучение местонахождения Засухино открывает широкие возможности для детальной биостратиграфии не только Забайкалья, но и всей Центральной Азии. Примечательно, что состав фауны этого местонахождения практически идентичен фауне местонахождения На-лаиха (МНР), которая детально еще не обработана. Присутствие в забайкальской фауне центральноазиатских и европейско-сибирских форм позволит более детально скоррелировать основные этапы истории фауны этих двух палеозоогеографических подобластей.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д. Б., Ербаева М. А., Резанов И. Н. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976.
- Вангенгейм Э. А., Беляева Е. И., Дмитриева Е. Л. и др. Млекопитающие зоплейстоцена Западного Забайкалья.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 152.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогена (четвертичной) системы.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М.: Наука, 1961.
- Громова В. И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете.— Тр. ПИН АН СССР, 1949, т. 17.
- Ербаева М. А., Сотникова М. В., Шевченко В. К. Новое зоплейстоценовое местонахождение фауны млекопитающих в Забайкалье.— В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977.
- Маркова А. К. Плейстоценовые грызуны Приднепровья и их значение для палеогеографии и стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975.
- Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений

- Юга СССР.— В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976.
- Соколов И. И. Винторогие антилопы рода *Spirocerus* Boule et Teilhard de Chardin.— Тр. ЗИН АН СССР, 1961, т. 29.
- Сотникова М. В. Новые данные о хищных млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена на территории Северо-Востока СССР.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Eisenmann V. Nouvelles interprétations des restes d'Equidés (Mammalia, Perissodactyla) de Nihowan (Pléistocène inférieur de la Chine du Nord): *Equus teilhardi*, nov. sp.— *Geobios*, 1975, N 8, fasc. 2.
- Hemmer H. Zur Charakterisierung und stratigraphischen Bedeutung von *Panthera gombaszoegensis* (Kretzoi, 1938) — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1971, H. 12.
- Kahlke H. D. Ausgrabungen auf vier Kontinenten. Leipzig etc.: Urania-Verl., 1967.
- Pei W. C. On the Carnivora from Locality 1 of Choukoutien.— *Paleontol. sinica*, Ser. C, 1934, vol. VIII, fasc. 1.
- Schütt G. Die Carnivoren von Würzburg — Schalksberg. Mit einem Beitrag zur biostratigraphischen und zoogeographischen Stellung der altpleistozänen Wirbeltierfaunen vom Mittelmain (Unterfranken).— *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abh.*, 1974, Bd. 147, H. 1.
- Teilhard de Chardin P., Leroy P. Chinese Fossil Mammals. Peking: Inst. Géo-Biologie, 1942, N 8.
- Teilhard de Chardin P., Pei W. C. The fossil Mammals of Locality 13 in Choukoutien.— *Paleontol. sinica*. New Ser. C, 1941, N 11.
- Teilhard de Chardin P., Piveteau J. Les Mammifères fossiles de Nihowan (Chine).— *Ann. paléontol.*, 1930, vol. XIX.
- Young C. C. On the Artiodactyla from the Sinanthropus site of Choukoutien.— *Paleontol. sinica*, New Ser. C, 1932, vol. VIII, fasc. 2.

Н. В. КИНД, Л. К. ЛЕВЧУК

МОРСКИЕ КАРГИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАССЕЙНЕ НИЖНЕЙ ТАЙМЫРЫ И ИХ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В течение последних лет на Таймыре проводились геологические исследования экспедицией НПО «Аэрогеология» в содружестве с Лабораторией абсолютного возраста ГИН АН СССР и Лабораторией микропалеонтологии ИГиГ СО АН СССР. В результате всестороннего изучения четвертичных отложений и их радиоуглеродного датирования было установлено широкое развитие морских отложений каргинского возраста как в пределах Таймырской депрессии, так и на севере — в горах Бырранга.

Возможность каргинской ингрессии Полярного бассейна на эту территорию была обусловлена значительным гляциоизостатическим прогибанием земной коры под нагрузкой мощного зырянского ледникового щита, покрывавшего весь Таймырский полуостров. Этот щит образовался благодаря слиянию ледников, спускавшихся с гор Бырранга и со стороны плато Путорана. При последующем поднятии суши после разгрузки от растаявшего льда древние береговые линии каргинского моря оказались приподнятыми на различную высоту в зависимости от мощности зырянского ледникового щита. Современная высота залегания морских каргинских отложений повышается в западном и северо-западном направлении, где мощность покрова была наибольшей. В горном Таймыре они приподняты более чем на 100 м.

В настоящей статье дается характеристика морских отложений, развитых только по долине р. Нижняя Таймыра и ее притоков — рек Траутфеттер и Шренк (рис. 1).

Наиболее полный разрез морских каргинских отложений вскрыт в долине р. Шренк.

Долина р. Шренк располагается в субширотной депрессии, продолжающей депрессию р. Траутфеттер, и использует ее на протяжении около 100 км. Выше устья р. Посадочная р. Шренк протекает в пределах горной части Северного Таймыра.

Морские каргинские отложения залегают здесь на ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных отложениях зырянского возраста и перекрыты ледниковыми и озерными отложениями сартанского возраста. В нижней части морские отложения представлены часто темно-серыми, почти черными алевритами, содержащими гальку и небольшие валуны (обн. 71, 73), которые можно отнести к базальному слою морской толщи. Наличие в них крупнообломочного материала и их мореноподобный облик дают основание предположить ледниково-морской генезис этих образований. Выше, как правило, залегают типичные морские алевриты с большим количеством раковин преимущественно арктических и аркто-бореальных видов. Еще выше по разрезу морские отложения становятся более сортированными и имеют отчетливую горизонтальную

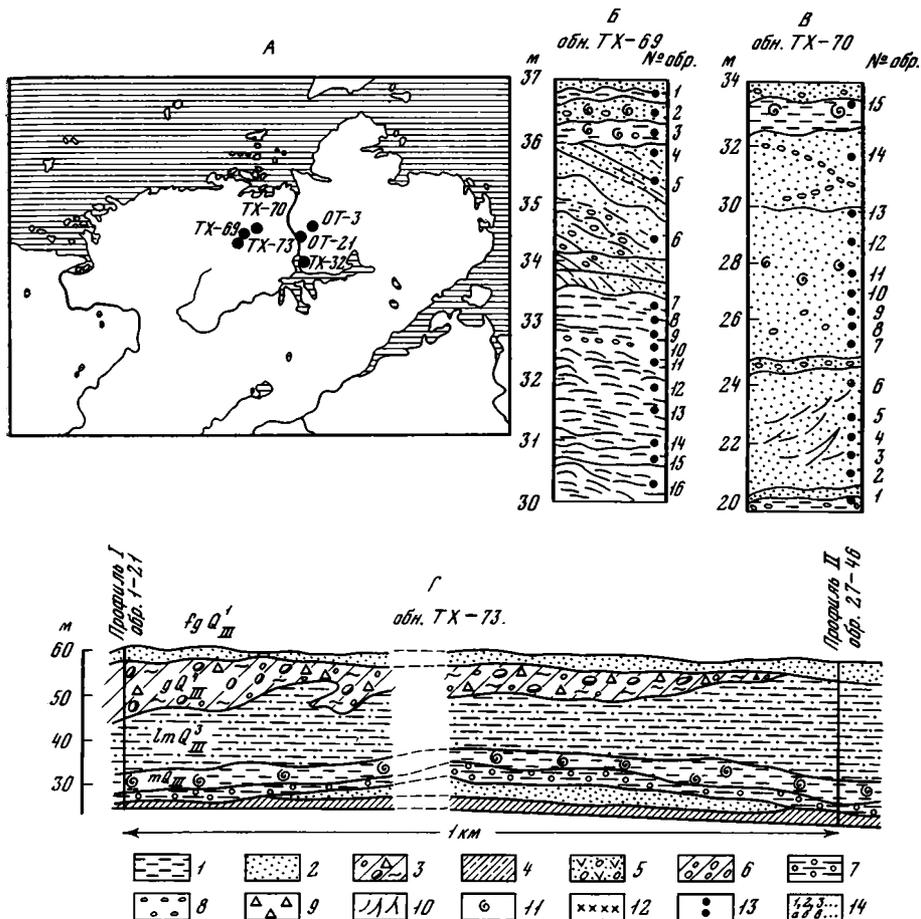


Рис. 1. Схема расположения и номера разрезов морских каргинских отложений (А) и зарисовки обнажений, изученных на микрофауну (Б—Г)

1 — алеврит; 2 — песок; 3 — морена алевритистая с большим количеством валунов; 4 — морена песчано-алевритистая с незначительным количеством валунов; 5 — песчано-галечно-валунные отложения; 6 — галечно-валунные отложения; 7 — суглинки с галькой и редкими мелкими валунами; 8 — гравий; 9 — коренные породы; 10 — косая слоистость; 11 — морские раковины; 12 — растительный детрит; 13 — места взятия образцов на фораминиферы; 14 — номера образцов

слоистость. В некоторых разрезах прослеживается горизонт косо- и волнистослоистых песков (обн. 69, 70). В верхах разреза морская толща постепенно переходит в типичные лагунно-озерные осадки. Из этой фации в среднем и нижнем течении р. Шренк ранее были получены две C^{14} -даты по растительному детриту: $29\,500 \pm 1200$ (ГИН-953) и $33\,500 \pm 1000$ (ГИН-954) лет назад и две даты по раковинам *Niatella arctica*: $26\,000 \pm 500$ (ГИН-957) и $27\,000 \pm 800$ (ГИН-947) лет назад [Кинд, Сулержицкий, 1976]. С учетом вероятного омоложения двух последних дат, полученных по раковинам, результаты датирования подтверждают каргинский возраст морских и озерно-лагунных отложений, что хорошо согласуется с залеганием их под ледниковым комплексом последнего сартанского оледенения, оставившего свежие следы своей деятельности на всех междуречьях бассейна р. Нижняя Таймыра.

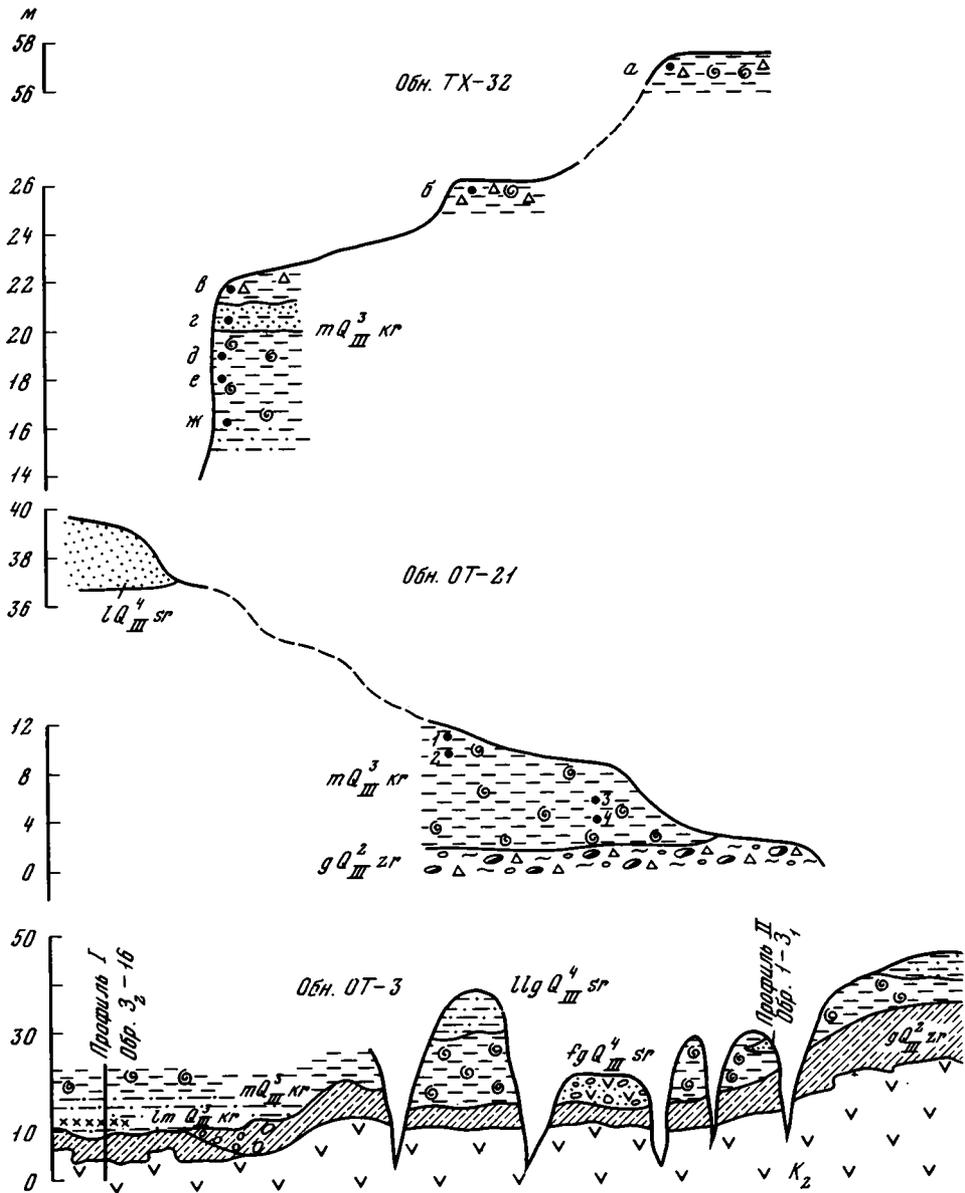


Рис. 2. Зарисовки обнажений, изученных на микрофауну

Условные обозначения см. рис. 1

Сама долина р. Шренк начала формироваться в ее современном виде в позднесартанское время, что нашло отражение в образовании двух надпойменных террас и современной поймы. Верхняя из этих террас либо скульптурная, либо сложена грубыми флювиогляциальными галечниками. Нижняя терраса аккумулятивная; пойменные осадки ее имеют среднеголоценовый возраст.

Ниже приводится микрофаунистическая характеристика морских каргинских отложений в четырех разрезах, расположенных непосред-

Таблица 1

Распределение фораминифер в обнажении ТХ-70

№ образца	<i>Retroelphidium atlanticum</i>	<i>Cassidulina subacuta</i>	<i>Islandiella islandica</i>	<i>Protelphidium lenticulare</i>	<i>Elphidiella groenlandica</i>	<i>Criboelphidium goesi goesi</i>	<i>Protelphidium orbiculare</i>	<i>Cibicides lobatus</i>	<i>Retroelphidium sp.</i>	<i>Trifarina angulosa</i>	<i>Cribronionion cf. obscurus</i>	<i>Cassandra helenae</i>	<i>Criboelphidium granatum</i>	<i>Stainforthia loeblichii</i>	<i>Buccella sp.</i>	<i>Buccella frigida</i>	<i>Nonionellana cf. labradorica</i>	<i>Planocassidulina norrossi</i>	<i>Lagena laevis</i>	<i>Protelphidium asterotuberculatum</i>	<i>Cribronionium obscurus</i>	<i>Quinqueloculina longa</i>	<i>Elphidiella arctica</i>	Число видов фораминифер	Количество экземпляров фораминифер
15	5			3											1				1	5	1	1	8	389	
14							1																1	1	
13				1	1	1				1		1	1	1	1			1	1				10	32	
12																									
11							1				1	1	1		1	1							6	13	
10	2	1	1	1	1	1	1				1	1	1	1	1								10	41	
9																									
8							1	1	1	1	1												5	14	
7	1	1	1	1	1	1	1																7	18	
6																									
5																									
4																									
3																									
2																									
1																									

Примечание. Здесь и в других таблицах: 1—1—10; 2—11—20; 3—21—50; 4—51—100; 5—101—500; 6—свыше 500.

ственно ниже устья р. Мамонта (обн. ТХ-69, 70, 71) и в 20 км выше его (обн. ТХ-73) (рис. 2).

В обнажениях ТХ-70 и ТХ-69 в косослоистых песках встречен бореально-арктический комплекс фораминифер (табл. 1 и 2), в котором доминируют эльфидины (*Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *Retroelphidium hyalinum* (Brodiewicz), *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Criboelphidium goesi goesi* (Stchedrina), *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidiella groenlandica* (Gushman) и нониониды (*Cribronionion obscurus* Gudina, *Nonionellana labradorica* (Dawson)). Группа аксессуарных видов представлена единичными раковинами *Oolina melo d'Orb.*, *Fissurina marginata* (Walker et Boys), *Stainforthia loeblichii* Feyling—Hanssen, *Trifarina angulosa* (Williamson), *Cibicides rotundatus* Stchedrina и некоторыми другими. Из стеногалинных видов в небольшом количестве присутствуют *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Islandiella islandica* (Norvang) и *Cassandra helenae* Feyling—Hanssen. Комплекс бореально-арктический. Видовой состав комплекса свидетельствует о пониженной солености вод, глубинах в пределах 50 м и придонной температуре низкоположительной летом и отрицательной зимой. Временем формирования отложений, содержащих этот комплекс фораминифер, по-видимому, следует считать раннекаргинское потепление. Выше по разрезу (обн. ТХ-70 и ТХ-69) встречены еди-

ничные, вероятно, переотложенные раковины фораминифер, довольно плохой сохранности, с обломанными и забытыми породой камерами. Отложения, их содержащие, по-видимому, накапливались во время раннекаргинского похолодания.

По своему видовому составу изученный комплекс наиболее близок к харсоимскому, выделенному в Нижнем Приобье [Гудина, 1976].

В темно-серых алевролитах с обильными раковинами моллюсков в обнажениях ТХ-70 и ТХ-69 обнаружен разнообразный по числу видов и богатый по количеству экземпляров комплекс фораминифер, состоящий в целом из 30 видов и подвидов. Максимальное количество их достигает 1500 экземпляров¹. В составе комплекса количественно доминируют эльфидииды (*Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *Retroelphidium ex gr. boreale* (Gudina), *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady) и нониониды (*Cribriononion obscurus* Gudina), в отдельных пробах значительно увеличивается содержание *Buccella frigida* (Gushmon). Стеногалинные кассидулиниды и исландиеллиды практически отсутствуют. Разнообразие комплекса дают в основном теплолюбивые (бореальные и аркто-бореальные) формы: *Fissurina marginata* (Walker et Boys), *Buccella troitzkyi* Gudina, *Cibicides rotundatus* Stchedrina, *Pseudopolymorphina novanglia* (Cushman), *Quinqueloculina longa* Gudina, *Discorbis punctatus* (d'Orb.), *Discorbis deplanatus* Gudina, *Trifarina angulosa* (Williamson) и некоторые другие. Зоогеографический тип комплекса арктобореальный, со значительным числом бореальных видов. Это гораздо более тепловодный и разнообразный комплекс фораминифер, чем описанный выше, и, по-видимому, обитал в морском бассейне во время малолетского потепления.

Наиболее полно и детально из этой группы обнажений изучено обнажение ТХ-73 (см. табл. 3, 4), которое простирается вдоль р. Шренк более чем на 1 км. Оно опробовано пятью профилями вкрест простираения. В нижней части разреза в темно-серых суглинках с галькой и небольшими валунчиками обнаружены единичные раковины *Retroelphidium cf. atlanticum*, *R. cf. hyalinum*, *Cribriononion obscurus*, *Protelphidium cf. orbiculare*, *P. cf. lenticulare* и некоторые другие. Большинство раковин плохой сохранности, обломаны, забыты породой. Все фораминиферы, обнаруженные в этих отложениях, встречаются в раннекаргинском комплексе. Эти факты подтверждают высказанное выше предположение о принадлежности этих отложений к базальному слою лежащей выше морской толщи.

В слое темно-серых алевролитов с обильными раковинами моллюсков обнаружен комплекс фораминифер, состоящий в целом по слою из 43 видов и подвидов. Это многочисленный не только по числу видов, но и по количеству экземпляров (до 1000) комплекс. Доминируют в нем *Retroelphidium hyalinum*, *Cassidulina subacuta*, *Criboelphidium granatum*. Довольно много в комплексе содержится стеногалинных форм — *Cassidulina subacuta*, *Cassidulina sp. 1*, *Islandiella islandica*, *Cassandra helenae* и *Planocassidulina norcrossi*, количество их достигает до 200—300 экземпляров в образце. Наряду с ними очень разнообразны и представители семейств *Elphidiidae* (*Retroelphidium hyalinum*, *R. atlanticum*, *Protelphidium orbiculare*, *P. asterotuberculatum*, *P. parvum*, *P. lenticulare*, *Criboelphidium granatum*, *C. goesi goesi*, *Elphidiella groenlandica*) и *Discorbidae* (*Discorbis punctatus*, *D. deplanatus*, *Buccella frigida*, *B. troitzkyi*, *B. inusitata*, *B. hannai arctica*). Разнообразие комплекса создает ряд видов, которые присутствуют в очень небольшом количестве (*Lagena laevis*, *L. semilineata*, *L. foveolata*, *Dentalina baggi*, *D. pauperata*,

¹ Здесь и далее количество экземпляров дается на 100 г породы.

Таблица 3
Распределение фораминифер в обнажении ТХ-73

№ образца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
<i>Cribolephidium cf. goesi goesi</i>																						
<i>Buccella cf. frigida</i>																						
<i>Protelphidium cf. lenticulare</i>																						
<i>Retroelphidium ex. gr. hyalinum</i>																						
<i>Cribrononion obscurus</i>																						
<i>Protelphidium orbiculare</i>																						
<i>Cribrononion cf. obscurus</i>																						
<i>Elphidiella cf. groenlandica</i>																						
<i>Cassidulina subacuta</i>																						
<i>Islandiella islandica</i>																						
<i>Cribolephidium granatum</i>																						
<i>Protelphidium parvum</i>																						
<i>Cassandra helenae</i>																						
<i>Retroelphidium hyalinum</i>																						
<i>Protelphidium lenticulare</i>																						
<i>Cribolephidium goesi goesi</i>																						
<i>Nonionellina labradorica juv.</i>																						
<i>Buccella hanna? arctica</i>																						
<i>Quinqueloculina sp.</i>																						
<i>Cassidulina sp. 1</i>																						
<i>Planocassidulina norcrossi</i>																						
<i>Buccella troitzkyi</i>																						
<i>Buccella frigida</i>																						
<i>Stainforthina loeblichii</i>																						
<i>Nonionellina labradorica</i>																						
<i>Pyrgo williamsoni</i>																						
<i>Guttulina lactea</i>																						
<i>Lagena laevis</i>																						
<i>Lagena semilineata</i>																						
<i>Lagena foveolata (?)</i>																						
<i>Miliolinella subrotunda</i>																						
<i>Prothelphidium asterotuberculatum</i>																						
<i>Pateoris circularis</i>																						
<i>Globulina glacialis</i>																						
<i>Protelphidium cf. orbiculare</i>																						
<i>Cassidulina sf. subacuta</i>																						
<i>Cribolephidium sf. granatum</i>																						
<i>Protelphidium orbiculare juv.</i>																						
<i>Islandiella sf. islandica</i>																						
<i>Alabaminoides mitis</i>																						
Число видов фораминифер																						
Количество экземпляров фораминифер																						
Остракоды																						

Таблица 4

Распределение фораминифер в обнажении ТХ-73 (профиль II)

№ образца	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	
Retroelphidium cf. atlanticum																					
R. cf. hyalinum				1																	
Cribrononion cf. obscurus											1										
Islandiella islandica																					
Cassandra hejenae			3																		
Protelphidium lenticulare									1												
P. asterotuberculatum			3																		
Trifarina angulosa																					
P. cf. orbiculare																					
P. cf. lenticulare																					
Criboelphidium cf. granatum																					
Islandiella cf. islandica			1																		
Cassidulina cf. subacuta																					
Cassidulina cf. hejenae																					
Buccella cf. frigida																					
Retroelphidium hyalinum			3																		
Protelphidium orbiculare			3	4																	
Stainforthia loeblichii juv.																					
Fissurina marginata																					
Criboelphidium goesi goesi				1																	
Cr. granatum				1	1																
Cribrononion obscurus				1	1	2															
Cassidulina subacuta				1	1	1															
Cibicides klenovae																					
Cassidulina sp. 1				1																	
Planocassidulina norcrossi				1	1																
Criboelphidium goesi goesi juv.																					
Buccella frigida				1	1																
Stainforthia loeblichii																					
Oolin. caudigera																					
Elphidiella groenlandica																					
Globulina glacialis				1																	
Uvigerina sp. (perigrina?)																					
Nonionellina labrodorica																					
Retroelphidium atlanticum			3	4																	
Elphidiella tumida				1																	
Buccella inusitata				1																	
Buccella troitskyi				1																	
Cribrononion incertus				1																	
Cibicides rotundatus				1																	
Protelphidium parvum				1																	
Guttulina lactea				1																	
Число видов фораминифер			15	14	133																
Количество экземпляров фораминифер			93	4																	
			15	77																	
			7	21																	
			4	14																	
			4	42																	
			13	38																	
			16	65																	
			10	7																	
			7	12																	
			2	2																	
			9	20																	
			8	14																	

Oolina caudigera, *Fissurina marginata*, *Globulina inaequalis*, *Guttulina lactea*, *Alabaminoides mitis* и другие). Набор видов и их количественное соотношение свидетельствуют о положительных придонных температурах, глубинах в пределах 100 м и нормальной солености вод.

Выше по разрезу в толще переслаивающихся песков и алевролитов число видов в целом по слою уменьшается до 26, уменьшается и количество экземпляров. Доминируют в комплексе *Retroelphidium hyalinum* и *Strebloelphidium granatum*. Резко уменьшается число видов и численность раковин кассидулид и исландиеллид. Из них лишь *Cassidulina subacuta* и *Planocassidulina porcrossi* обнаружены в незначительном количестве. Сокращается количество и численность видов, составляющих разнообразие комплекса. Систематический состав и структура комплекса свидетельствуют об обмелении бассейна, в котором несколько понижается соленость, а придонная температура остается положительной. Этот комплекс хорошо сопоставляется с комплексами, обнаруженными в верхней части разрезов ТХ-70 и ТХ-69, но он еще более тепловодный — бореальный. Время его существования соответствует, вероятно, оптимуму малоохетского потепления. Отложения, содержащие описанный комплекс фораминифер, перекрываются моренно-валунными суглинками, в которых обнаружены раковины фораминифер. Количество их в отдельных образцах достигает 130 экземпляров. Большинство раковин носит следы переотложения: измененная стенка, обломанные камеры, зачастую забиты породой и окатаны. Переотложение их происходило, вероятно, из верхнекаргинских отложений в сартанское время.

В обнажении ТХ-71 встречены единичные фораминиферы, которые не составляют закономерного, экологически совместимого комплекса.

Река Нижняя Таймыра вытекает из Таймырского озера и прорезает вкрест простирания бырангские палеозойские структуры на юге и докембрийские — на севере. Они образуют ряд возвышенных гряд, разделенных депрессиями, ограниченными мощными региональными разломами субширотного простирания. Этим обусловлена крайняя неоднородность строения самой долины р. Нижняя Таймыра. При пересечении гряд она сужается, имеет скальные берега, на которых местами развиты скульптурные террасы. В депрессиях долина резко расширяется и появляется несколько уровней поздне- и послеледниковых аккумулятивных террас. Судя по строению долины, имеются основания предположить, что по линиям древних разломов, разделяющих горные гряды и депрессии, продолжались унаследованные вертикальные движения вплоть до современности.

Морские каргинские отложения в долине р. Нижняя Таймыра изучались в двух разрезах: на правом берегу в 20 км ниже оз. Энгельгард (обн. ТХ-32) и на правом же берегу непосредственно ниже устья р. Трауфеттер (обн. ОТ-21). Первый разрез располагается в суженной части долины при пересечении ею верхнепалеозойских пород, второй — в пределах депрессии — к северу от границы распространения верхнепалеозойских пород. В ее пределах развиты меловые и четвертичные отложения.

Обнажение ТХ-32 расположено на левом берегу небольшой реки, впадающей справа в р. Нижняя Таймыра. Непрерывный разрез морских отложений прослежен с высоты 13 м до 3 м над урезом реки (см. рис. 2). Выше по склону левого борта речки располагается серия террасовидных уступов, на наклонной поверхности которых среди щебнистых делювиальных отложений встречается большое количество обломков и целых створок раковин, преимущественно *Hiatella arctica*. Самый высокий уступ расположен на высоте около 45 м над урезом р. Нижняя Таймыра.

В морских глинах с раковинами моллюсков и переслаивающихся глинах и алевритах встречен богатый по числу особей и разнообразный по числу видов комплекс фораминифер. В нижней части этого слоя обнаружен более бедный по числу видов (25) и экземпляров (220) комплекс фораминифер. В нем присутствует незначительное число тепловодных видов. Комплекс по зоогеографическому типу ближе к аркто-бореальному. Выше число и численность фораминифер увеличивается, и максимальное число видов в образце в самых верхах этой толщи достигает 37, количество экземпляров — 3150. На этом его развитие резко обрывается, регрессивная фаза развития отсутствует. Развитие этого комплекса, по-видимому, совпадает с развитием бассейна. В целом по этому слою установлено более 60 видов и подвидов. Максимальное количество фораминифер (более 3000 экземпляров) приурочено к верхней глинисто-алевритовой части разреза. Ядро комплекса составляют *Cibicides rotundatus* Stchedrina, эльфидиниды, нониониды и кассидулиниды, они составляют более 80% от всего комплекса. Доминируют в комплексе тепловодные (бореальные и аркто-бореальные) виды — *Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tappan, *Alabaminoides mitis* Gudina, *Asterigerinata pulchella* (Parker), *Protelphidium parvum* Gudina, *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Buccella acutata* Gudina, *Cibicides rotundatus* Stchedrina, *Trifarina angulosa* (Williamson), *Cribrononion incertus* (Williamson), *Pseudopolymorphina novangliae* (Gushman), виды родов *Oolina*, *Lagena*, *Discorbis*, *Fissurina* и некоторые другие, что составляет более 50% от всего комплекса. К этой же группе относятся лужитанские и бореально-лужитанские виды: *Guttulina lactea* (Walker et Jacob), *Trifarina angulosa* (Williamson), *Discorbis punctatus* (d'Orbigny). Группа холодноводных видов: *Protelphidium orbiculare*, *Cassidulina subacuta*, *Cribrononion obscurus*, *Tappanella arctica*, *Buccella hannai arctica*, *B. inusitata*, *Nonionellina labradorica* и другие — присутствует в несколько меньшем количестве как по числу видов, так и экземпляров. В целом это бореальный комплекс фораминифер, состав его свидетельствует о солености, близкой к нормальной морской, и положительных придонных температурах вод.

Это самый тепловодный комплекс из известных позднеплейстоценовых комплексов фораминифер для Таймырской низменности. Для этого комплекса характерно и отличает его от других богатых и разнообразных комплексов (туруханского и казанцевского), известных в приенисейской части Западной Сибири и в Таймырской депрессии, присутствие в нем значительного числа особей *Cibicides rotundatus* и *Trifarina angulosa*, видовое разнообразие оолин, лаген, фиссурин, дискорбид. Это же позволяет сопоставить его с понойским комплексом фораминифер Кольского полуострова [Гудина, Евзеров, 1973]. По-видимому, временем его существования следует считать время оптимального малохетского потепления внутри каргинского межледниковья [Кинд, 1974].

Выше по разрезу в алевритах со щебнем коренных пород и раковинами моллюсков обнаружен в целом более бедный по числу видов (40) комплекс фораминифер. Ядро комплекса составляют эльфидиниды, нониониды, кассидулиниды и цибисидесы. Уменьшается численность тепловодных форм, резко сокращается число видов родов *Oolina*, *Lagena*, *Fissurina* практически отсутствуют *Discorbis deplanatus*, *Asterigerinata pulchella*, *Patellina corrugata*. Увеличивается численность холодноводных форм *Cassidulina subacuta*, *Cribrononion obscurus*, *Criboelphidium goesi goesi*, *Protelphidium orbiculare*, *Criboelphidium subarcticum*, *Cassandra inflata* и некоторых других. Содержание холодноводных и тепловодных видов в комплексе примерно одинаково (49 и 51% соответственно). Однако численность холодноводных видов гораздо выше, чем теп-

ловодных. Комплекс в целом более холодноводный (аркто-бореальный) по сравнению с описанным выше. Он отличается от него как по разнообразию видов, так и по количеству их особей. Из этого следует, что гидрологические условия, в которых формировались осадки, содержащие этот комплекс, были менее благоприятными. Комплекс свидетельствует о близкой к нормальной морской солености вод и придонных температурах, близких к нулю, возможно, отрицательных. Внутри комплекса можно проследить его развитие от менее богатого и разнообразного в нижней части толщи (14 видов, 170 экземпляров в образце) к относительно богатому и разнообразному в верхах (29 видов, 3600 экземпляров). По своему видовому составу и количественным соотношениям рассматриваемый комплекс близок к стрельнинскому комплексу Кольского полуострова [Гудина, Евзеров, 1973]. Он, по-видимому, формировался в период следующего за малохетским липовско-новосёловского потепления каргинского межледниковья [Кинд, 1974]. Отмеченные выше закономерности развития внутри обоих комплексов позволяют считать их принадлежащими к двум самостоятельным этапам трансгрессии. Тот факт, что развитие комплекса, содержащегося в лежащей ниже толще, резко обрывается на своей максимальной фазе, вероятно, свидетельствует о некотором перерыве в осадконакоплении, который предположительно соответствует времени конощельского похолодания.

Обнажение ОТ-21. Морские отложения вскрыты здесь с высоты от 18 до 5 м над урезом р. Нижняя Таймыра. Судя по обилию крупных валунов на побережье, они ложатся на морену предположительно зырянского возраста (см. рис. 2). Выше по склону, на высоте около 40 м, расположен уступ, сложенный озерными песчаными отложениями последнего сартанского оледенения. Они широко развиты по всей депрессии, в пределах которой расположен этот разрез. В морских отложениях, представленных глинами со значительным количеством раковин моллюсков, установлен комплекс из 18 видов фораминифер (см. рис. 2). Количество их в образце колеблется от 1 до 20 экземпляров. Раковины тонкостенные, хорошей сохранности и не заполнены породой. В комплексе число холодноводных и тепловодных форм приблизительно одинаково, но численность тепловодных видов несколько выше, чем холодноводных. Этот факт и видовой состав комплекса позволяют сопоставлять его с малохетским комплексом (обн. ТХ-32), но, так как число видов в нем значительно меньше, он, по-видимому, характеризует начало малохетского потепления.

Река Траутфеттер. Долина р. Траутфеттер использует обширную депрессию, в которой расположен и описанный разрез ОТ-21. В ней обнажаются меловые породы, на которых залегает комплекс верхнеплейстоценовых отложений. Основание его слагают ледниковые, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянского возраста. На них ложатся озерно-лагунные и морские осадки, относимые к каргинскому времени и перекрытые на высоте около 40 м озерными и флювиогляциальными осадками, связанные с сартанским оледенением.

Наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт на правом берегу, в 25 км выше устья р. Траутфеттер (обн. ОТ-3). Морские отложения здесь залегают на ледниковых зырянских отложениях и представлены внизу лагунными осадками, переходящими кверху в типичные морские отложения с обильными раковинами. Из лагунных отложений нижней части разреза была получена C^{14} -дата по растительному детриту: >40 000 лет назад (ГИН-1490).

В песчанисто-алевритовых ледниковых отложениях обнаружены раковины фораминифер плохой сохранности, забитые породой, с измененной стенкой. Сохранность раковин рода *Retroelphidium* настолько пло-

Таблица 5
Распределение фораминифер в обнажении ТХ-32

№ образца	а	б	в	г	д	е	ж
Retroelphidium atlanticum Gudina	5	6	5	5	4	4	5
Cassidulina subacuta	5	5	4	5	5	5	2
Cribrononion obscurus	4	6	2	3	1	4	1
Cassandra helenae	3	4	1	5	3	4	1
Buccella frigida	4	1	1	2			1
Criboelphidium goeSI goeSI	3	3	1	3			1
Protelphidium orbiculare	4	1	2	4			1
Stainforthia loeblichii	2	5	1	3	1	1	1
Criboelphidium granatum	4	5	5				1
Cr. subarcticum	2	2	2				1
Asterigerinata pulchella		1	2	1	1	1	1
Eponides wrightii	3	3	2	2	1	1	1
Globulina glacialis		1	1	1	1	1	1
Nonionellina labradorica	1	2	1	1	1	1	1
Fissurina sp.	1	1	1	1	1	1	1
Protelphidium parvum	5	3	5				2
Pseudopolymorphina novangliae	1						1
Buccella inusitata	1	2					1
Tappanella arctica	1	1					1
Buccella acutata	1	1					1
Planocassidulina norcrossi		4					1
Cassandra grandis							1
Guttulina lactea							1
Globulina sp.							1
Cribrononion incertum	2						1
Cibicides rotundatus	1	5	5	5	2	5	5
Astrononion gallowayi	6	6	2	6	5	5	5
Islandiella islandica	3	2		2	1		1
Elphidiella arctica	2	2	1				3
Buccella hannaI arctica	1						13
Patellina corrugata		1	2	1			1
Oolina melo	1	1					1
F. marginata	3	2		3	1	1	1
Cassandra inflata	5	1					4

№ образца	а	б	в	г	д	е	ж
Trifarina angulosa		2					
Lagena opioleura		2					
Oolina williamsoni		2					
Alabaminoides mitis	1	1	1	4	2	1	1
Glabratella sp.		1	1	4	4	1	
Fissusina sp.			3	1			
Quinqueloculina borea			1				
Fissurina orbignyana						2	
Nonionella subrotunda						1	
Eponides sp.							1
Discorbis deplanatus			1	1			
Lagena sulcata sulcata			1	1			
Parafissurina sp.			1	1			
Oolina caudigera			1	1			
Discorbis punctatus			1	1			
Cibicides sp.		5					
Dentalina ittai			1				
Buliminella elegantissima			1				
Bolivina pseudopunctata			1				
Fissurina marginata (juv.)			1				
Valvulineria sp.			1				
Oolina lineata punctata		1					
O. aff. lineata			1				
Lagena aff. trigonula-laevigata			1				
Sigmomorphina aff. undulosa			1				
Pseudopolymorphina sp.			1				
Retroelphidium hyalinum		5					
Buccella troitzkyi		1	2				
Oolina globosa			1				
Cribrononion incertus			2				
Число видов фораминифер	27	29	36	30	37	35	25
Количество экземпляров фораминифер	1690	3630	168	3142	1180	1545	233

Условные обозначения на табл. 1.

хая, что их не удалось определить до вида. Это переотложенные раковины в зырянской морене. Выше по разрезу в темно-серых алевритах с линзочками песка и обильной макрофауной обнаружены фораминиферы, число и численность которых возрастает снизу вверх. Комплекс в целом по слою состоит из 30 видов. Максимальное число видов в образце — 21, число особей — 500. В комплексе фораминифер преобладают *Retroelphidium hyalinum* (Brodniewicz), *R. atlanticum* (Gudina), *Cassidulina subacuta* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Criboelphidium granatum* (Gudina) и некоторые другие. Снизу вверх увеличивается и число тепловодных видов (*Asterigerinata pulchella* (Parker), *Stainforthia loeblichii* Feyling-Hanssen, *Elphidiella tumida* Gudina, *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tarpan и другие). Комплекс в целом аркто-бореальный и характеризует условия верхней сублиторали с соленостью, близкой к нормальной, и низкими положительными температурами придонных вод летом и близкими к нулю зимой. По видовому составу и количественному соотношению комплекс близок к малохетским комплексам и, по-видимому, является одним из его фациальных аналогов.

Таким образом, фораминиферы встречены практически во всех морских каргинских отложениях. По времени они соответствуют нескольким фазам потеплений и разделяющим их более холодным интервалам. Каждая из фаз потепления охарактеризована своим комплексом фораминифер, которым дано название в соответствии с фазами потеплений: раннекаргинский (обн. ТХ-69, ТХ-70), малохетский (обн. ТХ-69, ТХ-70, ТХ-73, ОТ-3, ОТ-21, ТХ-32), липовско-новосёловский (ТХ-32). Для более холодных интервалов каргинского межледниковья комплексы фораминифер не установлены.

В заключение следует отметить, что присутствие в некоторых разрезах комплексов весьма теплолюбивых видов фораминифер не следует связывать непосредственно с климатом соответствующих отрезков каргинского интервала. По всей вероятности, на состав микрофауны оказывало влияние теплое течение Гольфстрим. Подтверждением этому может служить сходный состав фораминифер в каргинских отложениях на Северной Земле (о-в Октябрьской Революции), в которых также присутствуют лузитанские виды [Арсланов и др., 1980]. Те же данные получены Фейлинг-Хансеном для о-ва Баффинова Земля; присутствие теплых видов фораминифер в средневисконсинских морских осадках он связывает с влиянием Западнобаффинского течения — ветви Гольфстрима [Feyling-Hanssen, 1976].

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Макеев В. М., Барановская О. Ф. и др. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли.— В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
- Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976.
- Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д. О позднплейстоценовых оледенениях и морских трансгрессиях севера Средней Сибири.— В кн.: Тр. сов. геологов к XXV Междунар. геол. конгр. в Австралии. М.: Наука, 1976.
- Feyling-Hanssen R. W. A Mid-Wisconsin interstadial on Broughton Island, Arctic Canada, and its foraminifera.— *Arct. and Alp. Res.*, 1976, vol. 8, N 2.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.782,2+551.79 : 56(118,2) (470.57)

А. Г. ПЕТРЕНКО

ПЕРВАЯ РАБОЧАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЕДОКОМПЛЕКСОВ ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Одним из основных неразрешенных вопросов стратиграфии плиоцена и плейстоцена в Предуралье остается вопрос о расчленении немых субаэральных отложений, представленных здесь толщей лёссовидных суглинков и погребенных почв, слагающих покровные образования между речей, общесыртовую свиту и верхние части речных террас. Эти образования обычно служат фундаментами для различных промышленных, сельскохозяйственных и жилых сооружений, бортами водохранилищ, материнскими породами современных почв. Однако условия формирования различных их горизонтов неодинаковы; различается их вещественный состав, а следовательно, и инженерно-геологические, гидрогеологические и другие свойства. Это вызывает большие затраты на специальные исследования.

Критерий для возрастного расчленения их при исследованиях традиционными методами стратиграфии пока не найден. Однако потребность поисков его в настоящее время вызывается не только практической, но и теоретической необходимостью в связи с разработкой проекта 73/1/41 «Граница неогена и квартера» Международной программы геологических корреляций.

В связи с этим Лабораторией стратиграфии кайнозоя Института геологии БФАН СССР совместно с Башкирским территориальным геологическим управлением под руководством В. Л. Яхимович с 1976 г. поставлено палеопедологическое изучение субаэральных отложений с использованием в основном опыта украинских геологов М. Ф. Веклича и Н. А. Сиренко [Веклич, Сиренко и др., 1967, 1972; Веклич, 1968], которые разработали детальную стратиграфию лёссовых отложений Украины. Они выделили в плиоцене и плейстоцене 32 стратиграфических горизонта лёссов и ископаемых почв, соответствующих различным палеогеографическим этапам развития природы.

Этот опыт применен при изучении разрезов плиоцена и плейстоцена Башкирского Предуралья, выделенных как опорные Лабораторией стратиграфии кайнозоя ИГ БФАН СССР [Яхимович, Немкова и др., 1965, 1977]. Это позволит проконтролировать результаты палеопедологических построений биостратиграфическими и физическими методами. Все разрезы расположены в пределах восточного склона Русской платформы и в Предуральском краевом прогибе. Изучено девять опорных разрезов плиоцена и плейстоцена в Башкирском Предуралье у населенных пунктов Воеводское, Симбугино, Султанаево, Кармаскалы, Михайловка, Иленька, Кустугулово и Шаймуратово, а также разрез Домашкинские Вершины в Поволжье. По внешнему облику, морфогенетическим особенностям и физико-химическим свойствам в этих разрезах

выделяется восемь разнотипных комплексов ископаемых почв различного возраста (см. таблицу). Возраст выделенных типов ископаемых почв определен В. Л. Яхимович в соответствии со стратиграфией неоген-антропогенных отложений Башкирского Предуралья и согласуется с существующими представлениями относительно изменений палеоклимата в плиоцен—плейстоцене. К первому типу относится наиболее древняя — ископаемая шаймуратовская пестроцветная почва (у с. Шаймуратово), развитая на границе миоцена и плиоцена, условно рассматриваемая как мзотис-понтическая. Она сохранилась от размыва в виде останцов на междуречье рек Уршак и Белая. Страторазрез ее описан в карьере, расположенном в 3,5 км к западу от дер. Шаймуратово Кармаскалинского района Башкирии. В стенках карьера видно, что на размытой поверхности миоценовых отложений (тюльганская и ушкатлинская свиты) залегает пестроцветная кора выветривания мощностью 1,4 м, увенчанная ископаемой почвой мощностью 0,95 м, которая в свою очередь перекрыта аллювиальными галечниками условно понтического возраста (мощность 1,5 м).

Кора выветривания представлена пестроцветной глиной, крупными участками окрашенной в мясо-красный, вишнево-красный, коричневый, темно-фиолетовый, светло-зеленый, реже — охристо-желтый цвета. В верхних 0,4 м ее наблюдается неправильная горизонтальная слоистость (Р). Выше лежат собственно почвенные темно-красные, тоже неравномерно окрашенные, суглинки с крупнооскольчато-комковатой структурой, пористые, постепенным переходом связанные с корой выветривания.

Ископаемая почва гидроморфная, красно-фиолетовая, пестроцветная. Горизонт рН (по А. Н. Соколовскому) в ней отсутствует (уничтожен эрозией). Валовое содержание органического вещества до 1%, порода не карбонатная, но в нижней части ее присутствуют два горизонта полуконкреций порошковатого белого карбонатного вещества диаметром 1—3 см. По трещинам тоже наблюдаются скопления порошковатого мергельного карбоната. Это горизонт рdEI, или В+С. Содержание CaCO_3 здесь 2,1%, емкость поглощения Ca —27,7 мг-экв, Mg —8,9 мг-экв. Содержание Fe_2O_3 до 8%, Al_2O_3 —18%, SiO_2 —54%. Эта почва завершает длительно формировавшуюся в мелком, хорошо прогретом водоеме кору выветривания (тип I).

Ко второму типу отнесены красноцветные ископаемые почвы и породы, измененные почвообразованием, в разрезе на руч. Иленька, лежащие на аллювии, условно относимом к понту, и перекрытые морским акчагылом. Их шесть. Мощность каждой меняется от 0,4 до 1 м. Несмотря на диагенетические изменения, все горизонты хорошо сохранили следы древнего почвообразования и характерные для них морфологические особенности. Во всех горизонтах морфологические признаки отражают генетические особенности ископаемых почв и коррелируются с некоторыми показателями их химического и механического состава. Возраст отдельных почвенных горизонтов пока не датирован — начаты поиски остатков млекопитающих и другие биостратиграфические исследования.

Эти ископаемые почвы не имеют полного профиля; сохранились лишь более плотные, сцементированные карбонатами, переходные горизонты рdHP и рdPhk, также пропитанные гидроокислами железа, иллювиальные (I). Почвы гидроморфные, тяжелые, суглинистые, макропористые, с оскольчато-комковатой структурой, содержат обломочные гравийные частицы, изредка — гальку. Как правило, в них встречаются кротовины с редкими косточками и зубами мелких млекопитающих. По характеру и структуре выделяется несколько подтипов карбонатных включений.

Во всех почвах, несмотря на сплошную карбонатизированность профиля, отчетливо наблюдается обособление карбонатного горизонта (Р), расположенного преимущественно в нижней части профиля или в материнской породе. В нижних почвах карбонат содержится в виде крупных плоских мергельных конкреций размером до 10×40 см. В верхних, более молодых почвах он встречается в виде мелких новообразований размером до 1 см, неправильных очертаний и с неровной поверхностью. Местами встречаются затеки мучнистого карбоната. Присутствуют гидроокислы железа в виде вкраплений и натеков. Наблюдаются выделения гидроокислов марганца по трещинам в виде оолитов и темно-бурых, почти черных, глянцеваых пленок.

Валовое содержание органического вещества, являющегося наиболее характерной частью почвы, меняется от 0,24 до 1,27%; рН водная 7,9—8,15; емкость поглощения Ca — 18,8—23,3 мг-экв, Mg — 6,6—8,9 мг-экв, SiO₂ — 53,3—66,5%, Al₂O₃ — 9,3—14,4%, Fe₂O₃ — 4,2—5,5%, CaCO₃ — 22—28%.

Третий тип почв представлен темно-серыми и черными гидроморфными ископаемыми почвами, сформировавшимися в переуглубленных долинах палеорек, выполненных кинельской свитой во время перерывов в осадконакоплении в киммерий, а также во время остановок в развитии акчагыльской ингрессии. Возрастной интервал их охватывает киммерий — средний акчагыл включительно. Это почвы, встречающиеся на границах I и II, II и III чебеньковских горизонтов, в кумурлинском, зилим-васильевском горизонтах и в периферийных частях бассейна в максимальной фазу среднего акчагыла. Эти почвы изучены по керну скв. Ляхово 3, Николаевка 28, Ново-Киевка 59, Ильтуганово 78 и др., а также в опорном разрезе у дер. Симбугино. Для них характерны: черная окраска, связанная с содержанием органического вещества; глинистый и суглинистый состав; структура меняется от плотной пелитоморфной до мелкооскольчатой и оскольчато-комковатой. Характер и мощности иллювиальных горизонтов у них различны. Морфогенетический профиль в более древних почвах хорошо развит, наблюдается совместное присутствие карбоната и гипса. В более молодых акчагыльских почвах профиль менее развит. Присутствуют эмбриональные почвы. Мощность почв колеблется от 0,2 до 1,3 м. Иллювиальные горизонты обычно глинистые, имеют мелкокомковатую или оскольчатую структуру. Это, по всей вероятности, первоначально озерные осадки. Почвообразование происходило длительное время в водной среде зарастающего водоема. На это указывает присутствие стяжений вивианита, содержание органического вещества от 0,3 до 1,47%. Органо-минеральные соединения пропитывают весь почвенный горизонт. Содержание CaCO₃, в зависимости от характера профиля, колеблется от следов до 19,5%; емкость поглощения кальция от 14 до 20 мг-экв, в среднем 17 мг-экв, а магния — от 2 до 8 мг-экв.

К четвертому типу отнесены красновато-оранжевые гидроморфные почвы, появление которых связано, несомненно, с верхним акчагылом. Вероятно, формирование таких почв продолжалось в апшероне в определенных фациальных условиях. Почв всего четыре. Они чередуются с ярко-зелеными и буровато-зелеными глинами и (в разрезе Иленька, Кустугулово и др.) криотурбированы во время накопления этих глин (холодные условия). Почвы всех четырех горизонтов эмбриональные, гидроморфные, глинистые, равномерно пропитаны гидроокислами железа. Структура их комковато-ореховатая, местами землястая, наблюдаются конкреции и полуконкреции карбоната, иногда крупные, плоские, размером до 5×20 см, ориентированные по слоистости; встречается псевдомицелий карбоната, проникающий в подстилающий слой. Мощ-

ность каждой почвы 0,35—0,45 м. Валовое содержание гумуса в них 0,63—1,05%; рН водная 8,1; CaCO₃ от 19,3 до 28,3%; емкость поглощения Ca — 18,8—22,2 мг-экв, Mg — 7,8—8,3 мг-экв. Содержание SiO₂ — 45,16—47,7%; Al₂O₃ — 10,36—10,64%; Fe₂O₃ — 4,85—5,04%.

Пятый тип объединяет красноцветные гидроморфные (озерные) апшеронские, возможно и верхнеакчагыльские, ископаемые почвы, развитые на высоких междуречьях. Они глинистые, лишены гумусового горизонта рdH (A), который размыт; обычно сохранились лишь элювиальные горизонты, т. е. переработанные почвообразованием красноцветные мелководные озерные осадки. Почвы содержат от 1—2 до 5 горизонтов крупных конкреций белого или розового мергеля.

Эти почвы наблюдаются в разрезах Симбугино, Воеводское, Аккулаево. Мощность почвенных горизонтов 0,3—0,7 м. Валовое содержание органического вещества 0,1—0,3%, емкость поглощения Ca — 17,3%, Mg — 4,8%, SiO₂ — 55—57%, Fe₂O₃ — 3,91—7,95%, Al₂O₃ — 10—11,18%. Во всех горизонтах величины рН в конкрециях характеризуют щелочную среду (8,4—9,2), а во вмещающих породах и почвах — слабощелочную (в среднем 8,1). Наблюдается зависимость между рН и содержанием карбонатов, т. е. большое количество карбонатного материала ведет к повышению щелочности среды. По результатам химического анализа видно, что в конкрециях содержание CaO — 43,8—55%, тогда как в почвенных породах (окружающей среде) — 10,1—19,3%.

К шестому типу относятся нижнеплейстоценовые темно-коричневые, до черных, тяжелые суглинистые почвы с затеками органогенно-минеральных соединений, гидроокислов железа и карбоната. В них встречаются вертикальные карбонатные конкреции (по затекам) диаметром 1—3 см при длине 8—10 см. Структура — комковато-оскольчатая. Точечные вкрапления карбоната и марганца проникают глубоко в материнские породы (коричневые суглинки). Наблюдаются кротовины. Страторазрез описан на Домашкинских Вершинах (слои 12 и 14), где хорошо выражен полный морфогенетический профиль в разрезах обеих почв (горизонты Н, Е, I). В других местах (Воеводское) обычно сохранились только элювиальные и иллювиальные горизонты.

Гранулометрический анализ ископаемых почв показывает преобладание фракции 0,05—0,01 мм, составляющей в среднем от 45—50 до 66%. Более тонкие фракции имеют соответственно меньшее содержание: 0,01—0,005 мм — 9—13%, 0,005—0,001 мм — 6—17%, <0,001 мм — 10—23%. Количество карбоната в суглинках в среднем не превышает 18—19%. Эти ископаемые почвы, как правило, отличаются от лёссовидных суглинков большей глинистостью и пониженной (не более 2—6%) карбонатностью. Валовое содержание органического вещества в почве 2,18%, рН — 7,8; емкость поглощения Ca — 16,3%, Mg — 3,95%. Содержание SiO₂ — 57—59, Fe₂O₃ — 6—7, Al₂O₃ — 13—14, CaO₂ — 2—2,1, CaCO₃ — 4,5—4,8%.

Седьмой тип охватывает еще недостаточно изученные темно-серые гумусированные (черноземные) в основном лесные и лесостепные, почвы, сформировавшиеся в межледниковья среднего и позднего плейстоцена. Опорные разрезы, содержащие их, в субаэральных покровных образованиях не скоррелированы с террасовыми комплексами, для уточнения их возраста недостаточно и палеонтологического материала.

Общие черты этих почв — их гумусированность и темная окраска, рыхлость, хорошая растираемость, пористость, мелкокомковато-оскольчатая и комковато-пылеватая структура, наличие мелких карбонатных стяжений, полуконкреций (не более 2—3 см) и псевдомицелия карбоната, нередко также стяжений гидроокислов железа и марганца. Встречаются гидроморфные разности почв с вкраплениями и натеками вивиа-

Первый рабочий вариант схемы стратиграфии субэразальных отложений плиоцена и плейстоцена Башкирского Предуралья

Составил А. Г. Петренко, 1977 г.

Тип почвы	Возраст	Отложения на междуречьях	Переуглубленные долины (отложения)	Обоснование возраста	Стратографические разрезы
VIII	Q _{IV}	Современные почвы рd основания торфяников.			Абдуллино, Иленька
	Q _{III} Q _{IV} ¹	Комплекс эмбриональных рd			Ишкарово, Юкаликуль, Кармаскалы, Ст. Тукмаклы
VII	Q _{III} ⁴ os Q _{III} ³ m—sh	Светло-бурые суглинки — рgl рd озерные и аллювиальные		Mammuthus primigenius (поздний)	Воеводское, Султанаево, Кармаскалы, Иленька, Шарипово
	Q _{III} ² k Q _{III} ¹ mik	Светло-бурые суглинки — рgl Почва	— Размыв		
	Q _{II} ⁴ m Q _{II} ³ od	Бурые суглинки — рgl рd озерные и аллювиальные	—	M. primigenius (ранний) Mammuthus chosaricus Dubrovo (р. Орья, Инзер)	
	Q _{II} ² d Q _{II} ¹ l	Бурые суглинки — рgl рd озерные и аллювиальные	— Аллювий — al	Mammuthus primigenius (ранний) Mammuthus chosaricus Dubrovo (Ст. Тукмаклы)	
VI	Q _I ⁴ ok Q _I ³ ça	Коричневые суглинки — рgl рd темно-коричневая	— Аллювий — al	Остатки млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса с Ar. trogontherii, Elasmotherium и мелкими млекопитающими. Archidiskodon trogontherii(-wüsti)	Домашкинские Вершины, Воеводское, Султанаево, Михайловка, Минзятрово, Чуй-Атасево, Кармаскалы
	Q _I ²	Коричневые суглинки — рgl	—		
	Q _I ¹	рd темно-коричневая, аллювий	Аллювий — al (II врез)		
V	N ₂ ap ₃	Перигляциальные Красноцветные озерные рd Аллювий, озерные		Остатки млекопитающих таманского фаунистического комплекса	Аккулаево, Симбугино, Воеводское, Иленька 2, Михайловка, Кармаскалы, Домашкинские Вершины
	N ₂ ap ₂ dv	Перигляциальные Красноцветные озерные рd Аллювий, озерные		Остатки млекопитающих одесского фаунистического комплекса	
	N ₂ ap ₁ d	Перигляциальные Красноцветные озерные рd Аллювий, озерные		Остатки млекопитающих одесского фаунистического комплекса	

Таблица (окончание)

Тип почвы	Во. раст	Отложения на междуречьях	Переуглубленные долины (отложения)	Обоснование возраста	Стратографические разрезы	
IV	N ₂ ak ₃	Красноцветная rd Аллювий, озерные и лиманные	Лиманные, озерные и аллювиальные lm, l, al		Аккулаево, Симбугино, Иленька 2, Домашкинские Вершины	
III	vv N ₂ ak ₂ akk sl— vs	Несколько темных гидроморфных rd среди прибрежных лиманных и озерных отложений	Морские отложения — m Лиманные солоноватоводные и пресноводные — lm	Cerastoderma, Avicula и др. акачагыльские моллюски. Остатки млекопитающих хапровского комплекса	Симбугино, Аккулаево	
	N ₂ ak ₁ km	Красноцветная rd	Темная гидроморфная rd Застойные лиманные с линзами бурых углей — lmh	Остатки млекопитающих хапровского комплекса с молдавскими элементами	Симбугино	
	N ₂ ak ₁ kr	Красноцветная озерная rd	Солоноватоводные лиманные с черными гидроморфными почвами: — lm	Фораминиферы Солоноватоводные и пресноводные акачагыльские ostracods Комплекс пресноводных моллюсков с Amphimelania impressa		Симбугино
	N ₃ km ₃ tsh III ₂	Суглинок красно-коричневый озерный — l Красноцветная озерная rd	Черная гидроморфная rd Озерно-лиманные — l			
	N ₂ km ₂ tsh III ₁	Глина буровато-коричневая — l Красноцветная озерная — rd	Озерные и болотные с бурами углями — l Аллювий — al		Иленька 3 Скважины, вскрывшие кинельскую свиту Ляхово 2, Дмитриевка 32, Якимково 12 и др.	
II	N ₂ km ₁ tsh II	Розовато-коричневый суглинок — l Аллювий — al	Озерные — l Аллювий — al			
	N ₂ p ₃ tsh I?	— Красноцветная rd	Пестроцветные глины — l Аллювий — al (I врез)			
	N ₂ p ₂ ?	Суглинок красно-коричневый — l Красноцветная rd	—			
	N ₂ p ₁ ?	— Аллювий — al	—			
I	N ₁ —N ₂ m-p?	Красноцветно-пестроцветная шаймуратовская почва	—		Шаймуратово	

нита. Мощность почв 0,8—1,3 м. Подтипы почв в этой группе еще не разработаны, так как ведутся поиски разрезов с полными морфогенетическими профилями. В частности, в разрезе Иленька валовое содержание органического вещества 2—4,83%, емкость поглощения Ca—27,7—31,1 мг-экв, Mg—5,6—7,7 мг-экв, pH—7,3—7,9, содержание SiO₂—57—59,06%, Al₂O₃—13,3—13,88%, Fe₂O₃—4,52—6,52%, CaCO₃—1—2%, CO₂—0,16%.

К *восьмому типу* относятся различные почвы, образовавшиеся в конце позднего плейстоцена и в голоцене. Их можно наблюдать во многих местах, в том числе и в разрезе II террасы руч. Чатра у с. Кармаскалы. Здесь обнажаются: комплекс погребенных эмбриональных почв раннего голоцена, черная погребенная гидроморфная почва, лежащая обычно в других разрезах в основании торфяников, и современная почва.

Эмбриональные почвы залегают среди буровато-серых озерных (старичных) суглинков и прослеживаются в виде темно-серых прослоев. Они тоже суглинистые, пористые, с мелкокомковатой остроресристой структурой. Ниже каждого гумусированного прослойка в суглинке заметны вкрапления мицеллярного карбоната, что свидетельствует о формировании почвы, а не намыва гумуса в озерные осадки. Валовое содержание органического вещества 0,7—2,4%, pH—7,3; CaCO₃—9%, емкость поглощения Ca—28 мг-экв, Mg—4,5 мг-экв.

Гидроморфная черная почва—илистая, плотная, болотная, со следами прорастания, с затеками гумуса в лежащий ниже слой. Горизонт активного вымывания гидроокислов железа лежит на 40 см ниже ее и имеет мощность 30 см, хотя затеки гидроокислов железа продолжают на глубину до 60 см.

В разрезе у дер. Ишкарово Кушнаренковского района валовое содержание органического вещества 4—5%, pH—7,8, емкость поглощения Ca—23 мг-экв, Mg—7 мг-экв, CaCO₃—1,8%, SiO₂—56%, Al₂O₃—12%, Fe₂O₃—9%.

Современные почвы в Башкирском Предуралье очень разнообразны. Их характер тесно связан с возрастом и литологией подстилающих пород и определяется длительностью формирования в плиоценплейстоцене на разных элементах рельефа. Почвы, развитые на акчагыльской абразионно-аккумулятивной равнине, отличаются от образовавшихся на апшеронских, плейстоценовых и голоценовых террасах. Все они в то же время несопоставимы с почвами древних междуречий. Поэтому изучение «современного» почвообразования представляет особую проблему и здесь не рассматривается.

Приведенный опыт общей типизации ископаемых плиоцен-плейстоценовых почв Башкирского Предуралья намечает лишь общие рубежи наиболее значительных изменений природных условий в эти интервалы геологического времени, создавая основу для дальнейших палеопедологических исследований внутри определенных стратиграфических границ. В первом варианте схемы расчленения субэральных отложений Башкирского Предуралья приведено стратиграфическое обоснование возраста выделенных крупных типов ископаемых почвенных комплексов, подлежащих дальнейшему изучению.

Определение органического вещества, емкости поглощения Ca и Mg было произведено в Почвенной химической лаборатории Землеустроительной экспедиции института «Росгипрозем» Л. М. Соломониной. Механический анализ проводился в лаборатории ИГ БФАН СССР В. М. Русановой. Химические анализы выполнены З. В. Евдокимовой в ИГ БФАН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. и др. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наукова думка, 1967. Ч. 1.
 Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. и др. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наукова думка, 1972. Ч. III.
 Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968.
 Палеопедология. Киев: Наукова думка, 1974.
 Палеопедология, 1966. Т. 1. Ч. 1.
 Яхимович В. Л., Немкова В. К., Дорофеев П. И., Попова-Львова М. Г. Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита).— В кн.: Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Недра, 1965. Т. II. Ч. 2.
 Яхимович В. Л., Немкова В. К., Сулейманова Ф. И. и др. Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). М.: Наука, 1977.

УДК 56(119) : 562+(470.11)

О. П. БРЫНОВ, С. В. МИЯСКИН, А. Ф. СТАНКОВСКИЙ

КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗИМНЕГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

В 1977 г. на Зимнем берегу Белого моря скважинами 209 Топкое и 219 Патракеевка (рис. 1) впервые вскрыты мощные толщи четвертичных отложений, в которых установлены интервалы, насыщенные фораминиферами. Разрезы скважин имеют следующее строение:

	Глубина, м
<i>Сква. 209 Топкое</i>	
Торф	0,0—0,8
Глина песчаная, темно-серая, с гравием до 10%	0,8—7,0
Глина алевритовая, темно-серая, тонкослоистая, с обломками тонкостворчатых раковин моллюсков	7,0—15,6
Глина, аналогичная лежащей выше, не алевритовая	15,6—22,9
Глина алевритовая буровато-коричневая, слоистая, с прослоями песка, с обломками тонкостворчатых раковин моллюсков	22,9—33,8
Глина алеврито-песчаная, буровато-коричневая, с гравием и галькой	33,8—40,0
Супесь плотная, с включениями глин и прослоями песка, с гравием и галькой	40,0—57,3
Песок с включениями глин, гальки и гравия	57,3—61,2
Глина алеврито-песчаная, темно-серая, с прослоями песка	61,2—64,5
Глина алеврито-песчаная, буровато-серая, песчано-слоистая, с гравием и галькой	64,5—81,8
<i>Сква. 219 Патракеевка</i>	
Торф	0,0—0,7
Суглинок темно-серый, коричневый, с гравием и галькой до 10%	0,7—50,6
Глина алевритистая, темно-серая, пластичная, с единичным гравием, с обломками тонкостворчатых раковин моллюсков	50,6—59,2
Глина темно-серая, песчаная, с обломками раковин, с редкой галькой и гравием	59,2—69,1
Глина алевритистая, темно-серая, с единичным гравием. В интервале 90,0—91,4 м прослой суглинка коричневого цвета	69,1—94,9

В обеих скважинах под четвертичными отложениями вскрыты докембрийские породы. Результаты фораминиферового анализа четвертичных отложений приведены на рис. 2 и 3.

В супесчаных отложениях скв. 209 Топкое на глубине 55,0—81,8 м встречены единичные фораминиферы плохой сохранности. Практически все раковины здесь несут следы аллохтонного захоронения.

Особый интерес представляют фораминиферы, обнаруженные в лежащих выше глинах скв. 209 Топкое на глубине 7,0—36,0 и скв. 219 Патракеевка на глубине 50,8—94,9 м. По характеру распространения фораминифер и литологии вмещающие породы скв. 209 разделяются на три слоя (рис. 2).

I. Интервал глубин 36,0—33,8 м наряду с примесью обломочного материала характеризуется редкой (до 3 видов) встречаемостью единичных раковин фораминифер удовлетворительной сохранности. Среди последних найдены переотложенные из подстилающей толщи *Cassidula inflata*. По-видимому, отложения этого интервала образовались в самый начальный период развития трансгрессии, в условиях волноприбойной зоны размыва и осадконакопления.

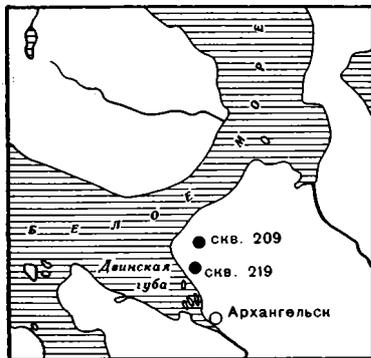


Рис. 1. Схема расположения изученных скважин

II. Породы на глубинах 33,8—22,9 м содержат сравнительно бедный (до 11 видов) комплекс фораминифер при небольшом количестве экземпляров — до 200 на 100 г сухой породы. Преобладают *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium hyalinum*, *Islandiella helenae*; встречены также единичные остракоды. Вероятно, выделенный слой сформировался в условиях раннетрансгрессивной стадии палеобассейна.

III. Наибольшее количество фораминифер хорошей сохранности встречено на глубинах 22,9—7,0 м (скв. 209) и 94,9—50,6 м (скв. 219). Всего здесь определено 66 видов, относящихся к 33 родам и 15 семействам. Среди них доминируют: *Protelphidium orbiculare*, *Elphidium hyalinum*, *E. atlanticum*, *Criboelphidium granatum*, *C. goësi goësi*, *Cribronionion obscurus*, *Nonionella labradorica*, *Islandiella helenae*, *I. islandica*, *Cassidulina subacuta* (рис. 3).

Комплекс представлен в основном мелководными фораминиферами из семейства *Elphidiidae*. Тем не менее палеобассейн был, вероятно, не настолько мелким, чтобы не могли существовать стеногалинные и сравнительно глубоководные виды из сем. *Islandiellidae* [Троицкая, 1971]. Общий состав комплекса позволяет предположить образование вмещающих его осадков в нижней части сублиторали, в условиях открытого палеобассейна с нормальной соленостью при положительных температурах воды. Количественный максимум в развитии фораминифер отмечается на глубинах 20,0 м (скв. 209) и 92,0 м (скв. 219), где число раковин превышает 1000 экземпляров на 100 г сухой породы при богатом видовом составе (до 28 видов). Количественному максимуму фораминифер соответствует и наибольшая встречаемость остракод, что соответствует, вероятно, наиболее оптимальным условиям палеобассейна и началу регрессивной стадии осадконакопления. Выше по разрезу содержание фораминифер постепенно и неравномерно снижается до первых сотен и даже десятков раковин в образце (3—8 видов). Таким образом, начиная с указанных глубин наблюдается определенная тенденция к постоянному сокращению видового разнообразия и плотности популяций.

Все выделенные фораминиферы относятся к известковому бентосу, исключение составляет *Quinqueloculina agglutinata*. Планктонных форм

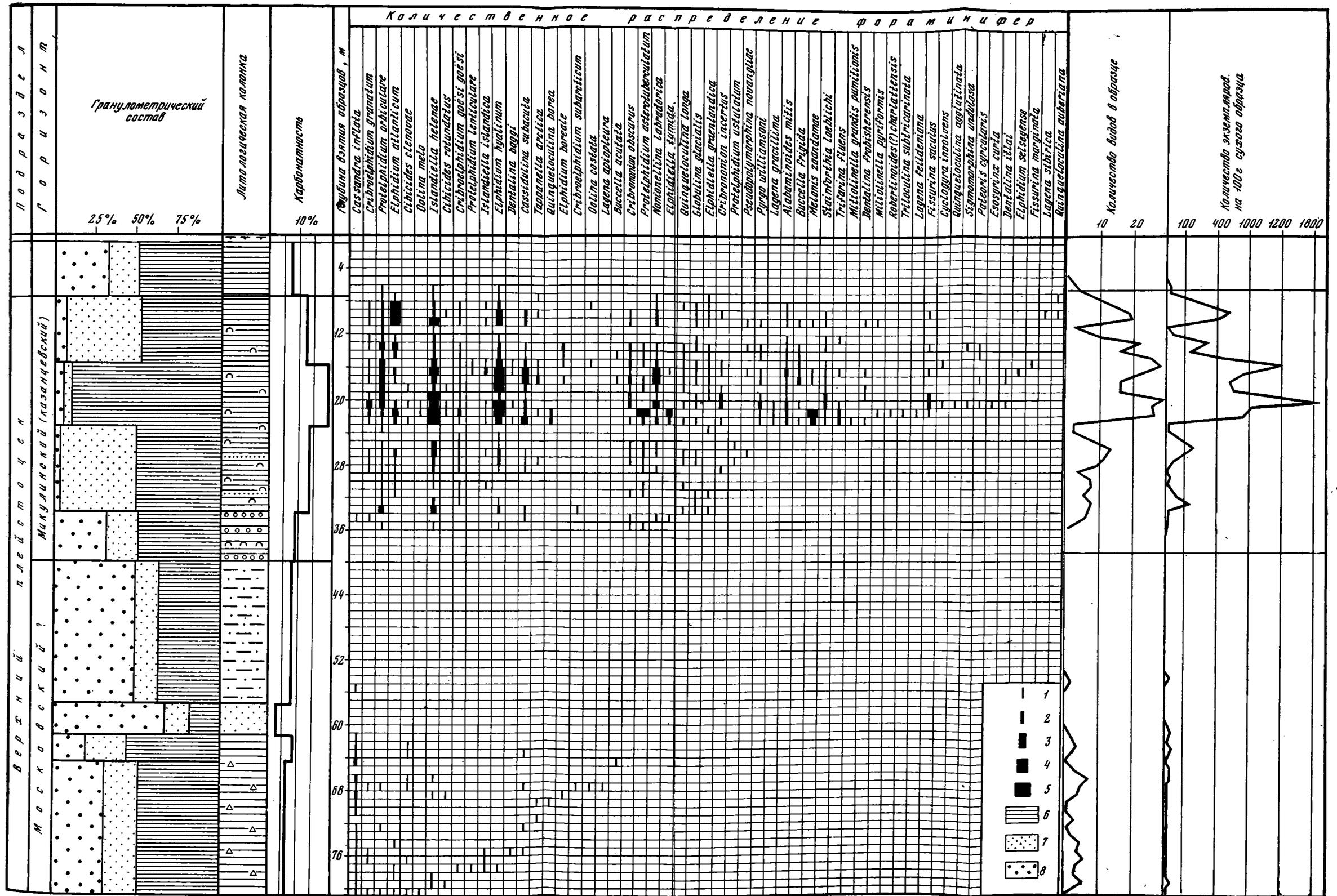


Рис. 2. Распределение фораминифер в разрезе скв. 209 Топкое

1 — от 1 до 10 экз.; 2 — от 11 до 50; 3 — от 51 до 100; 4 — от 101 до 400; 5 — более 400; 6-8 — гранулометрический состав: 6 — < 0,01 мм, 7 — 0,01-0,1, 8 — > 0,1 мм

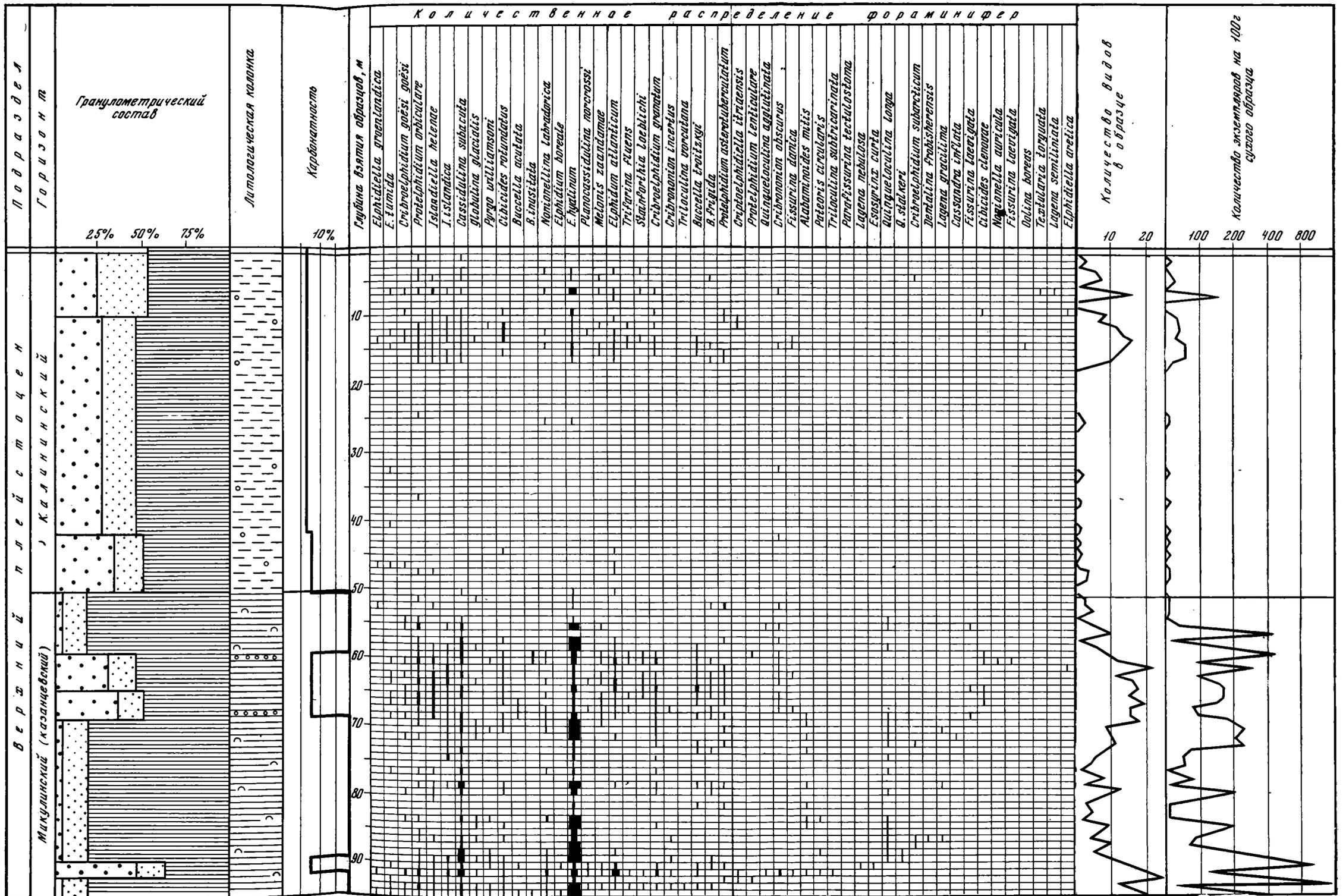


Рис. 3. Распределение фораминифер в разрезе скв. 219 Патракеевка
Условные обозначения см. рис. 2

нет. Выделенный комплекс фораминифер слагается лужитанскими, бореальными, аркто-бореальными, бореально-арктическими и арктическими формами [Гудина, 1966; Гудина, Евзеров, 1973]. Тепловодные формы (лужитанские, бореальные и аркто-бореальные) составляют 40% (26 видов). Более холодноводные (арктические и бореально-арктические) — 30% (20 видов). Фораминиферы с неизвестной зоогеографической характеристикой составляют 30% (20 видов). В целом весь комплекс слагает преимущественно умеренно холодноводные виды (бореальные и аркто-бореальные).

Литологически интервалы глубин, в которых распространены фораминиферы, характеризуются повышенной карбонатностью и значительным преобладанием глинистой фракции в гранулометрическом составе. Сравнительно полная идентификация выделенных комплексов позволяет проводить корреляцию вмещающих слоев, несмотря на различие их гипсометрического положения (устье скв. 209 расположено на 125 м выше устья скв. 219), которое связано с проявлением неотектоники и находит свое отражение на тектонической карте района.

Ниже делается попытка сопоставить изученные фораминиферы с комплексами фораминифер других регионов. Так, например, ряд общих для выделенных нами комплексов видов имеется, по данным Г. Н. Красильниковой [Абрукина, Красильникова, 1972], среди фораминифер морских межледниковых отложений Кольского полуострова, бассейнов р. Онега, Мезень и отложений Среднего Тимана. Однако полная или сравнительная идентификация изученных комплексов с упомянутыми выше не обнаруживается. По систематическому составу изученные нами фораминиферы можно сопоставить с казанцевским комплексом, выделенным А. Н. Наумовым, В. Я. Слободиним [1972] на п-ве Канин, и с фораминиферами отложений бореальной трансгрессии бассейна р. Северная Двина, по данным О. Ф. Барановской [Плешивцева, Гриб, 1966]. Поскольку результаты количественного анализа массовых видов фораминифер авторами не приведены, сравнительные выводы нельзя сделать более убедительными. По характеру распространения, преобладанию видов и количественному соотношению обнаруженные в глинистых слоях фораминиферы в основном аналогичны казанцевскому комплексу Сибири [Гудина, 1969, 1976] и отличаются лишь массовой встречаемостью раковин сем. *Islandiellidae* и частично сем. *Cassidulinidae*. Это объясняется, вероятно, более глубоководными условиями палеобассейна на территории Беломорско-Кулойского плато.

В скв. 219 Патракеевка, в интервале глубин 0,7—50,6 м, встречены немногочисленные (до 15 видов из 140 экземпляров) фораминиферы удовлетворительной и плохой сохранности, вероятно, переотложенные. На это указывает и тот факт, что по составу они почти повторяют комплекс *in situ* из подстилающих глин, но значительно обеднены количественно. Большинство раковин со следами вторичного захоронения спорадической встречаемости. Здесь же встречены единичные остатки криноидей и остракод палеозойского облика. Пользуясь стратиграфической схемой северного плейстоцена [Гудина, 1976], отложения, вмещающие переотложенный бореальный комплекс, вероятно, следует отнести к каллининской (нижневалдайской) морене.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрукина Р. Е., Красильникова Г. Н. Фораминиферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение и история развития. Петрозаводск, 1972. (Тр. Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР; Вып. 13).
- Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966.

- Гудина В. И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; вып. 63).
- Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 314).
- Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 175).
- Наумов А. Н., Слободин В. Я. Новые данные по четвертичной геологии южной части полуострова Канин.— В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Северной Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972.
- Плешивцева Э. С., Гриб В. П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения реки Северной Двины.— В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии северо-запада Европейской части СССР. Л.: Всесоюз. геогр. о-во СССР, 1966, вып. 2.
- Троицкая Т. С. Условия обитания и распределение фораминифер в Японском море (семейства Elphidiidae, Cassidulinidae, Islandiellidae).— В кн.: Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов. М.: Наука, 1971.

УДК 551.3.051.1 : 551.332.24 + 551.312.3

Г. А. ЮОЗАПАВИЧЮС, А. А. ЮРГАЙТИС, Ю. З. ЗИМКУТЕ

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ ГЕНЕЗИСА

При определении условий возникновения различных аккумулятивных форм рельефа областей материкового оледенения значительное внимание уделяется строению и текстурным особенностям рельефообразующих отложений. В таких работах обычно характеризуются текстуры, присущие отложениям определенного генезиса [Раукас, 1974; Бурлак, 1975; Микалаускас, 1976; и др.]. Несомненно, что в четвертичных отложениях преобладающей является косая слоистость. Более детальный анализ элементов слоистости флювиогляциальных отложений по методикам, предложенным Л. Н. Ботвинкиной [1965], Э. И. Кутыревым [1968] и Л. С. Смирновым [1969], обычно не делается в виду того, что по ним можно выяснить только условия переноса и отложения осадков, силу потоков, но нельзя получить сведения о геоморфологической ситуации их формирования. Определение генезиса форм рельефа — первоочередная задача при геолого-геоморфологическом картировании, поисках месторождений строительных песков и песчано-гравийного материала. Четвертичные отложения формировались потоками, в разной степени изменчивыми как по силе, так и по ориентировке, в связи с чем мы попытались определить этот процесс количественно и выяснить возможность использования результатов изучения косой слоистости для определения геоморфологической обстановки формирования отложений или их генезиса.

Для измерения ориентировки и максимального угла наклона косого слоя в рыхлых сыпучих отложениях необходимо выполнять замеры горным компасом каждого слоя в двух вертикальных плоскостях. С этой целью в изучаемом слое обнажения очищаются две вертикальные стенки и по ним измеряются углы падения одного и того же лучше видимого слоя, а также азимуты простиранья указанных стенок.

В журнал наблюдений записываются азимуты и углы падения косо-го слойка по каждой измеренной плоскости. Для отдельного объекта исследований необходимо выполнить в разных слоях 30—50 пар измерений. Исчисление истинных (максимальных) углов падения косых слойков производится по принципу сложения векторов, которые легче всего выполнять графически на трафарете, представляющем круг, разделенный на секторы через каждые 5° . По радиусу в удобном для работы масштабе проводятся дополнительные круги. Промежутки между этими кругами должны соответствовать 5° угла падения косо-го слойка. Направление векторов обуславливают азимуты падения косых слойков, замеренные на вертикальных стенках карьера, а их длину — величина угла падения косо-го слойка, определенная по той же стенке и отложенная в принятом масштабе на трафарете. С конца одного вектора проводится линия параллельно второму вектору, а с конца второго вектора — параллельно первому. Точка их пересечения означает максимальный угол падения слойка, а направление полученного вектора — истинный азимут падения косо-го слойка.

Вычисленные значения служат для построения часто используемых диаграмм ориентировки углов падения (роз-диаграмм) или ориентировки и наклона косых слойков (круговых диаграмм). Наибольшее сосредоточение указанных параметров в определенном месте диаграмм уточняет палеогеографические условия образования осадков, т. е. указывает направление переноса обломочного материала, а величины углов падения косых слойков прямо обусловлены скоростью течения осадкообразующих потоков. О генезисе отложений наибольшую информацию можно получить по степени разброса азимутов и углов падения косых слойков.

Опыт изучения слоистости флювиогляциальных и аллювиальных отложений во многих карьерах Прибалтики и Северной Белоруссии позволяет сделать некоторые обобщения. Резко выраженный пик на розе-диаграмме указывает на существование строго ориентированных потоков (отложения озов, флювиогляциальных террас и дельт, аллювиальные), а присутствие широких диаграмм с несколькими, иногда разнонаправленными, пиками свидетельствует о поступлении материалов с разных сторон или о широком блуждании талых вод (отложения камов, краевых флювиогляциальных гряд, зандров) (рис. 1, 2).

Так как формирование внутриледниковых и маргинальных отложений происходило в непосредственном контакте с ледником, то после окончательного вытаивания погребенного льда вследствие инверсии слоев на подстилающую поверхность происходили разномасштабные просадочные нарушения. Первоначальные углы и азимуты падения косых слойков иногда изменялись, что нарушало отмеченные выше закономерности.

Следовательно, степень разброса ориентировки и углов падения косых слойков имеет генетический смысл. Для количественной оценки указанного признака подсчитывается коэффициент вариации азимутов и углов падения косых слойков в каждом пункте наблюдений. При выполнении подсчетов, в случае максимальной концентрации азимутов падения косых слойков в северном направлении с использованием первоначальных результатов измерений, можно получить неверные значения коэффициента вариации, так как вся совокупность распределения на границе $0^\circ/360^\circ$ искусственно делилась бы на две части. Решая поставленную задачу, не обязательно учитывать истинную ориентировку розы-диаграммы, в связи с чем указанную ошибку можно легко устранить, если сопоставить максимальный пик розы-диаграммы со значением 180° (середина интервала измерений) и таким образом пересчитать все зна-

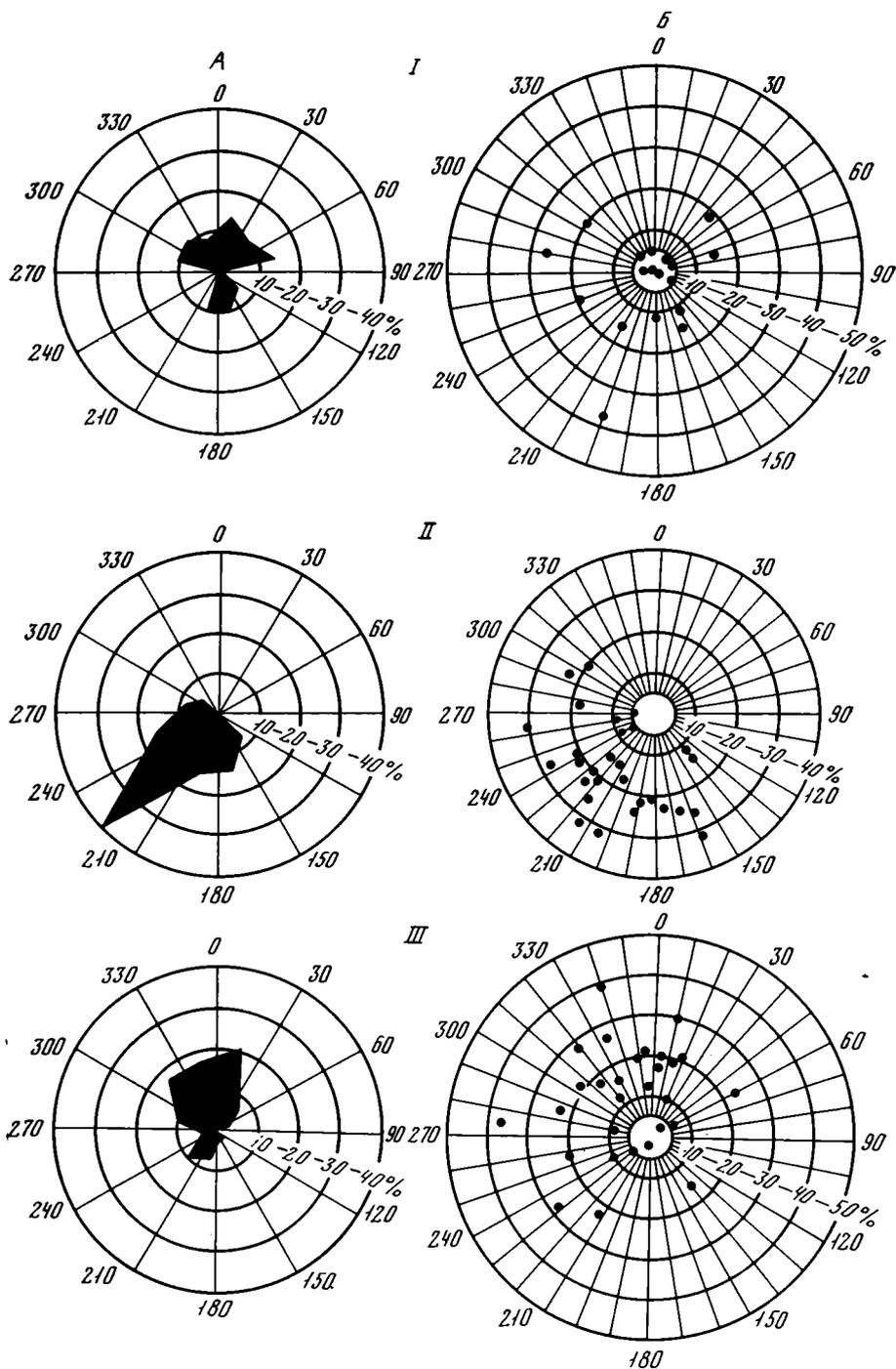


Рис. 1. Диаграммы ориентировки (А) и углов наклона (Б) косых слоев отложений I — камов (Куртна, Эстонская ССР), II — озов (Шета, Литовская ССР), III — краевых флювиогляциальных гряд

чения азимутов. Цифровые данные обрабатываются на ЭВМ по стандартной программе вычисления статистических характеристик.

Круговые диаграммы, розы-диаграммы и статистические характеристики значений азимутов и углов падения косых слоев дают хорошую информацию об условиях формирования отложений. Ориентировка

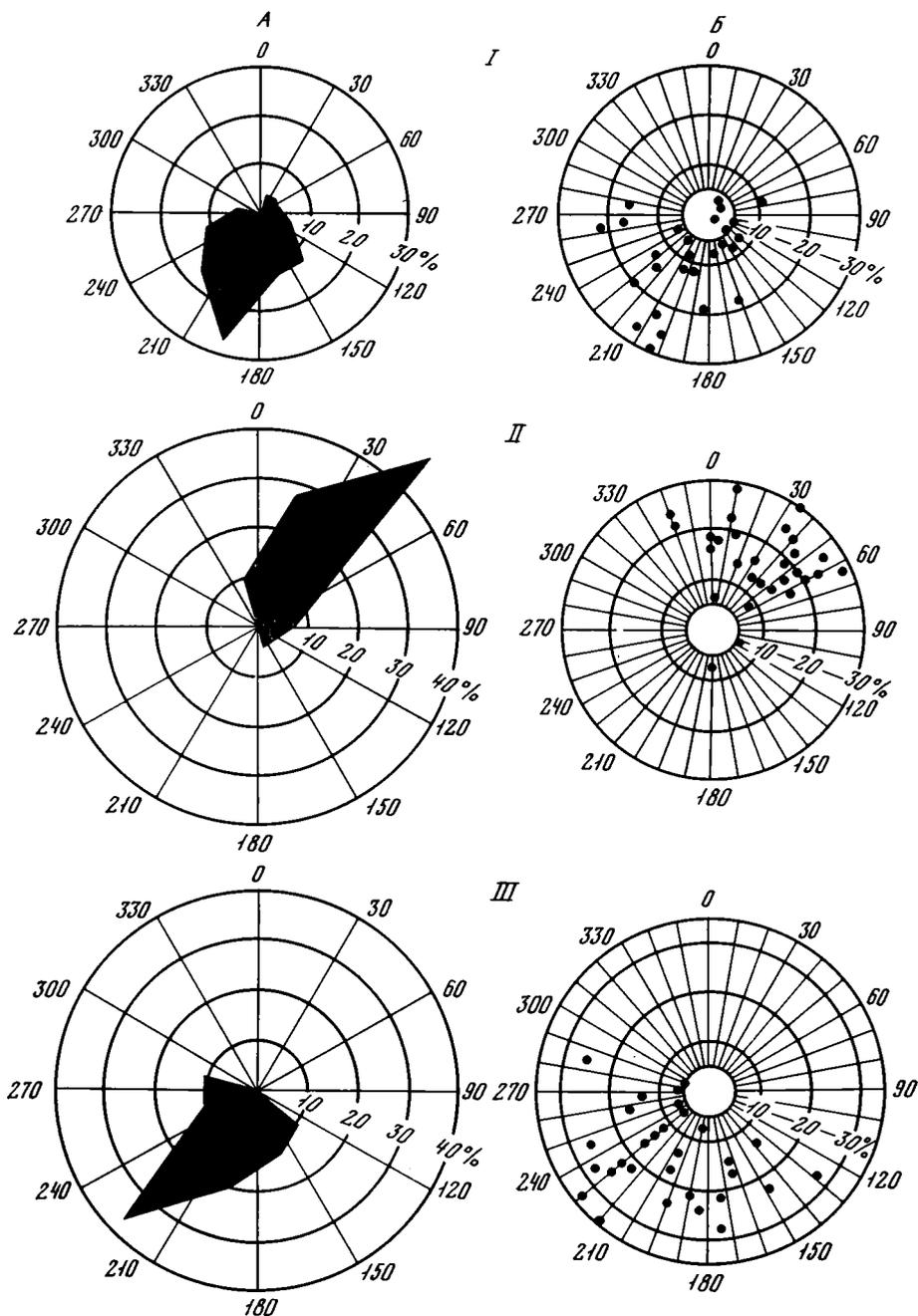
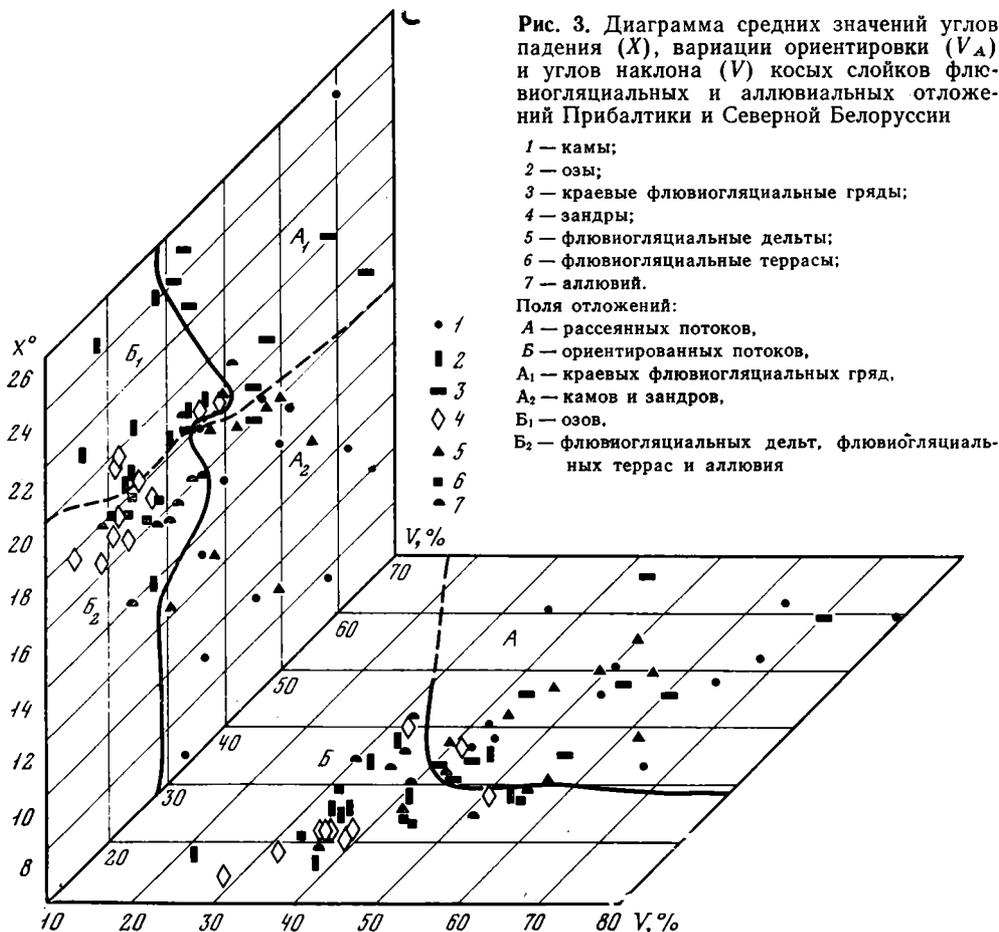


Рис. 2. Диаграммы ориентировки (А) и углов наклона (Б) косых слоев отложений I — зандров (Серафинишкес, Литовская ССР); II — флювиогляциальных дельт (Яунсаги, Латвийская ССР); III — флювиогляциальных террас (Риклишкяй, Литовская ССР)

углов падения косых слойков в разные стороны, т. е. образование большого числа мелких пиков на розе-диаграмме отложений камов, свидетельствует, что материал во внутриледниковый бассейн, проталину или нишу поступал со всех ледовых берегов, выше приподнятых (см. рис. 1). В слабодислоцированных просадочными процессами отложениях камов преобладают небольшие углы падения косых слойков, составляющие в среднем по карьеру 7—11°, но, когда постседиментационные нарушения слоистости вследствие инверсии слоев развиты широко, часто встречаются слои, где угол падения слойков превышает 30°, иногда достигает 50°, средние значения углов падения косых слойков в отдельном пункте наблюдений могут достичь 23—26° (рис. 3). Так как отмеченные нарушения в отложениях камов развиты очень широко, то в них установлены самые большие значения коэффициента вариации углов падения косых слойков, в среднем составляющие около 38%, а иногда превышающие 100%. Вариация ориентировки падения косых слойков в камах тоже имеет наибольшие значения, достигающие 60%, в среднем — 48%. В некоторых случаях, когда изучение косой слоистости можно осуществить по одному склону крупных камовых холмов, падение косых слойков вследствие антиклинального залегания слоев может приобрести ориентированный вид, напоминающий розу-диаграмму отложений озов. Однако в таком случае всегда широко развиты постседиментационные нарушения слоистости, и это хорошо отражается в углах падения косых



слойков. Такими примерами могут служить песчано-гравийные отложения камов в месторождениях Виллас (Латвийская ССР) и Марьямяги (Эстонская ССР).

Очень близки к отложениям камов по разбросу азимутов падения косых слойков образования краевых флювиогляциальных гряд (см. рис. 1). Они отличаются несколько меньшей вариацией углов падения косых слойков (среднее — 51%) и более существенно — по величинам углов падения косых слойков. Если средние значения углов падения косых слойков по отдельным камам составляют чаще всего 7—18° (в среднем 15°), то в отложениях краевых флювиогляциальных гряд они превышают 17°, в среднем составляя 21° (см. рис. 3).

Далее в порядке незначительного уменьшения рассеивания ориентировки падения косых слойков выделяются отложения зандров (см. рис. 2). Для них характерны широкие розы-диаграммы, максимумы которых сосредоточены уже по одной стороне круга. Коэффициент вариации изучаемых направлений иногда снижается до 31%, в среднем составляя 44%, а углы падения косых слойков изменяются обычно на 50%. Углы падения косых слойков незначительно больше, чем в отложениях камов (в среднем 13—18°), однако в типичных зандрах не встречаются слои с нарушенной слоистостью, где углы падения косых слойков превышали бы 30°.

Косые слойки отложений озов, флювиогляциальных дельт и террас являются однонаправленными (см. рис. 1, 2). Средние значения коэффициента вариации азимутов наклона косых слойков составляют всего 25—28%, т. е. на 13—18% ниже аналогичных параметров описанных выше отложений. Наиболее широким диапазоном изменений коэффициента вариации углов падения косых слойков (от 14 до 41%) обладают отложения флювиогляциальных дельт. Очень строго ориентированные слойки наблюдаются в дельтах прорыва приледникового озера с одного уровня на другой (месторождение Кальненай, Литовская ССР), а наибольший разброс азимутов падения косых слойков — в дельтах широких приледниковых озер (месторождения Потсепя и Мянику, Эстонская ССР) или в зандродельтах (месторождение Свядасай, Литовская ССР).

Отложения последней группы сильнее отличаются по углам падения косых слойков. Так как озы формировались стремительными потоками в ледниковых трещинах и туннелях, то углы падения косых слойков среди всех флювиогляциальных отложений здесь самые большие (см. рис. 3). Средний угол падения косых слойков в озах обычно составляет не менее 19° и в некоторых случаях достигает 26°. В отложениях флювиогляциальных террас средние углы падения косых слойков очень постоянны (17—19°) и не достигают нижних значений, характерных для отложений озов. Средние углы падения косых слойков отложений разных флювиогляциальных дельт такие же, как и флювиогляциальных террас, и только иногда увеличиваются до 21° (см. рис. 3). По разбросу направлений падения косых слойков аллювиальные отложения занимают промежуточное положение между выделенными выше группами и смещены в сторону образований хорошо ориентированных потоков (озы, флювиогляциальные дельты и террасы). Для аллювиальных отложений свойственны розы-диаграммы с хорошо выраженным максимумом по направлению течения реки и, как правило, меньшим пиком к ее руслу. Последний указывает на дополнительный перенос материала в сторону поперечного перемещения реки. Средние углы падения косых слойков по отдельным пунктам наблюдений несколько меньше, чем во флювиогляциальных террасах и обычно составляют около 17°.

Изложенные особенности статистических характеристик косой слоистости наглядно видны на трехмерной диаграмме (см. рис. 3). Для ее построения использованы значения коэффициентов вариации азимутов и углов падения косых слоев, а также средний угол падения косых слоев по отдельному пункту наблюдений. На диаграмме четко выделены два поля. В одном из них (А) поместились все изученные отложения камов, краевых флювиогляциальных гряд и зандров, для которых характерны наибольшие значения коэффициентов вариации углов и азимутов падения косых слоев. В другом поле (Б), с меньшими значениями указанных параметров, сосредоточились замеры, соответствующие аллювиальным отложениям, отложениям озов, флювиогляциальных дельт и террас. На вертикальной плоскости диаграммы, отображающей значения среднего угла падения косых слоев и коэффициента вариации направлений их падения, выделилось дополнительно, однако с меньшей достоверностью, поле отложений краевых флювиогляциальных гряд (А₁) и поле сосредоточения характеристик косой слоистости отложений озов (Б₁). Их выделение обусловлено большими средними углами падения косых слоев.

Предложенная диаграмма помогает определять генезис флювиогляциальных отложений по данным изучения косой слоистости. При выполнении работ в районах холмистого рельефа возможна идентификация отложений озов, камов и краевых флювиогляциальных гряд. Из отложений, слагающих равнины, достоверно выделяются только зандровые. Для распознавания образований флювиогляциальных дельт и террас сведений детального анализа косой слоистости, полученных по описанной методике, недостаточно. В данном случае необходимо учитывать мощность и длину косослоистых линз, разновидности косой слоистости и другие текстурные особенности.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965.
- Бурлак А. Ф. Тектурные особенности антропогенных ледниковых отложений Белоруссии.— В кн.: Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. Минск, 1975.
- Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968.
- Микалаускас А. П. Флювиогляциальная седиментация и ее роль для расчленения слоистых текстур водноледниковых образований.— В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976.
- Раукас А. В. О составе и текстурах приледниковых флювиогляциальных отложений Эстонии.— В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс: Минтис, 1974.
- Смирнов Л. С. К вопросу о классификации косослойчатых текстур и методики их интерпретации.— Литол. и полез. ископаемые, 1969, № 3.

Н. П. КАЛМЫКОВ

К ИСТОРИИ РОДА SPIROCERUS BOULE ET TEILHARD DE CHARDIN В ЗАБАЙКАЛЬЕ

История рода *Spirocerus* до сих пор недостаточно хорошо известна. Остатки наиболее древних форм встречены в отложениях эоплейстоцена¹ и нижнего плейстоцена Китая (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930; Teilhard de Chardin, Traessert, 1938; Young, 1932). Находки представителей этого рода весьма многочисленны из отложений среднего и верхнего плейстоцена Прибайкалья и Забайкалья (Павлова, 1911; Громов, 1946; Щербакова, 1954; Соколов, 1961; Вангенгейм и др., 1966). Из нижнего плейстоцена Забайкалья известны находки винторогих антилоп только в одном местонахождении — средней толще горы Тологой [Соколов, 1961]. В связи с этим новые находки винторогих антилоп из эоплейстоценовых — нижнеплейстоценовых отложений Западного Забайкалья представляют особый интерес.

В 1966 г. И. Н. Резанов описал в районе д. Засухино разрез, который предлагается в качестве опорного для антропогенных отложений Западного Забайкалья [Базаров, Ербаева, Резанов, 1976]. В 1978 г. в местонахождении Засухино производились раскопки объединенным палеонтологическим отрядом сотрудников ГИН АН СССР и ГИН БФ СО АН СССР под руководством Э. А. Вангенгейм.

В статье описываются роговые стержни винторогих антилоп из этого местонахождения. Они происходят из двух толщ, которые соответствуют слою 3 главного раскопа и предположительно слою 8 канавы 2, описанных Д. Б. Базаровым и др. [1976, с. 10—16]. Слой 3 представлен палево-бурыми супесями со щебнем и дресвой, а слой 8 — оранжево-красноватой алевроитовой глиной с невыдержанными прослоями мелкого щебня.

Кроме того, нами были просмотрены остатки *Spirocerus* из Забайкалья, хранящиеся в коллекциях ГИН АН СССР, и фрагменты роговых стержней и черепа с роговыми стержнями винторогих антилоп из местонахождения Тологой, описанных И. И. Соколовым [1961].

В работе приняты сокращения: ГИН — Геологический институт АН СССР; ЗИН — Зоологический институт АН СССР; ГИН БФ СО АН СССР — Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ

В описаниях автор придерживался методики измерения роговых стержней полорогих, разработанной И. И. Соколовым [1953], Е. Л. Дмитриевой [1977], с некоторыми дополнениями.

Проводились следующие промеры роговых стержней (рис. 1): длина стержня по прямой (а) от основания переднего киля до вершины; обхват рогового стержня у основания (б); максимальный (в) и минимальный (г) диаметры у основания стержня; угол отклонения вершины стержня (α) от продольной оси рога в точке изгиба рогового стержня; угол скручивания (β); угол расхождения роговых стержней (φ).

¹ Автор придерживается стратиграфической схемы, предложенной К. В. Никифоровой.

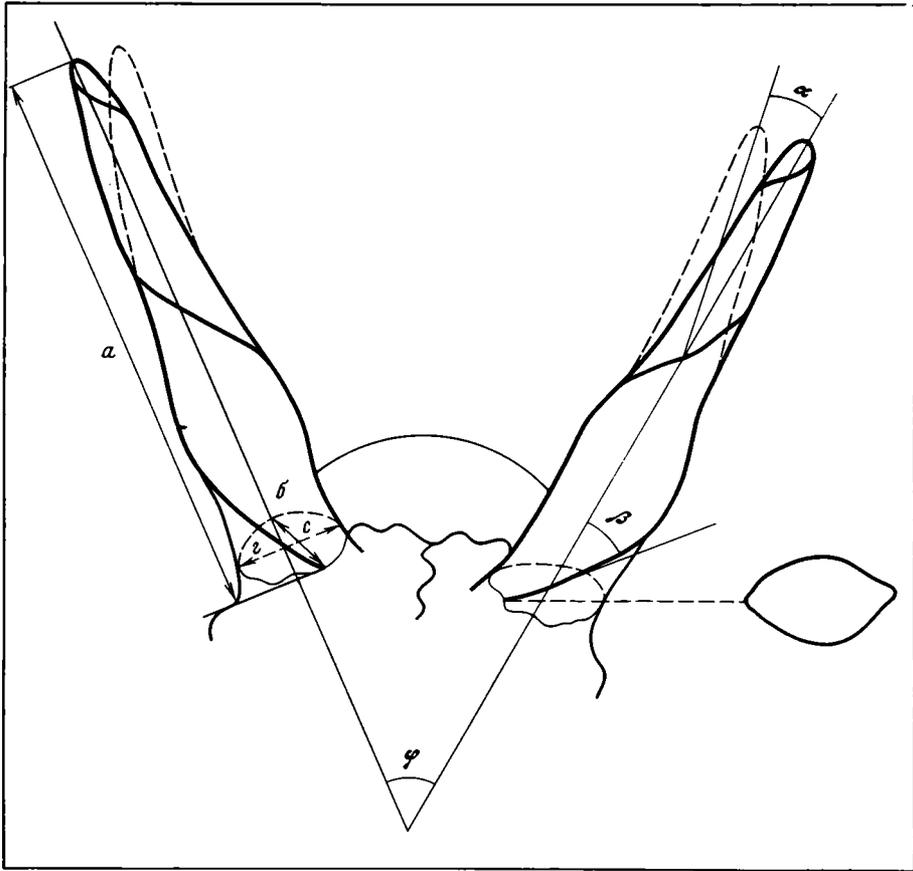


Рис. 1. Схема измерения роговых стержней

Объяснения — в тексте

Затем рассчитывались индексы: индекс массивности—отношение обхвата стержня у основания к длине стержня по прямой (b/a); индекс сплюснутости — отношение минимального диаметра у основания к максимальному (v/r).

Род *Spirocerus* Boule et Teilhard de Chardin, 1928.

Spirocerus wongi Teilhard et Piveteau, 1930.

Материал. Левый роговой стержень с частью лобной кости, коллекция ГИН АН СССР № $\frac{4370}{89-IV}$ (рис. 2); фрагмент левого рогового стержня, верхняя часть обломана, коллекция ГИН АН СССР № $\frac{4370}{59-II}$; правый роговой стержень без вершины с частью лобной кости, коллекция ГИН АН СССР № $\frac{4370}{88-II}$; фрагменты средней части левого и нижней части правого и левого роговых стержней, коллекция ГИН БФ СО АН СССР № $\frac{978}{68-III}$, $\frac{978}{69-IV}$, $\frac{978}{70-IV}$.

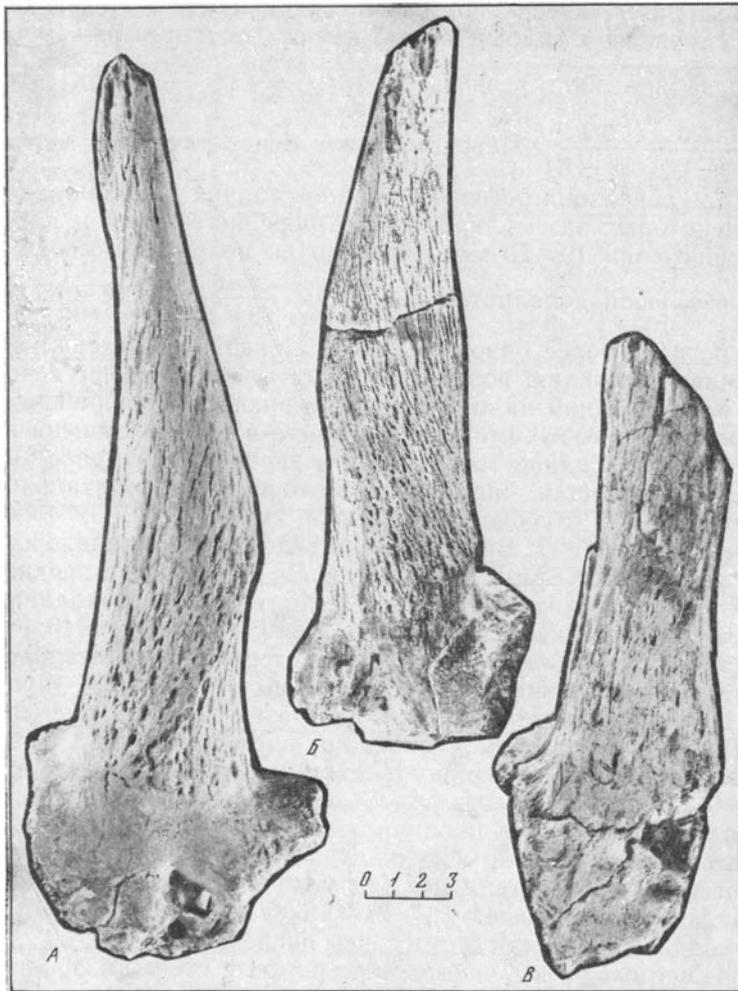


Рис. 2. Роговые стержни *Spirocerus wongi* Teilhard et Piveteau

А — № $\frac{4370}{89 - IV}$, Б — № $\frac{4370}{88 - II}$, В — № $\frac{4370}{59 - II}$, колл. ГИН АН СССР; Забайкалье, Засухино, поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен

Местонахождение. Правый берег р. Итанца (правый приток р. Селенги) в 0,8—1,0 км юго-западнее дер. Засухино. № $\frac{4370}{59 - II}$, $\frac{4370}{88 - II}$ — слой 3 главного раскопа по Д. Б. Базарову и др. [1976], $\frac{4370}{89 - IV}$, $\frac{978}{68 - III}$, $\frac{978}{69 - IV}$, $\frac{978}{70 - IV}$ — предположительно слой 8 канавы 2 [Базаров и др., 1976].

Геологический возраст. Верхний эоплейстоцен — нижний плейстоцен (?).

Описание. Роговые стержни относительно длинные, скручены гетеронимно, расположены на черепе прямо над глазницами и направлены вверх, в стороны и назад, вершинами немного загнуты внутрь, у осно-

вания массивные, кверху постепенно утончаются. Пенек невысокий. Стержни скручены в слабый виток, имеют хорошо выраженный передний киль; задний киль развит слабо $\left(\frac{4370}{59-IV}, \frac{4370}{88-II}\right)$ или отсутствует вообще $\left(\frac{4370}{89-IV}, \frac{978}{88-II}\right)$. Передний киль берет начало у передне-внутреннего края основания рогового стержня, задний — у задне-наружного края. У некоторых экземпляров выше переднего кия и параллельно ему на расстоянии 19—20 мм примерно до половины высоты стержня тянется небольшой дополнительный киль $\frac{4370}{88-II}$. Кили описывают во-

круг оси рога не более одного оборота. Поверхность стержней над передним килем выпуклая, под ним — вогнутая. Поперечное сечение линзовидное с заострением на внутренней поверхности, у вершины сплющено. Поверхность роговых стержней покрыта в равной степени выраженными по глубине и длине бороздками, к вершине они менее выражены. Глазница выступающая, направлена в сторону, надорбитальные отверстия расположены в глубокой треугольной ямке.

Сравнение. (табл. 1). Винторогая антилопа из местонахождения Засушино отличается от *Spirocerus kiakhtensis* из средне- и верхнеплейстоценовых отложений Китая [Boule et Teilhard, 1928], Прибайкалья [Соколов, 1961] и Забайкалья [Павлова, 1910; Громов, 1946; Соколов, 1961]. У засушинской антилопы роговые стержни относительно и абсолютно (в среднем) длиннее, более скручены ($\beta=21-23^\circ$, против $35-37^\circ$ у *S. kiakhtensis*), задний киль на них развит значительно слабее. Роговые стержни у описываемой антилопы загнуты внутрь, тогда как у *S. kiakhtensis* прямые; поверхность стержней над передним килем выпуклая, у *S. kiakhtensis* — вогнутая. Дополнительный киль у *S. kiakhtensis* ни на одном экземпляре не обнаружен.

От *Spirocerus peii* Young засушинская антилопа отличается вогнутой поверхностью роговых стержней над передним килем, меньшей скрученностью роговых стержней ($\beta=21-23^\circ$, у *S. peii* — $25-30^\circ$), слабым развитием заднего кия или отсутствием последнего.

Наибольшее сходство описываемые роговые стержни обнаруживают со *S. wongi* [Teilhard, Piveteau, 1930]. Антилопа из Засушино, как и *S. wongi*, имеет один хорошо выраженный передний киль, задний киль едва развит или отсутствует вообще. Размеры и пропорции роговых стержней, степень их скручивания и форма поверхности над передним килем такие же, как и у *Spirocerus wongi*.

На основании этих признаков мы отнесли описываемые роговые стержни из местонахождения Засушино к виду *Spirocerus wongi* Teil. et Piv., 1930.

Spirocerus peii, Young, 1930.

Spirocerus kiakhtensis Pavl., Соколов, 1961, с. 156—182, рис. 3—4.

Spirocerus cf. *peii* Young, Вангенгейм и др., 1966, с. 153, рис. 78.

Материал. Фрагмент черепа с роговыми стержнями, фрагменты правого и левого роговых стержней, коллекция ЗИН АН СССР № 26072 (1—2) (рис. 3).

Местонахождение. Гора Тологой, левый берег р. Селенги, 15 км выше по течению от г. Улан-Удэ; верхняя часть средней толщи [по Равскому и др., 1964].

Геологический возраст. Нижний плейстоцен.

Таблица 1

Промеры (мм) и индексы (%) черепа и роговых стержней представителей рода *Spirocercus*

Признак	<i>Spirocercus wongli</i>				<i>Spirocercus peii</i>				<i>Spirocercus kiakhtensis</i>							
	Забайкалье			Китай	Забайкалье			Китай	Зап. Забайкалье и Прибайкалье					Китай		
	Засушино			Саянск. Хор. [Teilhard de Chardin et Piveteau, 1930]	Тологой			Чжоукоуцзянь 1 [Young, 1932]	Б, ГИН АН СССР	2712 [Громов, 1946]	2249 [Громов, 1946]	20099, окр. с. Киреть [Соколов, 1961]	15681, окр. с. Тамара [Соколов, 1961]	870, ГИН АН СССР	101, ГИН АН СССР	Орлос, Siarra-ossogoi [Boule, Teilhard de Chardin, 1928]
	4370 ГИН АН 89—IV СССР	4370 ГИЧ АН 59—II СССР	4370 ГИН АН 88—II СССР		26077 (1), ЗИН АН СССР	26077, (2) ЗИН АН СССР	26077, (3) ЗИН АН СССР									
Длина рогового стержня по прямой от основания переднего кия до вершины	240	—	—	290	250	—	—	270	184	—	250	—	—	—	213	205
Максимальный диаметр у основания стержня	58,5	56,5	58,0	62	59	59	59	55	64	—	—	56	60	—	64,5	37
Минимальный диаметр у основания стержня	52,5	46,0	48,0	49	48	44	44	55	41,5	—	—	40	43	47	43	31
Обхват стержня у основания	173	165	170	—	180	170	170	—	169	—	150	150	165	—	163	—
Длина стержня по изгибу переднего кия	270	—	—	—	297	—	—	—	219	—	—	—	—	—	262	—
Ширина лба между рогами и глазницами	—	—	—	125	148	—	—	—	143	—	—	—	142	—	136	—
Угол расхождения роговых стержней (φ), град	—	—	—	60	58	—	—	—	50	—	45	—	50	—	48	—
Угол отклонения вершины от продольной оси рога (α), град	10	—	9—10	9	7	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Угол скручивания роговых стержней (β), град	21	—	23	23	30	30	—	25	35	—	—	—	—	—	37	—
Число килей на роговых стержнях	1	2	2	1—2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Поверхность стержней над передним килем	вып	вып	вып	вып	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог
Поверхность стержней под передним килем	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог	вог
Индекс массивности (4 : 1)	72,0	—	—	—	72,0	—	—	—	91,8	—	60	—	—	—	76,5	—
Индекс сплюсненности (3 : 2)	89,0	81,4	82,7	79	70,6	74,4	74,4	100	64,8	—	—	71,4	70,1	—	66,7	83,0

Примечание: вып — выпуклая; вог — вогнутая.

Описание (см. табл. 1). Роговые стержни длинные, гетеронимно скручены, направлены вверх, в стороны и назад, их вершины немного загнуты внутрь. У основания они массивные, кверху постепенно утончаются. Пенек невысокий. На поверхности роговых стержней развиты передний и задний кили. Передний киль выражен хорошо, у основания он шире, чем на верхней части стержня; задний киль заметно уступает переднему по степени развития; оба кия описывают вокруг оси рога чуть более одного оборота. Медиально от переднего кия на расстоянии 15 мм и параллельно ему на роговых стержнях от основания и примерно до половины высоты тянутся слаборазвитые добавочные кили. Поверхность

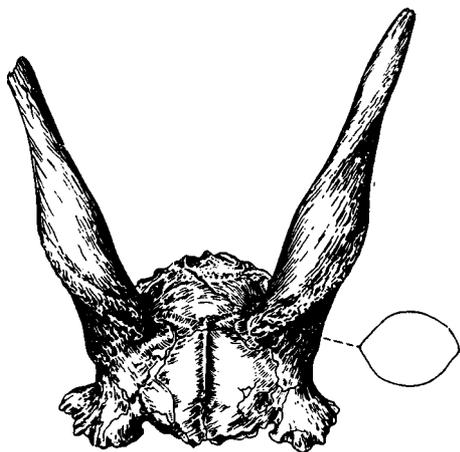


Рис. 3. Фрагмент черепа с роговыми стержнями *Spirocercus peii* Young

№ 26072 (1), колл. ЗИН АН СССР, Забайкалье, Тологой; ранний плейстоцен [из работы Соколов, 1961]

у *S. wongi* — 21—23°. Длина роговых стержней антилопы из Тологой превышает ширину лба между рогами и глазницами менее чем в 2 раза, у *S. wongi* — более чем в 2 раза.

Тологойская антилопа сходна со *Spirocercus peii* Young, 1930, из Чжоукоутянь 1 (типовая коллекция). Обе формы имеют роговые стержни, длина которых превышает ширину лба между рогами и глазницами менее чем в 2 раза и которые скручены в несильный виток. Стержни вершинами немного изогнуты внутрь; их поверхность над передним килем вогнутая. На основании этих признаков мы относим остатки винторогих антилоп из местонахождения Тологой к виду *Spirocercus peii* Young.

Выделение видов рода *Spirocercus* до настоящего времени было основано на форме роговых стержней. Главными морфологическими признаками для такого выделения служили число килей и количество оборотов, которое они делают вокруг оси рога.

Исследование новых находок *Spirocercus*, просмотр старых материалов и сопоставление литературных данных позволили нам усомниться в таксономической значимости этих признаков.

S. wongi, описанные Тейяром и Пивето [Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930], имеют на роговых стержнях хорошо выраженный только передний киль, который делает один неполный оборот вокруг оси рога; задний киль едва заметен или отсутствует вообще. На некоторых экземплярах

роговых стержней над передним килем вогнутая. Поперечное сечение стержней у основания линзовидное с большим заострением на внутренней и меньшим на наружной поверхности, к вершине стержни постепенно уплощаются.

Сравнение (см. табл. 1). От *S. kiakhtensis* тологойская антилопа имеет те же отличия, что и антилопа из Засухино, исключение составляет только форма поверхности роговых стержней над передним килем, которая у описываемой формы и *S. kiakhtensis* вогнутая. Как и у засухинской антилопы, на роговых стержнях из местонахождения Тологой имеется дополнительный киль.

От *S. wongi* описываемая форма отличается более сильным развитием заднего кия, вогнутой поверхностью роговых стержней над передним килем, более сильным скручиванием роговых стержней ($\beta = 30^\circ$,

из местонахождения Засухино развит только передний киль, на других имеется и слабо развитый задний. Тологойская антилопа, описанная И. И. Соколовым [1961] как *S. kiakhtensis* и Э. А. Вангенгейм и др. (1966) как *Spirocerus cf. peii*, имеет хорошо выраженный передний киль, задний киль по степени развития заметно уступает ему. Средне- и позднеплейстоценовые формы рода *S. kiakhtensis* имеют два в равной степени развитых килля. Видимо, исходя из изложенного выше, необходимо считать диагностическим признаком для выделения видов не число килей, а степень развития заднего килля, который у эоплейстоценовых форм был развит значительно слабее переднего или отсутствовал вообще.

Число оборотов, которое делают кили вокруг оси рога, также не может служить постоянным признаком для выделения видов. Кили на роговых стержнях *Spirocerus peii*, описанных Янгом [Young, 1932] из местонахождения Чжоукоутянь 1, делают $1\frac{1}{4}$ оборота вокруг оси рога. Роговые стержни из Чжоукоутянь 1 (pl. XXV, fig. 3—4), отнесенные Янгом к *S. peii*, показывают, что количество оборотов, которое делают кили вокруг оси рога, значительно меньше, чем у типичного экземпляра. На роговом стержне *S. wongi* из Чжоукоутянь 1, описанном Тейяром и Трассером [Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938], передний киль делает более одного оборота. Изменчивость в числе оборотов килей показывают и роговые стержни *Spirocerus kiakhtensis*, описанные различными авторами. На типовом экземпляре *S. kiakhtensis* из Забайкалья, как видно на фотографии [Павлова, 1911], оба килля делают вокруг оси рога полный оборот. Полный оборот килей наблюдается и у *S. kiakhtensis* из Прибайкалья и Забайкалья (коллекция ГИН АН СССР, № 101 и Б). Буль и Тейяр [Boule et Teilhard, 1928] указывают, что у описанного ими экземпляра *S. kiakhtensis* кили не делают полного оборота вокруг оси рога. Можно присоединиться к точке зрения И. И. Соколова [1961], что количество оборотов килей, видимо, связано с возрастной изменчивостью и половым диморфизмом, и поэтому этот признак не может служить для разделения рода *Spirocerus* на виды.

У ранних форм рода *Spirocerus* на некоторых роговых стержнях имеются слаборазвитые добавочные кили, у средне- и позднеплейстоценовых представителей этого рода дополнительных килей пока не обнаружено. Однако конкретных данных для окончательных суждений по этому вопросу пока недостаточно.

И. И. Соколов [1961], исследуя материал по винторогим антилопам из верхней части средней толщи горы Тологой, пришел к выводу, что тологойская антилопа из Западного Забайкалья, а также *S. peii* из местонахождений Северного Китая относятся к одному виду — *Spirocerus kiakhtensis*, который, по мнению И. И. Соколова, имеет широкое стратиграфическое распространение, охватывающее весь антропоген.

Результаты исследования нового материала показывают в настоящее время морфологические отличия и различное стратиграфическое положение *Spirocerus kiakhtensis* и *S. peii*, а также их отличия от *S. wongi*. Мы считаем возможным выделить в пределах рода *Spirocerus* три вида, описанных различными авторами [Павлова, 1911; Boule et Teilhard, 1928; Teilhard, Piveteau, 1930; Young, 1932], и несколько расширить их диагноз.

***Spirocerus kiakhtensis* (M. Pavl.).**

Capra suleman kiakhtensis Pavlov, 1910, с. 33, табл. 1, рис. 7.

Spirocerus kiakhtensis Boule et Teilhard, 1928, p. 66.

Голотип: фрагмент мозговой части черепа с роговыми стержнями. Коллекция Кяхтинского краеведческого музея, № 2249.

Таблица 2

Отличительные признаки роговых стержней представителей рода *Spirocercus*

Признак	<i>S. wongi</i> Teil. et Piv., 1930	<i>S. peii</i> Young, 1930	<i>S. kiakhtensis</i> Pavlov, 1910	<i>S. wongi</i> (Засушино)	<i>S. peii</i> (Тологой)
Относительная длина роговых стержней	Длинные 290 мм	Длинные 290 мм	Короткие 205—230 мм	Длинные 240 мм	Длинные 250 мм
Степень изогнутости роговых стержней (угол)	Изогнуты (9—10°)	Изогнуты (6°)	Прямые (0°)	Изогнуты (9—10°)	Изогнуты (7°)
Степень скрученности роговых стержней	Слабо (21—26°)	Слабо (25°)	Сильно (35—37°)	Слабо (21—23°)	Более сильно (30°)
Угол расхождения роговых стержней	62°	62°	45—50°	—	60°
Степень развития заднего кия	Нет или слабее переднего	Слабее переднего	Одинаково с передним	Нет или слабее переднего	Заметно слабее переднего
Форма поверхности роговых стержней над передним килем	Выпуклая	Вогнутая	Вогнутая	Выпуклая	Вогнутая
Наличие дополнительного кия	Нет	Нет	Нет	Имеется на отд. экз.	Имеется
Длина роговых стержней превышает ширину лба между рогами и глазами	Более чем в 2 раза	Менее чем в 2 раза	Менее чем в 2 раза	—	Менее чем в 2 раза

Диагноз. Роговые стержни относительно короткие, прямые, с двумя в равной степени выраженными киями, скручены в сильный виток. Поверхность стержней над передним килем вогнутая. Длина роговых стержней превышает ширину лба между рогами и глазами менее чем в 2 раза.

Геологический возраст и распространение. Средний и нижний плейстоцен; Прибайкалье и Забайкалье, Северный Китай.

***Spirocercus peii* Young.**

Spirocercus peii; Young, 1932: p. 68, textfig. 22—24, pl. XXIII, fig. 1, 1a; pl. XXV, fig. 3—4.

Spirocercus kiakhtensis: Соколов, 1961: с. 156—182, рис. 3—4.

Spirocercus cf. *peii*; Вангенгейм и др., 1966: с. 153—156, рис. 78.

Голотип: фрагмент мозговой части черепа с роговым стержнем.

Spirocercus peii Young, 1931: p. 68, textfig. 22—24, pl. XXV, fig. 3—4.

Диагноз. Роговые стержни относительно длинные, вершинами немного загнуты внутрь, скручены в несильные витки; задний киль развит заметно слабее переднего. Поверхность стержней над передним килем вогнутая. Длина роговых стержней превышает ширину лба между рогами и глазами менее чем в 2 раза.

Геологический возраст и распространение. Эоплейстоцен и нижний плейстоцен; Забайкалье и Северный Китай.

***Spirocercus wongi* Teilhard et Piveteau.**

Spirocercus wongi; Teilhard de Chardin et Piveteau, 1930: p. 69, textfig. 26, pl. X, fig. 3, 3a, pl. XI, fig. 1, 1a, 2, 4, 5, 5a.

Spirocercus wongi; Teilhard de Chardin a. Trassaert, 1938: p. 5, fig. 47—48.

Spirocerus cf. wongi; Pei, 1939: p. 229, fig. 11.

Голотип: фрагмент мозговой части черепа с роговым стержнем. *Spirocerus wongi* Teilhard et Piveteau, 1930: p. 69, textfig. 26, pl. X, fig. 3, За.

Диагноз. Роговые стержни относительно длинные, вершинами немного загнуты внутрь, скручены в слабый виток; задний киль развит слабо или отсутствует вообще. Поверхность стержней над передним килем выпуклая. Длина роговых стержней превышает ширину лба между рогами и глазами более чем в 2 раза.

Геологический возраст и распространение. Эоплейстоцен и нижний плейстоцен; Забайкалье и Северный Китай.

Отличия трех видов рода *Spirocerus*, а также характеристика соответствующих признаков на материале из Засухино и Тологой приведены в табл. 2.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д. Б., Ербаева М. А., Резанов И. Н. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976.
- Вангенгейм Э. А., Беляева Е. И., Гарутт В. Е. и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 152.
- Громов В. И. Винторогая антилопа *Spirocerus kiakhtensis* М. Pavl. из Забайкалья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. XXI, вып. 5.
- Дмитриева Е. Л. Антилопы неогена Монголии.— В кн.: Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. эксп., 1977, вып. 6.
- Павлова М. В. Описание ископаемых остатков млекопитающих Троицкосавско-Кяхтинского музея.— Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отд-ния Приамурского отд. РГО, 1911, т. XIII, вып. 1.
- Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 105.
- Соколов И. И. Опыт естественной классификации полорогих (Bovidae).— Тр. ЗИН АН СССР, 1953, т. 14.
- Соколов И. И. Винторогие антилопы рода *Spirocerus* Boule et Teilhard de Chardin.— Тр. ЗИН АН СССР, 1961, т. 29.
- Щербакова Е. М. Новая находка винторогой антилопы на территории СССР.— В кн.: Материалы по палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1954, вып. 1.
- Boule, Teilhard de Chardin P. Le paleolithique de la Chine.— Arch. Inst. paleontol. hum., 1928, mem. 4.
- Nikiforova K. V. The Status of the Boundary of the Pliocene and Quaternary.— In: Proc. of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, 1976. 1977.
- Pei W. C. New fossil material and artifacts collected from Choukoutien during the years 1937 — to 1939.— Bull. Geol. Soc. China, 1939, vol. 14, N 3.
- Teilhard de Chardin P., Piveteau J. Les mammifères fossiles de Nihowan (Chine).— Ann. paléontol., 1930, vol. 13.
- Teilhard de Chardin P., Traessert M. Cavicornia of South-Eastern Shansi.— Paleontol. sinica. New Ser. C, 1938, N 6.
- Young C. C. On the Artiodactyla from the Sinanthropus site of Choukoutien.— Paleontol. sinica. New Ser. C, 1932, vol. VIII, fasc. 2.

Г. М. НЕМЦОВА

СВЯЗЬ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И МОРФОЛОГИИ КРУПНООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ОСНОВНЫХ МОРЕН С ДИНАМИКОЙ ЛЕДНИКА

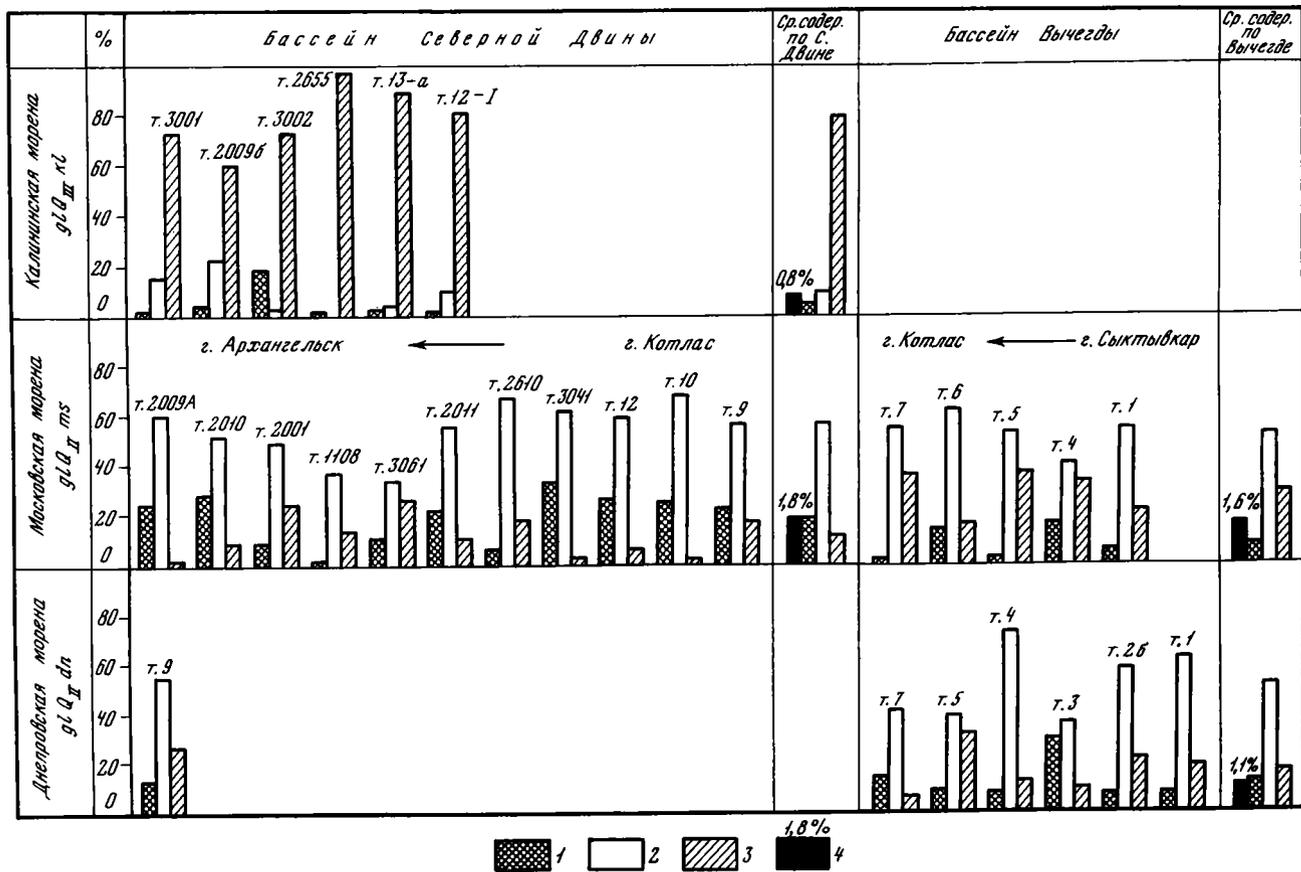
(по материалам бассейнов рек Северная Двина и Вычегда)

Изучение петрографического состава крупнообломочного материала морен ведется в настоящее время в нескольких аспектах, главнейшими из которых можно назвать установление связи с центрами оледенений, с местными подстилающими породами, с особенностями динамики ледниковых покровов. Последнему вопросу в настоящей работе уделяется особое внимание.

В береговых обрывах Северной Двины и Вычегды (ниже г. Сыктывкар) автором, а также сотрудниками ВАГТа отобрано и проанализировано более 3 валунных проб, рассматриваемых в настоящей работе. Пробы отбирались из объема 0,2—0,3 м³ невыветрелой морены; анализировались все обломки от 1 до 10 см; количество обломков обычно составляло 300—600 в каждой пробе, что соответствовало объему от 2000 до 5000 см³. Относительное содержание каждой породы в пробе рассчитывалось в процентах от суммарного объема всех обломков соответствующей пробы. Вычислялся также общий объем крупнообломочного материала каждой пробы в процентах от всего объема моренного материала, из которого отбиралась проба.

В исследованном районе изучались морены трех ледниковых горизонтов: днепровского, московского и калининского. При этом ранее было установлено [Лаврова, 1937; Яковлев, 1956; Лавров, 1966 и др.], что днепровская морена бассейнов Вычегды и Мезени связана с Новоземельско-Уральским центром оледенения, а московская и калининская морены бассейна Северной Двины — со Скандинавским центром. Материалы автора подтверждают эти основные положения, а также позволяют уточнить их и сделать дополнительные выводы о связи морен с центрами оледенений. Это относится прежде всего к особенностям петрографического состава крупнообломочного материала днепровской морены на исследованной территории.

В береговых обрывах Вычегды днепровская морена встречалась и анализировалась неоднократно, тогда как на Северной Двине ее выходы были обнаружены только в окрестностях г. Котлас. При этом петрографический состав крупнообломочного материала днепровской морены бассейна Вычегды определяется следующими средними показателями (см. рисунок): местные подстилающие породы перми, триаса, юры (алевролиты, песчаники, глинистые сланцы) — 13,1%; известняки, доломиты, мергели среднего и верхнего палеозоя — 52%; протерозойские метаморфизованные сланцы, алевролиты, песчаники Тиманской области сноса — 17%. Последние совершенно однозначно свидетельствуют о связи днепровской морены бассейна Вычегды с восточными областями сноса (центрами оледенения). Это подтверждается и данными замеров ориентировки удлинённых осей галек и валунов, а также песчаных частиц в названной выше морене, максимумы которых располагаются в интервале 10—40°.



Петрографический состав крупнообломочного материала основных морен
 1 — местные терригенные породы; 2 — карбонатные породы; 3 — дальноприносные породы;
 4 — среднее содержание всего крупнообломочного материала в морене

В то же время петрографический состав крупнообломочного материала днепровской морены бассейна Северной Двины (см. рисунок) характеризуется принципиально иными чертами. Средний состав его определяется следующими показателями: местные подстилающие породы перми и триаса (алевролиты, мергели, песчаники) — 12,7%; палеозойские известняки, доломиты, мергели — 54,2%; гранитоиды, гнейсы, кристаллические сланцы, основные изверженные породы Фенноскандии — 25,5%. Последние безусловно свидетельствуют о связи днепровской морены бассейна Северной Двины со Скандинавской питающей провинцией. Это подтверждается и данными замеров ориентировки удлиненных осей галек и валунов в морене, максимумы которых сосредоточены в азимутах 310—330°.

Таким образом, отложения днепровского ледникового горизонта в бассейне Северной Двины и в бассейне Вычегды связаны с различными питающими провинциями, что подтверждается и данными минералогического анализа [Немцова, 1975]. Предполагаемая граница между днепровской мореной восточного и западного центров оледенения может быть проведена с учетом данных петрографического анализа в низовьях р. Вычегда, между г. Котлас и пос. Рябово.

Для выяснения особенностей динамики ледниковых покровов особенно важно определение соотношения местных и дальноприносных компонентов в составе крупнообломочного материала морен. В этом плане наибольший интерес представляют данные петрографического состава крупнообломочного материала ледниковых отложений, связанных со Скандинавской питающей провинцией, поскольку в нем наиболее четко различаются дальноприносные кольско-карельские компоненты и местные компоненты из областей, окаймляющих Балтийский щит с юго-востока.

Местные подстилающие породы исследованного района представлены известняками карбона, уфимскими красноцветными песчаниками, казанскими серыми песчаниками, известняками, мергелями, нижнетриасовыми красными глинами и зелеными песчаниками, юрскими песками, глинами и горючими сланцами.

Рассмотрим вначале данные, касающиеся общего содержания крупнообломочного материала в моренах. Среднее содержание обломков от 1 до 10 см в поперечнике в московской морене бассейна Северной Двины составляет 1,8% от всего объема моренного материала; в московской морене бассейна Вычегды — 1,6%; в калининской морене бассейна Северной Двины — 0,8%.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в московской морене с удалением от центра оледенения происходит некоторое уменьшение содержания крупнообломочного материала. Аналогичные данные для более западных районов получены и другими исследователями [Рухина, 1973; Ильин, 1969; и др.]. Однако по долине Северной Двины это уменьшение происходит неравномерно. На отдельных участках, удаленных от центра оледенения, например в районе пристани Троица и с. Сефтра, общее содержание крупнообломочного материала несколько выше среднего — 2,2% (при среднем 1,8%) за счет увеличения содержания местных пород. В динамическом аспекте такое увеличение содержания крупнообломочного материала наряду с другими данными, приводимыми ниже, может свидетельствовать об относительной активности экзарационной деятельности северодвинской ледниковой лопасти московского ледника даже на удаленных от Скандинавского центра участках. Это подтверждается и наблюдениями за текстурными особенностями морены, в которой на этом участке фиксируются крупные отторженцы и надвиговые чешуи.

Сравнение средних содержаний крупнообломочного материала в калининской (0,8%) и московской (1,8%) моренах бассейна Северной Двины показывает значительное уменьшение его в более молодой из них.

Это связано прежде всего с тем, что калининская морена в бассейне Северной Двины на значительных площадях, но не повсеместно подстилается лишенными грубых обломков микулинскими глинами. С другой стороны, это может быть связано в какой-то мере с сокращением экзарационной активности северодвинской ледниковой лопасти в верхнем плейстоцене по сравнению со средним плейстоценом. Это подтверждается также малой мощностью и текстурными особенностями калининской морены: плитчатость в ней выражена значительно слабее по сравнению с московской мореной того же района — более того, в калининской морене отчетливо выражена столбчатая текстура, что, по мнению некоторых исследователей, является прямым следствием незначительного вертикального давления ледникового покрова [Shaw, 1971].

Рассмотрим далее процентное содержание крупнообломочного материала отдельных пород в морене по отношению ко всему объему крупнообломочного материала каждой пробы (см. рисунок). Среди пород местного происхождения в московской и калининской моренах выделяются две основные группы: породы карбонатные и породы терригенные. Среди карбонатных пород присутствуют известняки, кремнистые известняки, реже — доломитизированные известняки и доломиты, мергели. Большинство из них относится к категориям крепких и средней крепости. Благодаря этому, а также в связи с широким их распространением в исследованном районе карбонатные породы преобладают в составе крупнообломочного материала московской морены. Среднее их содержание в процентах от всего объема крупнообломочного материала в бассейне Вычегды достигает 52%, а в бассейне Северной Двины — 56,5%. Незначительное понижение содержания карбонатного материала в московской морене бассейна Вычегды объясняется, по-видимому, большей удаленностью от основных источников его поступления — известняков карбона и казанского яруса перми, развитых в нижнем и среднем течении Северной Двины.

Содержание карбонатного материала в крупнообломочных фракциях калининской морены бассейна Северной Двины резко сокращено по сравнению с подстилающей московской мореной и составляет всего 8,7%. Это объясняется прежде всего тем, что в нижнем течении Северной Двины нигде не отмечалось непосредственного контакта калининской морены с палеозойскими известняками. В среднем течении Северной Двины наблюдаются участки ее контакта с московской мореной, в которой достаточно велико содержание карбонатного крупнообломочного материала. Тем не менее содержание карбонатных обломков и здесь, в калининской морене, остается по-прежнему низким, что наряду с приведенными выше данными может также указывать в какой-то мере на незначительную активность северодвинской лопасти калининского ледника.

Обломки терригенных пород в моренах описываемого района в наиболее точном смысле можно назвать местными по их происхождению, так как комплексы ледниковых отложений здесь подстилаются преимущественно терригенными отложениями нижнего триаса (в долине Вычегды) и татарского яруса перми (в долине Северной Двины). Большую часть этих пород объединяет одна общая черта — чрезвычайно малая прочность и, следовательно, невозможность транспортировки ледником на сколько-нибудь значительные расстояния. Поэтому большее или меньшее содержание их обломков может служить прямым показателем экзарационной активности ледника на каждом конкретном участке.

Среднее содержание обломков местных терригенных пород от всего объема крупнообломочного материала в московской морене бассейна Вычегды составляет 8,1%, в московской морене бассейна Северной Двины — 18,2%, в калининской морене бассейна Северной Двины — 4,2%. Существенное уменьшение содержания обломков местных терригенных пород в московской морене бассейна Вычегды по сравнению с бассейном Северной Двины свидетельствует об ослаблении экзарационной активности ледника в первом из упомянутых районов. Это хорошо согласуется с положением исследованного отрезка правобережья Вычегды в зоне пониженной активности ледника, которая разделяла две его крупные лопасти, продвигавшиеся по депрессиям, унаследованным современными долинами Северной Двины и Мезени.

Резкое сокращение содержания обломков местных терригенных пород в калининской морене бассейна Северной Двины (4%) по сравнению с московской мореной на тех же участках (18%) связано, во-первых, с экранирующим воздействием более древних плейстоценовых отложений и, во-вторых, в какой-то мере может свидетельствовать наряду с приведенными выше фактами, о меньшей экзарационной активности северодвинской ледниковой лопасти в верхнем плейстоцене по сравнению со средним плейстоценом.

Более детальное рассмотрение петрографического состава крупнообломочного материала морен позволяет отметить существенное увеличение содержания обломков местных терригенных пород в московской морене бассейна Северной Двины на участках особенно активной экзарации. Например, в районе пристани Троица (среднее течение Северной Двины) содержание этих весьма непрочных обломков достигает 33%, что приближает морену на этом участке к морене локального типа.

Все изложенное выше относилось к характеристике содержания местного крупнообломочного материала в моренных комплексах района. Перейдем к характеристике дальноприносного крупнообломочного материала. Для московской и калининской морен этот материал представлен интрузивными и эффузивными, а также метаморфическими породами Кольско-Карельской провинции.

Среднее содержание дальноприносного материала в крупнообломочных фракциях московской морены бассейна Вычегды составляет 28,4%, московской морены бассейна Северной Двины — 11,3%, калининской морены бассейна Северной Двины — 77,8%. Бросается в глаза прежде всего резкое преобладание обломков скандинавского происхождения в калининской морене по сравнению с московской. Это хорошо согласуется с данными других исследователей [Рухина, 1973; Колтев, 1961; Раукас, 1963; и др.] для более западных районов и свидетельствует о том, что в более молодых моренах увеличивается содержание обломков кристаллических и метаморфических скандинавских пород и, напротив, уменьшается роль местного материала. В динамическом аспекте резкое преобладание дальноприносного крупнообломочного материала в калининской морене еще раз может свидетельствовать об относительно незначительной экзарационной деятельности северодвинской лопасти калининского ледника и о преобладании ее транспортной функции.

Следующей очень важной особенностью, выявляемой при анализе дальноприносного крупнообломочного материала, следует считать существенное увеличение содержания скандинавских обломков в московской морене бассейна Вычегды (28,4%) по сравнению с московской мореной бассейна Северной Двины (11,3%). Поскольку правобережье Вычегды от с. Айкино до г. Котлас, где отбирались пробы, представляет собой, как было указано, часть Двинско-Мезенской межлопастной зоны, то увеличение содержания дальноприносного материала в его пределах связы-

вается с ослаблением экзарационной активности ледника в межлопастных зонах по сравнению с экзарацией в пределах крупных ледниковых лопастей.

Аналогичные данные получены автором по результатам минералогического анализа моренного материала в бассейнах Северной Двины, Пинеги, Вычегды [Немцова, 1973; 1975]. Таким образом, данные минералогического и петрографического анализов в этом плане подтверждают друг друга.

Наряду с анализом петрографического состава крупнообломочного материала морен определялась также степень его окатанности. Окатанность измерялась по пятибалльной шкале. Обломки разделялись на неокатанные, плохо, умеренно, хорошо и совершенно окатанные; в итоге вычислялся процент окатанности каждой породы в пробах. Результаты показывают, что лучше всего окатаны пермские алевролиты (41—43%). Известняки умеренно окатаны (18—29%); при этом следует отметить, что их окатанность в московской морене бассейна Вычегды определяется как 25%, в московской морене бассейна Северной Двины — 18—23%, в калининской морене бассейна Северной Двины — 29%. Таким образом, окатанность известняков повышается от более древних к более молодым моренам в пределах одного и того же района, а также возрастает по мере удаления от основных источников поступления обломочного материала.

Анализировались также особенности распределения по размерам обломков скандинавских и местных карбонатных пород в московской морене бассейна Северной Двины и Вычегды. Общее число обломков в каждой пробе подразделялось по размеру на три группы: 1—3 см, 3—5 см, 5—10 см. Во всех случаях по количеству резко преобладали мелкие (1—3 см) обломки — более 80%. При этом, однако, выявлены небольшие, но закономерные различия. Так, содержание мелких (1—3 см) скандинавских обломков в московской морене бассейна Северной Двины составляет в среднем 85%, тогда как на Вычегде оно достигает в среднем 90%. Среднее содержание мелких карбонатных обломков в московской морене бассейна Северной Двины составляет 87%, в то время как в московской морене бассейна Вычегды количество их достигает 90%. Таким образом, по мере удаления от источников поступления обломочного материала фиксируется постепенное измельчение обломков.

В заключение следует отметить, что на основании изучения крупнообломочного материала морен бассейнов Северной Двины и Вычегды впервые для этого района установлено следующее.

1. Содержание крупнообломочного материала местных пород от древних морен к молодым понижается, а содержание дальноприносного материала соответственно возрастает.

2. По мере удаления от источника поступления крупнообломочного материала количество его в моренах постепенно уменьшается, так же как и размеры обломков.

3. Окатанность крупнообломочного материала морен повышается от древних морен к молодым; она возрастает также по мере удаления от источника поступления крупнообломочного материала.

В итоге можно сделать следующие выводы.

Северодвинская лопасть калининского ледника отличается меньшей активностью по сравнению с той же лопастью московского ледника.

Аномальное повышение содержания обломков местных пород наряду с общим увеличением содержания крупнообломочного материала в моренах на отдельных участках свидетельствует о неравномерности экзарации ложа.

Экзарация ледника в пределах северодвинской ледниковой лопасти в московское время была значительнее, чем в пределах двинско-мезенской межлопастной зоны.

4. Контакт Скандинавского и Новоземельско-Уральского ледниковых щитов в днепровское время проходил на исследованной территории в низовьях Вычегды.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л., 1967.
Ильин Е. А. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии.— ДАН БССР, 1969, т. 13, № 5.
Коптев А. И. Некоторые закономерности в распределении минерального состава антропогенных отложений области древнего оледенения Европы.— В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1961.
Лавров А. С. Четвертичные отложения бассейнов Средней Печоры и Вычегды и условия их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968.
Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Конецгорья.— В кн.: Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1937, вып. 1.
Немцова Г. М. О вещественном составе основных морен бассейнов Северной Двины и Верхней Мезени.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1973, № 40.
Немцова Г. М. Формирование вещественного состава основных морен бассейна Северной Двины и Вычегды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975.
Паукас А. В. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР.— Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, т. 12.
Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., 1973.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Л., 1956.
Shaw J. Mechanism of till deposition related to thermal conditions in a Pleistocene glacier.— J. Glaciol., 1971, vol. 10, N 60.

УДК 551.79

С. И. ДОТДУЕВ, Н. А. ЛЕБЕДЕВА

О ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА г. ГЕОРГИЕВСКА И ВОЗРАСТЕ ЛИПАРИТОВЫХ ТУФОВ И ИГНИМБРИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В бассейнах рек Кума и Подкумок, к западу от г. Георгиевск и к северу от г. Минеральные Воды в серии естественных разрезов и карьеров вскрывается сложнопостроенная полифациальная толща верхнего плиоцена и плейстоцена, представленная прибрежно-морскими, лиманными, дельтовыми и аллювиальными отложениями, в составе которых значительное участие принимает вулканогенно-обломочный материал.

Толща характеризуется резко повышенной костеносностью. В ней содержатся прослои с костями млекопитающих на разных стратиграфических уровнях и в различных фациях, в том числе в морских отложениях, охарактеризованных фауной моллюсков. Таким образом, данный район в настоящее время является единственным, где переотложенные продукты верхнеплиоценовых извержений, происходивших в Эльбрусско-Чегемской области Большого Кавказа, принимают участие в составе осадочных толщ, охарактеризованных фауной морских моллюсков и млекопитающих. Это обстоятельство обеспечивает исключительную роль ука-

занных отложений для стратиграфии осадочно-вулканогенных плиоценово-четвертичных образований не только этого района, но и всего Предкавказья. Появляется возможность более обоснованно датировать вулканогенные толщи и уточнить возраст эффузивных пород Центрального Кавказа.

Описанные особенности толщи объясняются тем, что ее аккумуляция происходила в прибрежной зоне предкавказских заливов верхнеплиоценовых морей, в долинах и дельтах рек, впадавших в эти заливы, в лиманно-озерных бассейнах приморской равнины. С массой обломочного материала, поступавшего с гор, сюда вносились обильные остатки наземных организмов и огромные объемы переотложенных продуктов молодых вулканических извержений, происходивших в это время в Эльбрусско-Чегемской области Центрального Кавказа.

Вулканогенно-обломочные отложения прослеживаются вплоть до широтного отрезка долины р. Кумы, куда они выносились палео-Малкой и палео-Баксаном, направлявшими по выходе из гор свои воды на север.

Летом 1977 г. нами изучены разрезы указанной толщи, ее вещественный состав, собраны остатки млекопитающих¹ и моллюсков, что и послужило основанием для расчленения этой толщи и дало материал для настоящей статьи.

Вулканогенная толща подстилается пресноводными песчано-глинистыми отложениями, включающими линзы галечников и конгломератов-брекчий, сцементированных плотной глиной и гипсом, охарактеризованными пресноводной малакофауной. Обломков верхнеплиоценовых эффузивов в этих отложениях не отмечается. Они вскрываются в серии разрезов на правом берегу р. Сухой Карамык и в районе Тамбуканского озера, трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на подстилающих породах вплоть до майкопских глин, с постепенным переходом перекрываются отложениями с морской акчагыльской фауной. Последнее дает основание предполагать акчагыльский возраст пресноводных отложений, возможно соответствующий начальной фазе великой среднеакчагыльской трансгрессии, когда в этих районах благодаря наступлению моря уже существовали условия подтопления и шла аккумуляция дельтово-озерных и лиманных осадков. Выше пресноводных отложений залегают морские слои, охарактеризованные обильной и разнообразной фауной, типичной для акчагыла и представленной мактрами, кардиумами и потамидами.

Минераловодский район и восточные подножия Ставропольской возвышенности являются крайней западной областью, куда вдоль по Терскому заливу проникала великая акчагыльская трансгрессия в момент своего максимума, т. е. в среднем акчагыле. На этом основании все морские отложения с акчагыльской солоноватоводной фауной этой области относятся исследователями к среднему акчагылу [Лупарев, 1957].

В толще среднего акчагыла изученного района отчетливо выделяются два горизонта с морской фауной. Нижний из них носит условное название «маркирующего горизонта». Породы его с постепенным переходом залегают на описанных выше пресноводных отложениях и представлены светло-серыми песками, песчаниками и прослоями ракушечников, состоящих из раковин разнообразных акчагыльских моллюсков. Отличие данного горизонта от вышележащей морской акчагыльской толщи то, что здесь, как и в подстилающих пресноводных слоях, еще отсутствуют обломки эффузивных пород. Описываемый горизонт, по-видимому, отвечает начальным этапам максимальной фазы акчагыльской трансгрессии.

¹ Фауна млекопитающих определялась И. А. Дуброво (ПИН АН СССР).

Его разрезы вскрыты у хут. Сухая Падина, в районе горы Бурундук и на правобережье р. Кумы западнее г. Георгиевска, у станиц Незлобная и Лысогорская.

Верхний горизонт морской толщи среднего акчагыла начинается собой серию собственно вулканогенных отложений. Он характеризуется первым появлением в отложениях переотложенного вулканогенного материала. Этот горизонт отвечает периоду дальнейшего развития акчагыльской трансгрессии и началу ее спада. Наиболее полный разрез указанных отложений вскрыт в крупном разрабатываемом карьере на правобережье Кумы в 1,5 км к востоку от пос. Терский. Акчагыл представлен здесь мелководными прибрежно-морскими фациями, в которых существенное участие принимают отложения авандельт с прослоями флювиомаринных песков и песчано-гравийные отложения пляжей. Вверх по разрезу увеличивается грубообломочность материала и появляются местные перерывы в осадконакоплении. В целом вскрытая толща имеет горизонтально-косую слоистость. Характерно, что мощность слоев мергелей, часто встречающихся в нижней половине разреза, не выдержана как по простиранию, так и по падению. Кровля их неровная, с многочисленными карманами, заполненными, как правило, пеплом. Между слоями песчаников и мергелей встречаются тонкие прослойки песчанистых глин, обогащенных растительной органикой и содержащих раковины акчагыльских морских моллюсков и окатанные обломки пемзы.

Примечательная особенность этой толщи — наличие огромного количества прослоев и линз практически чистого пепла с галькой пемзы. Пемзовые гальки достигают в диаметре 8—10 см и имеют серовато-малиновый (преобладает) и серый цвета. В наиболее крупных линзах, кроме пемзово-пеплового материала, встречаются крупные зерна кварца, обломочки обсидиана, пепельно-серых и розовых липаритовых игнимбритов и андезито-дацитов. По всему разрезу присутствуют раковины *Cardium dombra*, *Mastra subcaspia*, *Potamides caspius* и других моллюсков, которые концентрируются в отдельных пропластках песчаников и особенно в линзах гравийных песков, образованных пеплом и пемзой.

В верхней части толщи встречены костные остатки млекопитающих. В кровле описываемой толщи развит почвенный горизонт.

Таким образом, данные по Терскому карьере позволяют датировать начало извержения липаритовых туфов и игнимбритов Центрального Кавказа второй половины среднего акчагыла.

К эпохе максимума среднеакчагыльской трансгрессии относятся также выходы морских отложений с акчагыльской фауной, полоса которых протягивается вдоль восточных подножий Ставропольской возвышенности по линии станиц Александровская, Саблинская и др. Эти выходы отмечают линию древнего берега моря в момент наиболее глубокого проникновения акчагыльской трансгрессии к западу, в глубь Терского залива. Акчагыл представлен здесь мелководными прибрежно-морскими песками и ракушечниками из разнообразных акчагыльских мактр и кардид. Так же как и в Терском карьере, морские отложения расслоены здесь пачками флювиомаринных песков авандельты, гравийными пляжевыми отложениями.

К одному из подобных выходов прибрежно-морских акчагыльских песков, вскрытых небольшим карьером в урочище Зубова Гора в долине р. Сабля у станицы Саблинская, приурочено богатое местонахождение костных остатков наземных млекопитающих [Лебедева, 1974]. Здесь вскрыта толща мощностью 6—7 м, образованная переслаиванием костеносных флювиомаринных песков с прибрежно-морскими песчаниками, содержащими редкие гнезда мелких раковин *Cardium dombra* и *Mastra subcaspia*.

В. И. Грозовым и В. Е. Гаруттом из флювиомаринных песков р. Сабля определены остатки животных, типичных для хапровского (средне-акчагыльского) териокомплекса — многие зубы *Archidiskodon gromovi*, *Apancus arvernensis*, обломки рогов оленей, скорлупа страусовых яиц.

Привести точную корреляцию костеносных песков р. Сабля с описанными выше двумя горизонтами среднего акчагыла Минераловодского района пока невозможно, так как обломки эффузивных пород, помогающие там различать эти горизонты, к северу от широтного участка р. Кумы не прослеживаются.

К западу, в сторону Ставропольского свода, и к югу, в сторону Большого Кавказа, акчагыльские морские отложения обогащаются грубо-обломочным материалом, теряют солоноватоводную фауну и постепенно замещаются разнообразными континентальными фациями — дельтово-аллювиальными, озерными, пролювиальными и др. Эти отложения содержат многочисленные костные прослои с остатками млекопитающих, а в бассейнах рек Большого Кавказа — массы переотложенных продуктов вулканических извержений. Это позволяет четко коррелировать указанные отложения с морскими датированными слоями, содержащими обломки эффузивов и остатки наземных млекопитающих.

К западу от р. Сабля у с. Греческое в песчано-гравийных пролювиальных отложениях этого уровня нами найдены обломки зубов слона, близкого южному, а у ст. Лысогорская — остатки *Apancus arvernensis* и *Equus stenopsis*, свидетельствующие о верхнеплиоценовом (по-видимому, акчагыльском) возрасте вмещающих отложений.

Дополнительные сборы остатков млекопитающих, в том числе мелких, безусловно обеспечат в дальнейшем точную привязку континентальных толщ этого района к морским акчагыльским слоям.

Южнее, в предгорьях Большого Кавказа, аналогом морской толщи среднего акчагыла является нижняя часть куркужинской туфогенно-обломочной свиты, о чем свидетельствует ее вещественный состав, который аналогичен составу вулканогенных прослоев среднеакчагыльской толщи Терского карьера. Эта свита, достигающая мощности 80—100 м, развита в долине р. Куркужин, притока р. Малка. Она образована чередованием преимущественно светло-серых и белых конгломератов, туфоконгломератов, туфопесчаников, алевроитов, глин, мергелей с мощными выдержанными прослоями и линзами пеплов с мелкоорешковой пемзой. На юге куркужинская свита по простиранию замещает рыхлые липаритовые туфолавы и туфы. В ее базальном горизонте прослеживаются линзы туфов и туфобречий с многочисленными валунами и гальками, переотложенными из подлипаритовой валунно-галечной толщи. Вниз по долине свита становится менее грубой, базальный горизонт образован здесь белыми туфопесчаниками, глинами и мергелями, осадки приобретают почти горизонтальную слоистость. К северу от устья р. Гуашипсина куркужинская свита с глубоким размывом перекрывается валунно-галечными отложениями раннеплейстоценовых террас рек Баксан и Малка. Формирование куркужинской свиты происходило в период катастрофических эксплозивных извержений, сопровождавшихся образованием лахаров и грязекаменных потоков, в условиях затрудненного стока, что было связано с близостью берега акчагыльского моря. В нижней туфовой части разреза собраны костные остатки млекопитающих (*Artiodactyla*, *Cervidae*); в слоях глин и мергелей часто встречаются наземные и пресноводные моллюски.

В долине р. Баксан куркужинской свите соответствует кызбурунская [Милановский, 1959] туфогенно-обломочная свита, также накопившаяся в период активных извержений липаритовых туфов и игнимбритов.

Морские среднеакчагыльские слои с териофауной хапровского комплекса на междуречье Подкумка и Кумы и на восточном склоне Ставропольского поднятия перекрываются пресноводными образованиями, которые выделены при геологической съемке под названием бурундукской свиты [Лупарев, 1957]. В описываемом районе эта свита вскрывается в ряде карьеров, в цоколе внутридолинной 40—90-метровой предположительно нижнеплейстоценовой террасы Кумы между ст. Александрийская и г. Георгиевска. Бурундукская свита достигает здесь мощности 55—60 м, сложена косослойными аллювиальными, аллювиально-озерными, дельтовыми галечниками, конгломератами, песками, глинами и мергелями, содержит редкие гнезда с пресноводной фауной и в обильном количестве остатки млекопитающих. Нижняя и верхняя ее пачки более грубые, в них преобладают гравийно-галечные слои, в средней доминируют песчано-глинистые разности.

В составе обломков бурундукской свиты преобладают верхнеплиоценовые эффузивы, занимающие от 40% местами до 100% объема песчаных и гравийно-галечных слоев. При этом наблюдается резкое изменение количественного соотношения молодых вулканогенных пород по разрезу, что свидетельствует о периодичности вулканической деятельности на Центральном Кавказе, которая продолжалась в течение всего времени накопления бурундукской свиты.

Позднеплиоценовые эффузивы представлены характерными для Верхне- и Нижнечегемского вулканических районов темно-серыми, сиренево-серыми и розовыми липаритовыми игнимбритами, лавами и пемзой, а также андезито-дацитами. В нижней, наиболее грубой части разреза третьей пачки в большом количестве появляются обломки пепельно-серой липаритовой пемзы и туфолов, аналоги которых в Верхне- и Нижнечегемском районах не встречаются. Вероятно, это — продукты эффузивной деятельности Эльбруса. Весьма интересно, что обломки эффузивов плохо окатаны скорее всего, они выносились грязекаменными потоками.

Кроме молодых вулканогенных пород, в бурундукской свите правобережья Кумы встречаются хорошо окатанные гальки серых и розоватых гранитов палеозоя, кератофиров юры, терригенных и карбонатных пород мезокайнозоя, вынесенных палео-Малкой и палео-Баксаном, а также гальки местных палеоген-неогеновых пород, включая и граносиенит-порфиры Минераловодского района.

В верхах бурундукской свиты у северо-западной окраины г. Георгиевск Н. К. Верещагиным [1959] собраны остатки южного слона, стеновой лошади и оленя *Eucladoceros* sp., а в нижней части свиты в разрезе против с. Подгорное найден *in situ* скелет южного слона [Сафронов, 1964], которого В. Е. Гарутт определил впоследствии как *Archidiskodon meridionalis meridionalis*.

Нами установлено, что костеносны все три пачки бурундукской свиты, из разных частей которой собраны зубы слонов *Archidiskodon meridionalis meridionalis*², остатки носорогов, многочисленные остатки оленей, в том числе гигантских (*Pranemegaceros* sp.?) и хищников (*Hyaena* sp.).

Обнаруженные остатки позволяют сделать вывод, что фауна бурундукской свиты принадлежит к псекупскому териокомплексу. Представители этого комплекса в морских отложениях Каспийской области характерны для так называемых переходных толщ верхнего акчагыла — нижнего апшерона. В бассейне Кубани, на р. Псекупс, животные этого

² Предварительное определение слонов сделано И. А. Дуброво, которая не разделяет *A. m. meridionalis*, *A. gromovi* как самостоятельные виды.

же комплекса связаны с озерно-дельтовыми верхнеакчагыльскими слоями, заключающими в себе такие руководящие формы акчагыльских моллюсков, как *Cardium dombra* и *Avimactra subcaspia*.

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы бурундукской свиты датируются верхним акчагылом — нижним апшероном.

Бурундукская свита с размывом перекрывается аллювиальными галечниками и конгломератами высокой водораздельной террасы правобережья Кумы, в составе которых уже отсутствуют верхнеплиоценовые эффузивы. Здесь преобладают обломки известняков юры и мела, плиоцен-миоценовых мергелей, кремней. Реже встречаются юрские кератофиры и розовые палеозойские граниты, развитые в верховьях Кумы и Подкумка, а также граносиенит-порфиры Минераловодского района.

По своему геоморфологическому положению и высоте данная терраса сопоставима с армянской террасой Пятигорского района, где в ее отложениях и соответствующих по уровню травертинах были найдены остатки *Archidiskodon meridionalis Nesti* [Николаев, 1941; Иванова, 1946]. В песчано-галечных слоях аналогичного уровня у станции Боргустанская нами собраны зубы *Equus sp.* *Dicerorhinus sp.* Все сказанное свидетельствует, что возраст описываемой террасы не древнее среднего апшерона.

Произведенный анализ условий залегания, состава и фауны верхнеплиоценовых отложений района г. Георгиевска позволяет считать, что извержение водораздельных туфов и игнимбритов Эльбрусско-Чегемской области началось в конце среднего акчагыла и продолжалось до конца раннего апшерона.

ЛИТЕРАТУРА

- Верещагин Н. К.* Млекопитающие Кавказа: История формирования фауны. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванова И. К.* Материалы к стратиграфии травертинов г. Машук в окрестностях Пятигорска.— Бюл. МОИП, отд. геол. Нов. сер., 1946, т. XXI (5).
- Лебедева Н. А.* Корреляция морских и континентальных отложений эоплейстоцена и нижнего плейстоцена Понто-Каспия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1974.
- Лунарев Н. И.* Стратиграфия верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Центрального Предкавказья.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., 1957.
- Милановский Е. Е.* Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, № 4.
- Николаев Н. И.* О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья.— ДАН СССР, 1941, т. 30, № 1.
- Николаев Н. И.* О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья.— Тр. МГРИ, 1948, т. 23.
- Сафронов И. Н.* Геологические условия захоронения скелета южного слона в районе Георгиевска.— В кн.: Тр. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, 1964, вып. XI.

ХРОНИКА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В 1979 ГОДУ

Комиссия по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле АН СССР — координирующее учреждение и имеет своей задачей научно-организационную и координационную работу в области комплексного изучения четвертичного периода в СССР (геология, палеогеография, геохронология, палеонтология, первобытная археология, палеоантропология, геохимия, палеоклиматология, палеопедология и другие смежные дисциплины).

В состав Комиссии входит также национальная, Советская секция Международного союза по изучению четвертичного периода (INQUA).

Работа Комиссии в 1979 г., как и в предыдущие годы, проводилась по следующим направлениям.

1. Организация и проведение конференций, совещаний и текущих научных заседаний по различным актуальным вопросам изучения четвертичного периода.

2. Издательская деятельность: серийный выпуск Бюллетеня Комиссии (сборники типа периодических изданий), тематические сборники, монографии и т. д.

3. Работа по развитию международных научных связей: текущая и по линии Советской секции Международного союза по изучению четвертичного периода.

4. Координация научно-исследовательских работ по изучению четвертичного периода, проводимых разными учреждениями в СССР, выполнение различного рода научно-организационных мероприятий, связанных с изучением четвертичного периода в Советском Союзе.

5. Выезды на места для решения отдельных научных вопросов и консультаций, небольшие тематические работы.

1. СОВЕЩАНИЯ И ЗАСЕДАНИЯ

В 1979 г. Комиссией проведены следующие текущие научные заседания.

1. 30.I заседание со следующими докладами:

Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский. Вопросы развития оледенения и формирования морен Западной Сибири.

М. А. Бардеева. Структурные и текстурные особенности морен Северо-Сибирской низменности.

Л. Л. Исаева, М. А. Крауш. Ледниковая морфоскульптура Северо-Сибирской низменности.

М. В. Никольская. Палеоботаническая характеристика межледниковий верхнего плейстоцена и голоцена Северо-Сибирской низменности.

М. Н. Черкасова. Диатомовая флора из отложений позднего плейстоцена и голоцена Таймыра.

2. 27.II состоялось заседание, посвященное памяти академика Владимира Николаевича Сукачева — «Сукачевские чтения» с докладами:

- С. Л. Бреслав, М. Н. Валуева, М. И. Маудина* и др. Предварительные результаты изучения разреза у дер. Акулово (г. Одинцово).
- В. В. Писарева.* Результаты палинологического изучения разреза скв. 160 южнее г. Балашиха.
- Г. А. Анциферова.* Результаты изучения диатомовой флоры некоторых разрезов рославльских межледниковых отложений.
- Ф. Ю. Величкевич.* Результаты палеокарпологического изучения рославльских отложений.
3. 27.III состоялось заседание со следующей повесткой дня:
- С. О. Хондкариан.* Трансгрессивные этапы в голоценовой истории Арала.
- А. С. Кесь.* О колебаниях уровня Аральского моря в голоцене.
- Э. Д. Мамедов.* Динамика природной среды и расселение первобытного человека на равнинах Средней Азии в позднем плейстоцене и голоцене.
- С. Г. Батулин, Э. Д. Мамедов.* Литологические особенности и геоморфологический контроль распространения пролювиальных отложений в Кызылдуках.
4. 24.IV состоялось заседание Комиссии, посвященное 90-летию со дня рождения профессора Георгия Федоровича Мирчинка:
- В. Г. Гербова.* Вклад Г. Ф. Мирчинка в развитие четвертичной геологии.
- Е. В. Шанцер.* Содержание и задачи учения о генетических типах континентальных отложений.
- Выступления *Г. И. Горецкого, К. В. Никифоровой, И. К. Ивановой, А. Ф. Якушевой, А. М. Викторова.*
5. 29.V заслушаны следующие доклады:
- Н. И. Кригер.* Физическая литология и палеогеография лёсса.
- А. Д. Кожевников.* Некоторые черты физики лёсса в связи с парагенезисом видов воды и литоэкология.
- Н. Е. Котельникова.* Геохимия лёсса в связи с литоэкологией.
- А. Н. Чумаченко.* История формирования свойств лёсса Нижнего Приднестровья с точки зрения литоэкологии.
- Н. И. Кригер.* О важности и перспективах литоэкологического изучения континентальных отложений.
6. 30.X состоялось заседание со следующими докладами:
- А. Н. Александрова.* Плейстоцен Сахалина: стратиграфия и палеогеография.
- Л. В. Голубева.* Климатостратиграфия плейстоцена муссонной зоны на примере юга советского Дальнего Востока.
- А. А. Свиточ, З. В. Алешинская, Н. С. Болиховская, Т. Н. Воскресенская, Г. М. Шумова.* Результаты изучения плейстоценовых отложений среднего и южного Сахалина.
7. 27.XI проведено заседание, совместное с Комиссией по проблемам Мирового океана (секция геологии, геофизики и геохимии, рабочая группа «Шельф») с докладами:
- В. В. Шарков.* Опыт применения аэрокосмических методов при геологическом изучении акватории шельфов.
- Б. В. Сенин.* Сравнение результатов дешифрирования космических снимков малого разрешения и структурный геоморфологический анализ для некоторых акваторий.
- Л. К. Затонский.* Основные методические принципы использования космической фотоинформации для картографирования шельфов мелководья.

И. Г. Авенариус, А. А. Трещов. Использование материалов аэро-съемки при изучении геологического строения шельфовых зон Берингова и Каспийского морей.

О. К. Леонтьев, Л. М. Шепилова. Использование космических снимков для составления грунтовых и геоморфологических карт северо-восточной части Каспийского моря.

Д. В. Борисевич. Легенда для геоморфологических карт шельфа.

8. В декабре на заседании заслушаны доклады:

И. П. Карташев, А. Г. Черняховский. Антропоген Кубы.

Д. А. Лилиенберг. Современная геодинамика морфоструктур Кубы.

Кроме текущих научных заседаний, Комиссией по изучению четвертичного периода было проведено совместно с Воронежским университетом и Институтом археологии АН СССР Всесоюзное совещание по теме «Верхний плейстоцен и развитие палеолитической культуры в центре Русской равнины», посвященное 100-летию открытия палеолита в Костенковско-Борщевском районе. Оно проходило с 20 по 25 VIII и состояло из заседаний в г. Воронеже (3 дня) и научных экскурсий (3 дня), во время которых были осмотрены палеолитические стоянки и важные разрезы четвертичных отложений Воронежской области. В работе Совещания участвовало около 100 специалистов 23 организаций из различных городов Советского Союза. В принятых рекомендациях Совещания главное внимание уделяется усилению работ по изучению Костенковских палеолитических стоянок и укреплению ячейки, занимающейся четвертичными отложениями при НИИ Воронежского университета. Ряд конкретных рекомендаций претворяется в жизнь.

Помимо научных заседаний, было проведено 7 заседаний Бюро Комиссии по изучению четвертичного периода с рассмотрением планов работ, отчетов, издательских дел, вопросов подготовки к Международному конгрессу и т. д., а также первое заседание Бюро Оргкомитета по подготовке к XI конгрессу INQUA (1982 г.).

Проводились также подготовительные работы к внутрисоюзному Совещанию по краевым формам материковых оледенений, которое организовывалась по инициативе Комиссии Львовским университетом (сентябрь 1980 г.), и к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода (Уфа, 1981).

II. ИЗДАТЕЛЬСКИЕ ДЕЛА

В 1979 г. Комиссией по изучению четвертичного периода опубликованы следующие издания.

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 49, 16 а. л. (отв. ред. И. К. Иванова, С. М. Цейтлин).

2. Советская палеокарпология (итоги и перспективы), 19 а. л. (отв. ред. В. П. Гричук, Г. И. Горецкий).

3. С. М. Цейтлин. Геология палеолита Северной Азии, 20 а. л. (отв. ред. Ю. М. Васильев).

4. Кударские пещерные палеолитические стоянки в Юго-Осетии¹ — 15 а. л. (отв. ред. И. К. Иванова, А. Г. Черняховский).

Всего 70 а. л.

Проведена редакционная подготовка следующих изданий.

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 51, 17 а. л. (отв. ред. Г. И. Горецкий, И. К. Иванова).

2. Основные проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). К XI конгрессу INQUA (коллективная монография), 20 а. л. (отв. ред. М. Н. Алексеев).

¹ Работа вышла в свет в самом начале 1980 г.

3. Кетросы, мустьерская стоянка на Среднем Днестре, к XI конгрессу INQUA, 13 а. л. (отв. ред. Н. Д. Праслов).

4. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. К XI конгрессу INQUA, 20 а. л. (отв. ред. М. А. Камалетдинов, В. Л. Яхимович).

5. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей (тематический сборник). К XI конгрессу INQUA, 16 а. л. (отв. ред. А. А. Величко, В. П. Гричук).

6. А. Н. Александрова. Плейстоцен Сахалина, 15 а. л. (отв. ред. М. Н. Алексеев).
Всего 101 а. л.

III. МЕЖДУНАРОДНЫЕ НАУЧНЫЕ СВЯЗИ

В 1979 г. по линии INQUA проведены следующие работы с участием советских ученых.

1. Совместное заседание подкомиссии INQUA по плиоцен-плейстоценовой границе и проекта № 41 по той же тематике МПГК.

Испания, февраль, К. В. Никифорова, М. Н. Алексеев, 10 дней.

2. Симпозиум по моренам Комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений INQUA.

Норвегия, август, Ю. А. Лаврушин, 10 дней.

3. Заседание Лёссовой комиссии INQUA.

Венгрия, август, А. Е. Додонов, М. Ф. Веклич, П. Ф. Гожик, 6 дней.

4. Совместное заседание подкомиссии INQUA по плиоцен-плейстоценовой границе и проекта № 41 по той же тематике МПГК.

Индия, октябрь, Л. К. Габуния, 10 дней.

Основная деятельность Комиссии в области международных научных связей в 1979 г. состояла в участии в работе Оргкомитета по подготовке к XI конгрессу INQUA (СССР, 1982 г.). Разработаны и согласованы маршруты всех экскурсий Конгресса. Подготовлен первый циркуляр Конгресса.

IV. КООРДИНАЦИЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ

Координация научно-исследовательских работ в области комплексного изучения четвертичного периода проводится в основном путем созыва соответствующих совещаний, публикации материалов в изданиях Комиссии и организации непосредственных научных контактов представителей различных специальностей при проведении комплексных исследований тем или иным коллективом.

Большую эффективность имеет работа отделений и филиалов Комиссии, которых в настоящее время в различных областях и республиках насчитывается 14. С ними постоянно проводятся совместные мероприятия. Их деятельность регулярно освещается в Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода.

V. ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ И ВЫЕЗДЫ НА МЕСТА

Штатным сотрудником Комиссии, ее ученым секретарем И. К. Ивановой, помимо научно-организационной деятельности, были выполнены полевые исследования (2 мес.) на Западной Украине в содружестве с украинскими археологами в зоне затопления Днестровского комплексного гидроузла по теме, разрабатываемой в Лаборатории истории и геологии четвертичного периода ГИН АН СССР «Главнейшие этапы развития фауны, флоры и ископаемого человека на фоне геологической истории» (подтема «Геология палеолита СССР»).

И. К. Иванова

ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ «ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН И РАЗВИТИЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ КУЛЬТУРЫ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ»

28 июня 1979 г. исполнилось 100 лет со дня открытия первой палеолитической стоянки в Костенках. Этому событию было посвящено Всесоюзное совещание, организованное Институтом археологии АН СССР (Ленинградское отделение), Комиссией по изучению четвертичного периода и Воронежским государственным университетом. В состав Оргкомитета входили ректор Воронежского университета проф. Н. А. Плаксенко (председатель), председатель Комиссии по изучению четвертичного периода, академик АН БССР Г. И. Горецкий (зам. председателя), ученый секретарь Комиссии по изучению четвертичного периода И. К. Иванова, заведующий отделом палеогеографии Института географии АН СССР А. А. Величко, проф. МГУ Г. И. Лазуков, проф. МГРИ В. Н. Павлинов, начальник Костенковской экспедиции Н. Д. Праслов, проф. ВГУ А. Д. Пряхин, доктор исторических наук А. Н. Рогачев и зам. директора НИИ геологии и геофизики ВГУ Г. В. Холмовой.

Совещание проходило с 20 по 25 августа в Воронеже и с. Костенки. В его работе приняли участие более 100 человек из 23 научных организаций. Наиболее представительные делегации были из разных институтов Москвы, Ленинграда и Киева. По программе совещания 4 заседания были посвящены заслушиванию и обсуждению докладов, в течение 3 дней участники совещания совершили экскурсии по основным опорным памятникам Костенковско-Борщевского района, а также на опорные разрезы четвертичных отложений в Урыв и Стрелицу.

Открывая совещание Н. А. Плаксенко отметил, что комплексное изучение палеолитических памятников в Костенках имеет огромное значение для кооперации различных наук. На стыке многих наук происходит их взаимообогащение, что, безусловно, плодотворно сказывается на их развитии.

Приветствуя участников совещания академик Б. Б. Пиотровский указал на важность объединения усилий представителей вузовской и академической науки, подчеркнув мировое историко-культурное значение палеолитических памятников в Костенках.

Затем были заслушаны доклады:

1. А. Н. Рогачев, Н. Д. Праслов — Итоги и задачи исследований палеолита Костенок.

2. Г. И. Лазуков — Геолого-геоморфологическая характеристика стоянок Костенковско-Борщевского района и условия обитания позднепалеолитического человека.

3. Н. К. Верещагин, И. Е. Кузьмина — Экология млекопитающих Верхнего Дона в эпоху позднего палеолита.

4. Х. А. Арсланов, Ю. С. Свеженцев, Ю. Н. Марков — Радиоуглеродное датирование ископаемых костей из палеолитических стоянок Костенок.

5. В. Е. Гарутт, Е. В. Урбанас — Мамонт из позднепалеолитических стоянок села Костенок.

6. В. М. Мотуз — Стратиграфическое и палеогеографическое значение фауны моллюсков из верхнеплейстоценовых отложений Костенковско-Борщевского района в бассейне Верхнего Дона.

7. Ю. Ф. Дурнев — Строение надпойменных террас бассейна Верхнего Дона и геологический возраст позднепалеолитических памятников Костенковско-Борщевского района.

8. Г. П. Григорьев — Костенковская культура; методические проблемы ее выделения.

9. Е. П. Заррина, И. И. Краснов — Стратиграфия и палеогеография центральных областей Русской равнины в эпоху позднего палеолита.

10. Г. В. Холмовой — К вопросу о строении и генезисе террас Костенковско-Борщевского палеолитического района.

11. И. К. Иванова — Верхний плейстоцен перигляциальной зоны (по данным исследований в долине Среднего Днестра).

12. А. А. Величко, З. П. Губонина, Ю. Н. Грибченко, Э. М. Зеликсон, Е. И. Куренкова, А. К. Маркова, В. П. Ударцев — Геохронология и палеогеография верхнего палеолита бассейна Десны.

13. Л. Т. Шевырев, Л. И. Алексеева — Сравнительная характеристика палеогеографических условий формирования и возраста Шкурлатовского и Костенковских местонахождений.

14. Г. В. Холмовой, Н. Д. Праслов — Вулканические пеплы позднего плейстоцена Русской равнины и их стратиграфическое значение.

15. Е. Д. Куликова — Проблемы музеефикации палеолитических памятников на территории Российской Федерации.

Сверх программных заслушаны доклады И. И. Краснова «О геологической карте Костенок» и Г. М. Левковской «Палеогеография Костенковско-Борщевского района по данным палинологии».

Во время экскурсий осмотрены стратиграфический шурф на северной окраине с. Костенки и позднепалеолитические памятники Костенок 19, 21, 1, 12, 14, 6, 8, 11, Борщево 2 и плиоцен-плейстоценовые отложения у с. Урыв на Дону, а также разрез с вулканическим пеплом в урочище Яковец близ Урыва. При демонстрации памятников и разрезов были приведены результаты комплексных исследований по каждой точке.

К совещанию опубликованы тезисы докладов и краткий путеводитель. Поэтому на характеристике содержания докладов мы не останавливаемся.

В обсуждении докладов и результатов экскурсий приняло участие 18 человек: Е. М. Катасонов (Якутск), А. И. Москвитин (Москва, ГИН), С. В. Тихомиров (Москва, МГРИ), В. А. Ранов (Душанбе), И. И. Краснов (Ленинград, ВСЕГЕИ), П. И. Борисковский (ЛОИА АН СССР), М. И. Гладких (Киев, университет), В. А. Зубаков (Ленинград), С. М. Цейтлин (Москва, ГИН), И. И. Коробков (ЛОИА АН СССР), Г. М. Левковская (ЛОИА АН СССР), О. А. Соффер (США, Нью-Йорк, университет), Г. П. Григорьев (ЛОИА АН СССР), З. П. Губонина (Москва, ИГАН), Ю. Ф. Дурнев (Воронеж), П. М. Долуханов (ЛОИА АН СССР), И. Г. Шовкопляс (Киев) и Ю. М. Васильев (Москва, ГИН).

По результатам обсуждения докладов и основных опорных разрезов совещание приняло постановление, в котором отмечено, что Костенковско-Борщевский район позднепалеолитических стоянок ввиду высокой концентрации памятников, залегающих в разных геологических условиях на небольшой площади, имеет важнейшее опорное значение для решения широкого круга вопросов первобытной археологии и геологии четвертичного периода. Серия многослойных палеолитических стоянок создает оптимальные условия не только для решения проблемы развития культуры ископаемого человека, но и позволяет подойти к решению сложной задачи расчленения склоновых отложений плейстоцена.

Участники совещания отметили, что к настоящему времени в изученности позднепалеолитических памятников Костенковско-Борщевского

района, имеющих мировое научное и историко-культурное значение, достигнуты большие успехи. Открыто и исследуется около 30 стоянок первобытного человека, причем многие из них являются многослойными, изучаются палеогеографические условия разных отрезков времени, произведены реконструкции внешнего облика человека, собраны огромные коллекции по искусству палеолита, уточнен возраст разных археологических культур. В ходе исследований по палеолиту Костенковской экспедицией выработана особая методика изучения памятников со вскрытием на широкой площади и применением разнообразных методов. Эта методика легла в основу создания советской школы исследований палеолита и оказала огромное влияние на методику изучения палеолита не только в нашей стране, но и за рубежом. На материалах Костенок впервые был поставлен и успешно решен вопрос об оседлом образе жизни в эпоху позднего палеолита, а также впервые доказано существование различных археологических культур в эту эпоху.

Вместе с тем участники Всесоюзного совещания отметили недостаточную разработанность ряда вопросов изучения района Костенок. Слабо изучены склоновые образования, вмещающие палеолитические культурные слои, и их соотношение с отложениями террас. Практически не разработаны и не используются в археологии новейшие геофизические дистанционные методы исследования, например, акустическая голография, недостаточно широко внедрены радиоуглеродный и термолюминисцентный методы абсолютного датирования, а также палеомагнитный метод. Недостаточно изучены планиграфия палеолитических поселений и культурно-исторические соотношения между ними. Подчеркивалась необходимость более тщательного изучения следов криогенных процессов и расширения палеопедологических и геохимических исследований.

Многие выступавшие указывали на необходимость монографической публикации по Костенкам, в которой следует подвести итоги многолетних исследований памятников.

Всеми участниками признано, что подобные совещания с обсуждением результатов работ и демонстрацией конкретных данных непосредственно на объектах имеют огромное значение. Они более плодотворны для развития науки.

По решению Оргкомитета Всесоюзного совещания, посвященного 100-летию открытия палеолита в Костенках, изготовлена юбилейная медаль, которая будет вручаться раз в год двум ученым — геологу и археологу за наиболее выдающиеся успехи в изучении палеолита и четвертичных отложений. Первые медали по решению Оргкомитета вручены доктору исторических наук Николаевичу Рогачеву — за выдающиеся успехи в изучении палеолита Костенок и ученому секретарю Комиссии по изучению четвертичного периода Ирине Константиновне Ивановой — за выдающиеся успехи в решении вопросов стратиграфии палеолита и огромную работу по координации междисциплинарных исследований четвертичного периода.

Н. Д. Праслов, Г. В. Холмовой

ПРИЛОЖЕНИЕ

Х. А. АРСЛАНОВ, А. С. АСТАХОВ, М. Г. КОЗЫРЕВА,
Т. М. ПОТАПОВА, Е. В. РУБИЛИН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХРОНОЛОГИИ НИИГ ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Сообщение II

ПОЧВЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

В Лаборатории геохронологии НИИГ ЛГУ продолжают исследование по датированию почв различных типов с помощью радиоуглеродного метода. В данном сообщении приводятся результаты определения возраста по C^{14} различных фракций органического вещества, выделенного из основных генетических горизонтов следующих профилей: каштановой почвы Моздокской степи и темно-каштановой почвы Ставропольского края; горной лугово-черноземной почвы склонов Баксанского ущелья; чернозема и черноземно-луговых почв Окско-Донской равнины и бурой лесной почвы из Молдавии.

Выделение основных фракций органического вещества проводилось главным образом по методике, применяемой в нашей лаборатории [Арсланов, Козырева, 1976], в основе которой лежит схема И. В. Тюрина [Тюрин, 1951]. Для датирования использовались следующие фракции: свободные гуминовые кислоты (I фракция); гуминовые кислоты, связанные с Ca и подвижными формами R_2O_3 (II фракция); гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы (III фракция); гумины (IV фракция) и остаток почвы после всех обработок.

Иногда при недостаточном для датирования количестве препаратов гуминовых кислот приходилось объединять II, III и IV фракции гуминовых кислот и гуминов.

Определение возраста всех почвенных проб, кроме темно-каштановой почвы Ставропольского края, проводилось с помощью пропорционального метода с получением этана в качестве счетного газа [Арсланов, 1971]. Возраст по C^{14} темно-каштановой почвы Ставропольского края определялся по сцинтилляционной методике с применением бензола [Арсланов, Громова, 1968]. Возраст вычислялся на основе общепринятого значения периода полураспада C^{14} — 5570 ± 30 лет назад.

Каштановая почва Моздокской сухой полинно-злаковой степи (пашня древняя; терраса р. Терек)

Горизонт А, глубина 0—17 см, % C=1,99

ЛУ-228

670±110

Гуминовые кислоты, связанные с Ca и подвижными формами R_2O_3

ЛУ-229

1850±90

Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы

ЛУ-230

(111,5±1,0).

Современные гумины

Горизонт В, глубина 25—35 см, % C=1,44

ЛУ-235	Гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R ₂ O ₃	3150±100
ЛУ-236	Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	4210±130
ЛУ-237	Гумины	1060±100
ЛУ-245	Остаток почвы Горизонт С, глубина 80—90 см, % С=0,71	1820±80
ЛУ-248	Остаток почвы	4690±70

Комментарии. Как и у черноземов, здесь наблюдается увеличение возраста с глубиной для каждой из выделенных фракций, причем самой древней также оказывается III фракция гуминовых кислот, а самой молодой (за отсутствием фракции свободных кислот) — фракция гуминов. Остаток почвы занимает промежуточное положение между гуминами и гуминовыми кислотами II и III фракций. В связи с этим есть основания полагать, что возраст горизонта С должен быть безусловно старше полученной датировки (ЛУ-248 — 4690±70 лет назад).

Темно-каштановая почва, Туркменский район Ставропольского края (пашня на водоразделе, покрытом пустынно-степной разнотравно-типчаково-ковыльной растительностью).

Горизонт А, глубина 0—20 см, % С=2,0

ЛУ-262	Гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R ₂ O ₃	1000±100
ЛУ-268	Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	1080±120
ЛУ-267	Гумины современные Горизонт В, глубина 40—50 см, % С=1,16	(0,97±0,02) %
ЛУ-269	Гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R ₂ O ₃	3310±180
ЛУ-270	Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	4270±190
ЛУ-271	Гумины Горизонт ВС, глубина 70—80 см, % С=0,51	2740±120
ЛУ-272	Сумма гуминовых кислот, связанных с Са и минеральной частью	4270±110
ЛУ-274	Гумины Горизонт ВС, глубина 100—120 см, % С=0,29	5090±180
ЛУ-273	Сумма гуминовых кислот, связанных с Са и минеральной частью	5780±240
ЛУ-275	Гумины	7300±220

Комментарий. Темно-каштановая почва также обнаруживает сходство с черноземами Русской равнины и по «удревнению» с глубиной возраста как отдельных фракций гумуса, так и профиля в целом, и по возрастному соотношению фракций. Как и у черноземов [Арсланов и др., 1970; Арсланов и др., 1978] гумины могут быть самой «молодой» фракцией (вплоть до современных) в пределах корнеобитаемой зоны, а вне ее пределов — самой древней, что можно видеть в горизонте ВС на глубине

70—80 и 100—120 см. Ставропольская темно-каштановая почва оказалась древнее (>7000 лет) каштановой почвы из Моздокской степи, но следует учитывать, что датировка нижнего горизонта последней получена по остатку почвы и поэтому безусловно моложе самого минимального возможного возраста этой почвы. В целом каштановые почвы Моздокской степи, расположенные на террасах р. Терек, все же моложе каштановых почв Ставропольского края. Следует отметить, что определение возраста этих почв представляет большой интерес для понимания формирования почвенного покрова этой территории. Хотя, конечно, возраст почв нельзя полностью увязывать с возрастом рельефа, на котором они формируются, так как они всегда моложе, но учитывать это следует.

Равнины Восточного Предкавказья, на которых сформировались изучаемые каштановые почвы, образовались, по-видимому, после спада позднехвалынской трансгрессии, т. е. примерно 12 000 лет назад [Рычагов, 1977; Арсланов и др. 1978].

Горная лугово-черноземная почва склонов Баксанского ущелья (субальпийский остепненный луг близ с. Заюково, Баксанский р-н, Северный Кавказ)
Горизонт А, глубина 0,10 см, % С=9,5

ЛУ-249 840±70
Свободные гуминовые кислоты

ЛУ-250 1520±70
Сумма гуминовых кислот, связанных с Са и минеральной частью почвы

ЛУ-251 (107,1±0,9) %
Гумины современные
Горизонт В, глубина 30—40 см, % С=1,20

ЛУ-252 (100±1,5) %
Свободные гуминовые кислоты современные

ЛУ-253 5460±130
Гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R₂O₃

ЛУ-254 5830±100
Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы

ЛУ-255 8020±120
Гумины
Горизонт ВС, глубина 65—75 см, % С=0,69

ЛУ-256 9100±180
Сумма гуминовых кислот II и III фракций и гуминов

Комментарий. Данные, полученные для заюковского профиля, интерпретировать крайне трудно. По-видимому, уверенно можно говорить лишь об общей для равнинных черноземов, каштановых почв, горно-лугово-черноземных почв под Кисловодском и чернозема близ с. Заюково тенденции к «удревнению» с глубиной. Однако в заюковском профиле это «удревнение» происходит значительно быстрее: уже на глубине 65—75 см возраст по С¹⁴ — 9000 лет, в то время как у равнинных черноземов подобный возраст встречается на глубине 100—110 см (воронешский типичный чернозем) [Арсланов и др., 1970]. Вероятно, это следует объяснить расположением профиля заюковской лугово-черноземной почвы на склоне и в связи с этим — действием эрозийных и денудационных процессов. Во всяком случае, можно утверждать, что формирование горной лугово-черноземной почвы началось еще в раннем голоцене.

Типичный чернозем Тамбовской низменности (в 5 км от поймы р. Битюг на пологом, сильно дренированном склоне).
Горизонт А, глубина 0—20 см, % С=4,20

ЛУ-239	Гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃ Горизонт В, глубина 40—60 см, % С=2,56	750±170
ЛУ-240	Гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃ Пойменная луговая почва Тамбовской низменности, р. 2—72 (центральная равнинная пойма) Горизонт А, глубина 3—15 см, % С=4,28	1230±120
ЛУ-243	Гуминовые кислоты, связанные с Са и Черноземно-луговая почва Тамбовской низменности, р. 7—72 (на выровненном пространстве равнины вблизи долины р. Битюг) Горизонт А, глубина 0—20 см, % С=5,30	930±120
ЛУ-241	Гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃ Горизонт В, глубина 40—60 см, % С=2,06	2020±100
ЛУ-242	Гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	6900±170
<i>Комментарий.</i> Образцы отобраны и препарированы Л. А. Гришиной (МГУ). Несмотря на немногочисленность полученных данных, они тоже подтверждают зависимость возраста от глубины. Обращает на себя внимание довольно древний возраст верхнего горизонта (0—20 см) черноземно-луговой почвы, равный ~2000 лет. Эта датировка идентична полученной нами для пахотного горизонта другого профиля тамбовского чернозема Уваровского района [Арсланов и др., 1970], где древний возраст поверхностного слоя объяснялся перемешиванием и добавками более древнего органического вещества при вспашке почвы. Для типичного чернозема (р. 6—70) датировка для глубины 40—60 см оказалась слишком молодой (1230±120 лет), в то время как другие черноземы [Арсланов и др., 1970] имеют на этой глубине возраст около 3000 лет. Возможно, это связано с высоким уровнем стояния грунтовых вод. Довольно древняя датировка 6900 лет, полученная для горизонта 40—60 см черноземно-луговой почвы, позволяет предполагать, что это горизонт погребенный. Однако немногочисленность имеющихся датировок по данным профилям не позволяет делать определенные выводы.		
	Бурая лесная слабонасыщенная почва, Каларашский район Молдавской ССР Горизонт А ₁ , глубина 5—15 см, % С=2,51	
ЛУ-212	Свободные гуминовые кислоты современные	(101,6±0,8)%
ЛУ-231	Гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R ₂ O ₃	550±110
ЛУ-247	Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	1010±70
ЛУ-232	Гумины современные Горизонт АВ ₁ , глубина 25—30, % С=1,02	(103,2±0,7)%
ЛУ-213	Гуминовые кислоты, связанные с Са и минеральной частью почвы (II+III фр.)	1550±110
ЛУ-246	Гумины современные Горизонт В, глубина 70—80 см, % С=0,45	(102,7±0,8)%
ЛУ-248	Остаток почвы после всех обработок Горизонт С, глубина 100—110 см, % С=0,21	1820±70

ЛУ-259

3200±100

Остаток почвы после всех обработок

Комментарий. В Молдавии, как, впрочем, и во многих других местах, бурые лесные почвы связаны с буковыми лесами. Они занимают здесь наиболее увлажняемые и умеренно теплые позиции на высотах около 300 м [Урсу, 1977]. По данным Д. М. Болтянского [Болтянский, 1970], описываемый подтип бурых лесных почв распространен по узким, гребневидным, более пониженным водораздельным плато и склонам преимущественно западной экспозиции с отметками высот над уровнем моря 280—370 м. Методически пока еще сложно определить возраст лесных почв, даже слабонасыщенных. Гумуса у этих почв немного и он содержит очень мало длительно устойчивых и консервативных фракций, по которым обычно датируется почва. Поэтому полученные нами данные следует рассматривать как предварительные. Дальнейшее накопление данных и методические поиски позволят уточнить возраст этих почв. Однако следует заметить, что и публикуемые данные представляют интерес. С одной стороны, они показывают те же закономерности в изменении возраста в глубину почвы по горизонтам, которые были установлены и для почв степного и лесостепного типа почвообразования, и, с другой стороны, эти данные проливают некоторый свет и на их другую природу. Так, например, А. Ф. Урсу [Урсу, 1977] пишет о существующем взгляде на эндемичность и реликтовость буковых лесов; очевидно, это должно относиться и к почвам под этими лесами. Полученные же нами данные, даже со всеми оговорками (возраст глубоких горизонтов определяется по остатку почвы), говорят в общем о достаточно молодом возрасте этих почв — немногим больше 3000 лет. Правда, возраст бурых лесных почв определен пока для слабонасыщенного их варианта. Если принять, что развитие почвообразования под буковым лесом идет со временем в сторону усиления лесивирования и оподзоливания почв, а следовательно, и усиления ненасыщенности их, то подтип бурых лесных почв, исследованных нами, находится на какой-то начальной стадии развития. Определение возраста оподзоленных лесных почв позволит более определенно ответить и на этот вопрос.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А. Простой способ синтеза этана для измерения радиоуглерода и трития.— В кн.: Радиоуглерод: Материалы Всесоюз. совещ. по пробл. «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 1971.
- Арсланов Х. А., Герасимов И. П., Зубков А. И. и др. Распределение возраста чернозема с помощью радиоуглеродного метода.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Арсланов Х. А., Герасимова С. А., Леонтьев О. К. и др. О возрасте плейстоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродного и уран-иониевого методов датирования).— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И. Циклическая тримеризация ацетиленов и алкилацетиленов на хромалюмосиликатном катализаторе.— ДАН СССР, 1968, т. 183, № 4.
- Арсланов Х. А., Козырева М. Г. К вопросу о датировании современных почв радиоуглеродным методом.— В кн.: Северо-запад Европейской части СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, вып. 10.
- Болтянский Д. М. Бурые лесные почвы Кодра.— В кн.: Вопросы исследования и использования почв Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1970, сб. 6.
- Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1977.
- Тюрин И. В. К методике анализа для сравнительного изучения состава почвенного перегноя или гумуса.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1951, т. 38.
- Урсу А. Ф. Природные условия и география почв Молдавии. Кишинев: Штинца, 1977.

З. В. СТАРИКОВ, В. А. ЖИДОВЛЕНКО

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ЛЕСА И ДРЕВЕСИНЫ ИМ. В. Н. СУКАЧЕВА СО АН СССР

Сообщение 2

Измерения проведены на двухканальной сцинтилляционной установке. Носителем активности служил бензол. Период полураспада радиоуглерода взят 5568 ± 30 лет. Статистическая ошибка 1 сигма.

КРИЛ-50 **4650 \pm 55**

Древесина. Образец отобран из верхней части горизонта переслаивания песка и торфа. Правый берег р. Ужет, в 15 км от д. Шиткино Тайшетского района, Иркутской области. Глубина залегания 130 см. Предоставлен В. Д. Нащокиным и Н. И. Рубцовым. Образец заканчивает профиль «Бирюса» (Сообщение 1).

КРИЛ-106 **15650 \pm 450**

Древесина. Образец отобран из крупнозернистого аллювиального песка III надпойменной террасы на левом берегу р. Бирюса Тайшетского района, Иркутской области. Глубина залегания 15 м. Предполагаемый возраст 40 000 лет. Предоставлен Н. И. Рубцовым.

КРИЛ-56 **33030 \pm 550**

Древесина. Образец отобран в шахте Мерзлотной станции г. Игарка Красноярского края. Глубина залегания 8 м. Образец подвергался двойной химической обработке для удаления гумусовых веществ.

КРИЛ-55 **1530 \pm 30**

Древесина. Образец отобран из отложений речной террасы пос. Терское Кабардино-Балкарской АССР. Глубина залегания 6,5 м. Предоставлен высокогорным Геофизическим институтом.

Определение возраста образцов КРИЛ-55, КРИЛ-56 проведено в целях контроля за работой радиоуглеродной установки. Возраст этих образцов определен ранее в радиоуглеродных лабораториях Института геохимии им. В. И. Вернадского и Геологического института АН СССР.

КРИЛ-102 **2790 \pm 65**

Торф. Образец отобран в обнажении II террасы р. Обь, с. Лукашкин Яр Томской области. Глубина залегания 0,5—0,75 м. Предоставлен Ф. З. Глебовым и Л. С. Толейко. Дополнение к профилю «Лукашкин Яр» (сообщение I).

КРИЛ-105 **1530 \pm 60**

Древесный торф. Образец отобран из разреза II надпойменной террасы р. Обь к СВ от д. Новоилынка Колпашевского района Томской области. Глубина залегания 0,2—0,3 м. Предоставлен Ф. З. Глебовым и Л. С. Толейко.

Северный макросклон Западного Саяна, пос. Танзыбей, Красноярского края. Постоянная пробная площадь № 2, Ермаковский стационар Института леса и древесины СО АН СССР. Среднегорье, 500 м над уровнем моря; склон западной экспозиции, кедровник щитовниково-высокотравный. На поверхности почвы старый валеж, на котором растут взрослые кедры.

Дерево № 1 — колодина, покрытая мхом, по мху — травянистые растения (линия и др.) и подрост кедра и пихты. Диаметр колодины 48 см (без коры).

КРИЛ-85 **365 \pm 45**

Древесина. Образец взят из внутренней (центральной) части колодины.

КРИЛ-84 **365 \pm 45**

Древесина. Образец взят из периферической части колодины.

Дерево № 2 — колодина снизу сильно разложилась и осела, покрыта мхом, на колодине подрост кедра, пихты и березы разного возраста. Диаметр колодины 60 см.

КРИЛ-86 **300 \pm 40**

Древесина. Образец из периферической части колодины.

КРИЛ-87 **340 \pm 40**

Древесина. Образец из центральной части колодины.

Образцы предоставлены И. В. Семечкиным. Задачи анализа: определить время распада основного поколения кедрового древостоя.

КРИЛ-60 18050±350

Древесина из ствола березы под слоем глины на глубине 4,0 м. Образец отобран и предоставлен В. Д. Нащокиным.

Серия «Игарка»

Бугристый торфяник в 3 км от г. Игарки, по шоссе по направлению к карьере. Торфяник эллипсовидной формы вытянут на 20—25 м в широтном направлении. На разных глубинах торфяника в различных его частях отобраны образцы древесины и торфа.

КРИЛ-125 3930±50

Древесина. Образец отобран в СВ части бугра. Глубина залегания 0,5 м.

КРИЛ-119 5140±60

Древесина. Образец отобран в южной части бугра. Глубина 0,5 м.

КРИЛ-120 5200±60

Торф с обломками древесины. Образец отобран в южной части бугра. Глубина залегания 0,5—0,6 м.

КРИЛ-122 5410±60

Древесина. Образец отобран в северной части бугра. Глубина залегания 1,0 м.

КРИЛ-124 4960±60

Древесина. Образец отобран в юго-западной части бугра. Глубина залегания 1,0 м.

КРИЛ-123 5450±60

Древесина. Образец отобран в северной части бугра. Глубина залегания 1,25 м.

КРИЛ-118 7330±80

Древесина. Образец отобран в северо-восточной части бугра. Глубина залегания 1,5 м.

КРИЛ-128 5180±60

Древесина. Бугристый торфяник в 4,5 км к СВ от г. Игарка. Глубина залегания 1,3 м.

Серия «Дудинка»

Бугристые торфяники северо-восточнее г. Дудинка.

Разрез I. Бугристый торфяник в 1,5 км к СВ от г. Дудинка. Глубины даны от кровли подстилающих пород снизу вверх.

КРИЛ-134 7940±80

Торф. Нижний горизонт разреза 1 на глубине залегания 0,15—0,35 м от подстилающих ленточных глин с окатанной галькой.

КРИЛ-137 7260±80

Древесина. Глубина залегания 0,15—0,35 м.

КРИЛ-135 7050±70

Торф сильноразложившийся. Глубина залегания 0,6—0,75 м от подстилающих глин.

КРИЛ-138 7060±70

Древесина. Глубина залегания 0,6—0,79 м.

КРИЛ-136 6170±70

Торф средней степени разложения. Глубина залегания 1,25—1,4 м от подстилающих пород.

Разрез II. Бугристый торфяник в 150 м от разреза 1; в 1,5 км СВ от г. Дудинка.

КРИЛ-129 5410±60

Торф. Глубина залегания 0,4—0,5 м.

КРИЛ-130 5515±60

Торф. Глубина залегания 0,5—0,6 м.

КРИЛ-131	5890±60
Древесина. Глубина залегания 0,6—0,7 м.	
КРИЛ-132	6280±70
Торф. Глубина залегания 0,7—0,8 м.	
КРИЛ-133	6800±70
Древесина. Глубина залегания 0,7—0,8 м.	
Одной из целей отбора и датирования серий «Дудинка» и «Игарка» было определить время образования и динамику торфонакопления в бугристых торфяниках.	

Профиль «Хамар-Дабан»

Хребет Хамар-Дабан Бурятской АССР, г. Бабушкин, пос. Таежный.

Долинный торфяник на водоразделе хребта Хамар-Дабан на высоте 1200 м р. Халяторка.

КРИЛ-172	2060±40
Торф. Глубина залегания 0,1—0,2 м.	
КРИЛ-173	3650±40
Торф. Глубина залегания 0,2—0,3 м.	
КРИЛ-174	4400±50
Торф. Глубина залегания 0,3—0,4 м.	
КРИЛ-175	5510±60
Торф. Глубина залегания 0,4—0,5 м.	
КРИЛ-176	6250±60
Торф. Глубина залегания 0,5—0,6 м.	
КРИЛ-177	855±50
Древесина. Образец отобран в долинном торфянике в 25 км к северу от пос. Таежный, ручей Мишиха. Глубина залегания 0,2 м.	
КРИЛ-178	965±50
Древесина. Образец отобран в почве на склоне хр. Бушалай (1400 м) близ экспериментальной базы Института леса и древесины СО АН СССР. Глубина залегания 0,2 м.	
КРИЛ-171	1280±50
Уголь. Образец отобран в почве на одном из горных склонов, в 5 км от пос. Таежный. Глубина залегания 0,3 м.	
КРИЛ-180	1420±50
Уголь. Образец отобран в аллювиальных отложениях I надпойменной террасы р. Темник у пос. Таежный. Глубина залегания 0,85 м.	
КРИЛ-179	2135±75
Торф. Юго-восточный берег оз. Байкал. Пос. Боярск, в 1 км от поворота к турбазе. Образец отобран буром Гиллера. Глубина залегания 2,5—2,25 м.	
Образцы серий «Игарка», «Дудинка», «Хамар—Дабан» отобрал Э. В. Стариков.	

Н. В. КИНД, Л. Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, С. Н. ВИНОГРАДОВА,
А. Л. РЯБИНИН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ГИН АН СССР

Сообщение X

В прилагаемом списке все даты получены по сцинтилляционному варианту радиоуглеродного метода. Даты относятся к образцам, отобранным в 1974—1977 гг. из четвертичных отложений Таймырского полуострова. Даты даются в годах от современности.

- ГИН-1149 а** более 38 000
 Древесина. Полевой № 1128. Р. Малая Романиха, среднее течение. 20-метровый уступ, сложенный озерными и морскими отложениями. Образец взят с высоты 3 м над урезом реки из озерных отложений, залегающих под морскими алевритами с фауной. Предполагаемый возраст — раннекаргинский или казанцевский. Ранее из аналогичных отложений была получена дата >40 000 лет назад (ГИН-1146). Полученные даты не дают однозначного ответа о возрасте отложений. Образец отобран Н. В. Кинд и Л. Л. Исаевой в 1974 г.
- ГИН-1150** 40 600±800
 Древесина. Полевой № В-229. Озеро Янтардах, восточный берег. Коренной склон, сложенный озерными песками с линзами переотложенной угольной крошки, янтарем и обломками древесины. Предполагаемый возраст — каргинский. Образцы ГИН-1150, 1152, 1157 отобраны геологами ВАГТ в 1974 г.
- ГИН-1152** более 45 000
 Древесина. Полевой № Б-11. Р. Захарова Рассоха, в 15 км выше устья р. Баты Сала. Озерная терраса высотой 20 м, в цоколе которой выходит морена предположительно зырянского возраста. Образец взят из озерных отложений с глубины 10 м (2 м выше кровли морены). Предполагаемый возраст — позднезырянский или раннекаргинский.
- ГИН-1157** 35 600±1200
 Растительный детрит. Полевой № Б-348. Озерные отложения на склоне оз. Кинту с большим количеством намывного детрита. Предполагаемый возраст — каргинский.
- ГИН-1241** 6100±150
 Древесина. Полевой № ТХ-1. Р. Хатанга, 1 км выше пос. Старорыбное. Образец взят с водораздельного склона высотой ок. 40 м. Дата свидетельствует о климатическом оптимуме голоцена и произрастании на месте современной тундры (73° с. ш.) лиственничных лесов. Обр. ГИН-1241 и последующие 37 образцов отобраны Н. В. Кинд и Л. Д. Сулержицким в 1975 г.
- ГИН-1243** 1730±50
 Древесина. Полевой № ТХ-1^б. Там же, где и ГИН-1241, в 150 м ниже балка. Галечная терраса высотой ок. 13 м, 3 м над ур. реки.
- ГИН-1246** более 46 000
 Растительный детрит. Полевой № ТХ-1^в. Там же. Морские отложения, залегающие на высоте ок. 35 м над ур. реки. Образец взят из линзы детрита с янтарем и раковинами морских моллюсков.
- ГИН-1248** 690±100
 Современный растительный детрит. Пол. № ТХ-1^г. Там же. Образец отобран на бечевнике.
- ГИН-1249** 4600±150
 Современный растительный детрит. Полевой № ТХ-1^д. То же что ГИН-1248. Различие в возрасте объясняется примесью более древнего переотложенного детрита.
- ГИН-1250** более 48 000
 Древесина окатанная. Пол. № ТХ-1^г. Там же. Озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения, залегающие под морскими осадками, но над мореной предположительно зырянского возраста.
- ГИН-1253** более 49 000
 Торф с веточками. Пол. № ТХ-4^а. Р. Хатанга между пос. Новорыбное и мысом Крестовский. Прослой детрита в глинах под флювиогляциальными галечниками.
- ГИН-1264** более 33 000
 Торф моховой. Пол. № ТХ-11^а. Р. Верхняя Таймыра ниже устья р. Луктах. 15-метровая поверхность, сложенная песками с прослоями торфа. Глубина 8 м.
- ГИН-1266** 23 000±3000
 Торф моховой. Пол. № ТХ-12^а. Озеро на левобережье р. Верхняя Таймыра в 6 км к СВ от устья р. Дьюптотала. Останец 15-метровой террасы, сложенной песчано-алевритистыми осадками с прослоями торфа. Высота 6 м над ур. реки. Из прослоя, обогащенного корешками, с высоты 3 м ранее была получена дата 19 250±350 (ГИН-1265). Инверсия, возможно, объясняется переотложением более древнего материала в обр. ГИН-1266.

- ГИН-1268** 25% более совр.
Семена. Пол. № ТХ-12^г. Там же. Семена собраны на бечевнике с поверхности снежника.
- ГИН-1269** 9830±90
Растительный детрит. Пол. № ТХ-12^д. Там же. Намывной детрит с поверхности снежника. Дата свидетельствует о значительной примеси более древнего переотложенного детрита.
- ГИН-1270** на 34% более совр.
Растительный детрит. Пол. № ТХ-12^е. Там же. Паводковый детрит, собранный на бечевнике.
- ГИН-1271** 4300±200
Древесина. Пол. № ТХ-12^ж. Ствол лиственницы, взятый с бечевника.
- ГИН-1273** 2680±80
Растительный детрит. Пол. № ТХ-13^б. Р. Дьюптомала, 9-метровая терраса, глубина ок. 30 см.
- ГИН-1274** более 48 000
Растительный детрит. Пол. № ТХ-14^а. Р. Горбита, 15 км выше устья. 17-метровая терраса, сложенная морскими отложениями. Высота 3 м.
- ГИН-1275** более 46 000
Растительный детрит. Пол. № ТХ-14^г. Там же, высота 3,5 м над ур. реки.
- ГИН-1276** 37 800±900
Растительный детрит. Пол. № ТХ-14^д. Там же, выс. 5 м.
- ГИН-1277** 38 600±1500
Растительный детрит. Пол. № ТХ-14^ж. Там же, нижняя по течению часть обнажения, высота 5 м
- ГИН-1278** 3430±50
Древесина. Пол. № ТХ-14^к. Там же, бечевник у подножья обнажения.
- ГИН-1280** 7760±140
Растительный детрит. Пол. № ТХ-15^б. Озеро на правом берегу р. Верхняя Таймыра. Намывной детрит собран на поверхности бечевника. Дата свидетельствует о примеси более древнего переотложенного материала.
- ГИН-1281** 4450±160
Древесина. Пол. № ТХ-15^а. Там же, бечевник. Дата свидетельствует о средне-голоценовом возрасте древесины.
- ГИН-1283** 30 500±500
Раковины. Пол. № ТХ-16^д. Р. Логата, 20 км выше устья. Морские отложения под флювиогляциальными (?) косослоистыми песками с обильными обломками раковин. Образец взят из осыпи на склоне обнажения выше паводковых вод.
- ГИН-1285** 4150±50
Древесина. Пол. № ТХ-16^е. Там же. Ствол лиственницы взят с бечевника.
- ГИН-1286** 7100±300
Растительный детрит. Пол. № ТХ-17 бис. Левый берег р. Верхняя Таймыра у поселка рыбаков (40 км ниже устья р. Логата). Бечевник. Дата свидетельствует о значительной примеси более древнего переотложенного детрита.
- ГИН-1287** 7400±60
Растительный детрит. Пол. № ТХ-17 с. Оз. Таймыр между полуостровами Фусса и Саблер. Современный детрит собран на берегу озера. Дата свидетельствует о значительной примеси древнего материала.
- ГИН-1294** 6110±50
Древесина. Пол. № ТХ-21^к. Оз. Таймыр, мыс Саблера. Древесина поднята с бечевника у подножья обнажения. Дата свидетельствует о среднеголоценовом (атлантическом) возрасте дерева, попавшего сюда в виде плавника.
- ГИН-1295** 6110±50
Древесина. Пол. № ТХ-21^д. Там же, где ГИН-1294, но с другого конца обнажения.
- ГИН-1297** 11 000±100

Моховой торф. Пол. № ТХ-24. Оз. Таймыр, севернее мыса Плоский и ниже устья р. Нганасанская. 10-метровый уступ террасы (возможно, размытой), сложенной песками и супесями, глубина 4—5 м.

ГИН-1298 8850±250

Ветка лиственницы. Пол. № ТХ-25. Оз. Таймыр, среднее течение р. Безымянная, впадающей в озеро за мысом Плоский. 5—6-метровая терраса, сложенная песками с прослоями торфа в верхней части разреза. Образец взят со склона уступа. Дата свидетельствует о голоценовом (бореальном) возрасте дерева.

ГИН-1304 2100±40

Растительный детрит, намывной. Пол. № ТХ-А. Оз. Энгельгардт около домика рыбаков. Образец взят на пабереге.

ГИН-1305 3590±100

Растительный детрит. Пол. № ТХ-В. Там же, что 1304.

ГИН-1306 на 6% выше совр.

Растительный детрит. Пол. № ТХ-Б. Там же, что ГИН-1304 и 1305. Расхождение дат объясняется различной примесью более древнего детрита.

ГИН-1309-I 23 900±900

Морские раковины, внешний слой. Пол. № ТХ-32^а. Р. Нижняя Таймыра, 20 км ниже оз. Энгельгардт, правый берег у домика рыбаков. Уступ высотой ок. 15 м, сложенный морскими отложениями. Раковины собраны из верхней части разреза.

ГИН-1309-II 36 700±1000

То же, внутренний слой раковин.

ГИН-1301 более 45 000

Растительный детрит. Пол. № ТХ-33^а. Оз. Энгельгардт, северный берег, бухта в 2 км от р. Нижняя Таймыра. Озерная терраса высотой ок. 20 м, сложенная горизонтальнослоистыми песчаными и песчано-алевритистыми отложениями. Образец взят из прослоя войлочного детрита с высоты ок. 8 м над ур. озера.

ГИН-1312 более 15 000

Веточки. Пол. № ТХ-36^а. Оз. Таймыр, п-в Баскура, с.-в. край. Озерная терраса высотой до 15 м. Образец отобран с высоты 7—8 м над уровнем озера.

ГИН-1355-I 32 900±400

Раковины, внешний слой. Пол. № ТХ-41^а. Р. Большая Рассомашья. Морские отложения с обильной фауной, залегающие над мореной предположительно зырянского возраста и перекрытые озерными осадками предположительно сартанского возраста. Раковины отобраны из осыпи на уровне выхода морских отложений.

ГИН-1355-III 34 900±400

То же, внутренний слой раковин. Даты не противоречат каргинскому возрасту осадков.

ГИН-1484 4930±150

Древесина. Пол. № ОТ-1-6 (ИЛ-60/2). Р. Малая Рассомашья. Терраса высотой 4—5 м, глубина 2,5 м. Обр. ГИН-1484-1486 отобраны Л. Д. Сулержицким и Л. Л. Исаевой в 1976 г.

ГИН-1486 5430±150

Веточки. Пол. № ОТ-1^г (ИЛ-60/3). Там же, где и ГИН-1484.

ГИН-1486 3860±300

Древесина. Пол. № ОТ-1^в (ИЛ-60/1). Там же, глубина 0,5 м. Все три даты свидетельствуют о голоценовом возрасте террасы.

ГИН-1490 более 40 000

Растительный детрит. Пол. № ОТ-3-II. Р. Траутфеттер (правый приток р. Нижняя Таймыра), 30 км выше устья, правый берег. Озерно-лагунные отложения, переходящие вверх в морские и залегающие на морене предположительно зырянского возраста. Образец отобран из нижней части обнажения с высоты 5 м над ур. реки.

ГИН-1494-Б 3040±150

Торф. Пол. № ОТ-7. Р. Траутфеттер в 33 км выше устья. Торфяник на 18—20-метровой поверхности, сложенной мореной и флювиогляциальными отложениями предположительно зырянского возраста. Дата свидетельствует о молодом голоценовом возрасте торфяников.

- ГИН-1630** **8780±50**
Обломки древесины. Пол. № ОТ-10. Р. Траутфеттер, 7—8 км выше устья, левый берег. Терраса высотой 6—8 м, сложенная преимущественно алевритами. Образец отобран из прослоя, обогащенного торфом на гл. 1,5 м. Дата свидетельствует о формировании верхней части пойменного аллювия в бореальное время и, возможно, пронзрас-тании здесь в это время лесной растительности.
- ГИН-1497** **35 800±1000**
Веточки. Пол. № ОТ-13-II. Р. Нижняя Таймыра, правый берег в 2—3 км выше устья р. Чукча, 8—10-метровая терраса, сложенная внизу песчано-галечными, с при-месью валунов, вверху — песчано-глинистыми отложениями. Образец отобран из сред-ней части обнажения с высоты ок. 5—6 м над ур. реки из линзы, обогащенной уголь-ной крошкой, палочками и веточками.
- ГИН-1498** **35 800±500**
Ствол и корень дерева. Пол. № ОТ-13-III. То же обнажение. Образец отобран из ложкá, прорезающего уступ террасы, с высоты ок. 7 м над ур. реки.
- ГИН-1499** **более 48 600**
Древесина с комлем. Пол. № ОТ-13-IV. То же обнажение. Образец взят с бечев-ника под обнажением.
- ГИН-1500 а** **более 46 000**
Растительный детрит. Пол. № ОТ-13-V. То же обнажение. Косые прослои намыв-ного детрита в верхней части аллювиальной пачки. Глубина от бровки 3,2 м. Некоторый разброс и инверсия дат ГИН-1497, 1498, 1499 и 1500 для аллювия низкой (I-й?) над-пойменной террасы, возможно, объясняется интенсивным переотложением материала в придельтовой части долины р. Нижняя Таймыра и присутствием плавника, который мог попасть сюда из прибрежных частей Полярного бассейна.
- ГИН-1508** **2100±80**
Растительный детрит войлоковидный. Пол. № ОТ-26. Оз. Энгельгардт, бухта на-против домика рыбаков. Образец взят с бечевника. Дата свидетельствует о примеси более древнего материала.
- ГИН-1509** **170±50**
Растительный детрит современный. Там же.
- ГИН-1511** **43 100±800**
Древесина — ствол лиственницы. Пол. № ОТ-28. Оз. Энгельгардт, верховья речки, впадающей в 6 км к востоку от домика рыбаков. Остатки озерной 45—50-метровой тер-расы. Образец взят у подножья уступа в ложке.
- ГИН-1513** **более 41 000**
Растительный детрит. Пол. № ОТ-30. Оз. Энгельгардт, восточный берег. 25-метро-вая террасовидная поверхность, сложенная сверху горизонтально-, а снизу — кососло-истыми песками с гравием и галькой, обломками раковин и угольками с прослоями на-мывного детрита. Глубина от бровки ок. 4 м.
- ГИН-1514** **4000±200**
Моховой торф. Пол. № ОТ-2а. Оз. Энгельгардт. Перешеек в 2 км к северу от до-мика рыбаков. 8—9-метровая террасовидная поверхность, сложенная озерными отло-жениями. Образец взят у подножья уступа, ок. 8 м ниже бровки, из закопка на пабе-реге. Ранее из средней части разреза была получена дата 2450±150 (ГИН-1311). Обе даты свидетельствуют, что перешеек сформировался во второй половине голоцена.
- ГИН-1515** **на 4% выше совр.**
Растительный детрит современный. Взят с паберега оз. Энгельгардт около главной бухты.
- ГИН-1515 а** **на 20,5% выше совр.**
То же, что ГИН-1515.
- ГИН-1516** **на 9,2% выше совр.**
То же, что ГИН-1515, с высоты 2 м над ур. озера.
- ГИН-1517** **40 000±900**
Ветки ожелезненные. Р. Шренк против лагеря геодезистов (ниже устья р. Ма-монтова), лев. берег. Уступ, сложенный косослоистыми песками. Высота взятия образца 8—10 м над ур. реки.

ГИН-1517 а	более 48 000
Древесина не ожелезненная. Там же.	
ГИН-1521	30 300±400
Торф и травянистый мох. Пол. № ИЛ-191 ^е . Оз. Таймыр, мыс Саблера. Выход торфяников на пабереге.	
ГИН-1522	29 600±1000
Торф и травянистый мох. Пол. № ИЛ-191 ^ж . Там же, что ГИН-1521, 30 м дальше от склона.	
ГИН-1523	30 400±600
Торф и травянистый мох. Пол. № ИЛ-191 ^з . Там же, в 50 м от склона.	
ГИН-1524	24 200±800
Мох травяной слоистый. Пол. № ИЛ-191 ^д . Основное обнажение мыса Саблер, высота 8 м.	
ГИН-1525	21 400±1100
Мох травяной слоистый. Пол. № ИЛ-191 ^г . Там же, высота 11 м.	
ГИН-1526	18 400±1000
Стебельки и корешки. Пол. № ИЛ-191 ^в . Там же, высота 16 м.	
ГИН-1527	11 600±200
Мох травяной слоистый. Пол. № ИЛ-191 ^б . Там же, глубина от бровки 3,5 м.	
ГИН-1528	12 100±100
Мох травяной слоистый. Пол. № ИЛ-121 ^а . Там же, глубина от бровки 1 м.	
ГИН-1529	13 600±400
Детрит намывной современный. Пол. № ИЛ-191 ^а . Там же, под обнажением. Дата свидетельствует о значительной примеси древнего переотложенного материала.	

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. И. Плюснин.</i> К становлению палеопочвоведения	3
<i>Ф. А. Щербаков, А. А. Чистяков.</i> Современные представления о четвертичной геологии шельфа	22
<i>В. Л. Якимович, Ф. И. Сулейманова.</i> Магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена вледниковой зоны Предуралья	31
<i>Э. И. Девятдова, А. В. Раукас, Р. А. Рамяз, Г. И. Хютт.</i> Верхнеплейстоценовый разрез Пасьва (р. Вага, Архангельская область) и его стратиграфическое значение	38
<i>А. С. Лавров.</i> Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита	51
<i>Ю. А. Лаврушин, Н. П. Кураленко.</i> Чешуйчатые ледниковые отторженцы между речья рек Лужа и Протва	61
<i>Г. М. Майсурадзе.</i> К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии	74
<i>А. А. Никонов, Г. М. Шумова.</i> Об условиях залегания и геологическом возрасте палеолитических находок в Он-Арче (Киргизская ССР)	85
<i>М. Н. Алексеев, Л. В. Голубева.</i> К стратиграфии эоплейстоцена, нижнего и среднего плейстоцена Приморья	94
<i>Э. А. Вангенгейм, М. В. Сотникова.</i> Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засухино, Западное Забайкалье	106
<i>Н. В. Кинд, Л. К. Левчук.</i> Морские каргинские отложения в бассейне Нижней Таймыры и их микропалеонтологическая характеристика	118

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

[А. Г. Петренко.] Первая рабочая схема расчленения педокомплексов плиоцена и плейстоцена Башкирского Предуралья	132
<i>О. П. Брынов, С. В. Мияскин, А. Р. Станковский.</i> Комплексы фораминифер верхнего плейстоцена Зимнего берега Белого моря	139
<i>Г. А. Юозапавичюс, А. А. Юргайтис, Ю. З. Зимкуте.</i> Опыт изучения косой слоистости флюогляциальных и аллювиальных отложений с целью определения их генезиса	142
<i>Н. П. Калмыков.</i> К истории рода <i>Spirocetus</i> Boule et Teilhard de Chardin в Забайкалье	49
<i>Г. М. Немцова.</i> Связь петрографического состава и морфологии крупнообломочного материала основных морен с динамикой ледника (по материалам бассейнов рек Северная Двина и Вычегда)	158
<i>С. И. Дотдугев, Н. А. Лебедева.</i> О вулканогенно-обломочных отложениях района г. Георгиевск и возрасте липаритовых туфов и игнимбритов Центрального Кавказа	164

ХРОНИКА

<i>И. К. Иванова.</i> О работе Комиссии по изучению четвертичного периода в 1979 году	170
<i>Н. Д. Праслов, Г. В. Холмовой.</i> Всесоюзное совещание «Верхний плейстоцен и развитие палеолитической культуры в центре Русской равнины»	174

ПРИЛОЖЕНИЕ

<i>Х. А. Арсланов, А. С. Астахов, М. Г. Козырева, Т. М. Потапова, Е. В. Рубилин.</i> Радиоуглеродные датировки лаборатории НИИГ Ленинградского государственного университета. Сообщение II	177
<i>Э. В. Стариков, В. А. Жидовленко.</i> Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В. Н. Сукачева СО АН СССР. Сообщение 2	182
<i>Н. В. Кинд, Л. Д. Сулержицкий, С. Н. Виноградова, А. Л. Рябинин.</i> Радиоуглеродные датировки Лаборатории ГИН АН СССР. Сообщение X	184

УДК 551.79+728

К становлению почвообразования. Плюсины И. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

По данным современного почвообразования, исследований ископаемых почв, а также литературных источников, автор делает попытку обобщить материалы по становлению палеопедологии, начиная с ее истоков.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 78 назв.

УДК 661.782,2+551.79 : 56(118,2)(470.57)

Магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена внеледниковой зоны Предуралья. Яхимович В. Л., Сулейманова Р. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Стратиграфические, биостратиграфические и палеомагнитные исследования, проводившиеся в Предуралье в последние 10 лет, позволили построить предлагаемый сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена для внеледниковой зоны.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.7(47.45)

Верхнеплейстоценовый разрез Пасьева (р. Вага, Архангельская область) и его стратиграфическое значение. Девятова Э. И., Раукас А. В., Раямяэ Р. А., Хютт Г. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Приводятся данные комплексного изучения разреза Пасьева, расположенного на правом берегу р. Вага, притока Северной Двины. По совокупности данных спорово-пыльцевого анализа и серий радиоуглеродных и термолуминесцентных датировок делается вывод, что в этом разрезе встречаются отложения московского ледникового, миклуинского межледниковья и среднего валдая или верхневолжского межстадиала. Подчеркивается стратиграфическое значение разреза при разработке региональной стратиграфической схемы и решения проблемных вопросов верхнего плейстоцена.

Ил. 3. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.793(470.1)

Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита. Лавров А. С. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

На примере разреза Вастьянский Конь, расположенного в нижнем течении р. Печора, рассматривается строение широко развитых на северо-востоке Русской равнины напорных морен, морфологически выраженных валами высотой до 50—70 м при ширине 2—5 км и протяженности в десятки километров. В структурном отношении морены представлены серией кулисообразно надвинутых друг на друга, запрокинутых блоков-чешуй пород ледникового ложа. Предполагается, что выдавливание блоков-чешуй происходило в зоне контакта между маломощным мертвым и более мощным пассивным льдом благодаря перепаду давления на ложе и развитию процесса «глубокого сдвига». Блоки-чешуи пород ледникового ложа выдавливались из-под языков пассивного льда под пласты мертвого льда.

УДК 551.332.21.52+333.5

Чешуйчатые ледниковые отторженцы междуручья рек Лужа и Протва. Лаврушин Ю. А., Кураленко Н. П. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Рассматривается внутреннее строение и взаимоотношения с мореной крупных чешуйчатых ледниковых отторженцев, выявленных на междуручье рек Лужа и Протва. Отторженцы — разрозненные, переработанные ледником фрагменты ранее существовавшей своеобразной краевой зоны одной из трансгрессивных фаз московского оледенения.

УДК 551.89+550.838

К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии. Майсурадзе Г. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Исследования в бассейне верхней Куры, где широко развиты молодые вулканогенные образования и представлена серия разновозрастных террас, дают материал для определения возраста молодых эффузивных образований этого района.

Важным стратиграфическим репером признан Куринский долеритовый поток, излияние которого произошло по мнению автора на границе нижнего и среднего плейстоцена, внутри эпохи прямой намагнитченности Брюнеса.

Ил. 4. Библиогр. 31 назв.

УДК 551.791

Об условиях залегания и геологическом возрасте палеолитических находок в Он-Арче (Киргизия). Никонов А. А., Шумова Г. Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Местонахождение Он-Арча со времени его обнаружения А. П. Окладниковым считается нижнепалеолитическим. Детальное изучение геологии района позволило прийти к выводу, что относимые к нижнепалеолитическим каменные изделия извлечены не из среднеплейстоценовых галечников, а из лежащихся на них с перерывом и несогласием склоновых отложений позднплейстоценового возраста.

Приведенный материал заставляет считать наиболее вероятным нахождение изделий в позднплейстоценовых отложениях. Это свидетельствует о необходимости значительного омоложения геологического возраста палеолита Средней Азии.

Ил. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК 551.79+569+56(11)+(57)

Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засушино, Западное Забайкалье. В а н г е н г е й м Э. А., С о т н и к о в а М. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Описан разрез эоплейстоцен-плейстоценовых отложений местонахождения остатков млекопитающих у с. Засушино на р. Итацна. Выделены два разновозрастных горизонта, охарактеризованных фауной млекопитающих. Приведен анализ стратиграфического и географического распространения форм млекопитающих, предварительно определенных из этого местонахождения.

Ил. 3. Библиогр. 20 назв.

УДК 551

К стратиграфии эоплейстоцена, нижнего и среднего плейстоцена Приморья. А л е к с е е в М. Н., Г о л у б е в а Л. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Проводятся результаты геологического и палинологического изучения эоплейстоценовых, нижне- и среднеплейстоценовых отложений Приморья. Отмечается постепенная смена осадков и палинологических комплексов, указывающая на изменение климата от теплого и очень влажного в эоплейстоцене к более прохладному и менее влажному в среднем плейстоцене. Литологические характеристики отложений и палинологические данные могут быть использованы для выделения климатостратиграфических подразделений и дробного расчленения четвертичных отложений.

Ил. 5. Табл. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.79.563.12

Морские каргинские отложения в бассейне р. Нижняя Таймыра и их микропалеонтологическая характеристика. К и н д Н. В., Л е в ч у к Л. К. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Приводятся результаты изучения состава фораминифер и их распределения в 6 разрезах морских каргинских отложений в долинах р. Нижняя Таймыра и ее притоков. Последовательность смены комплексов позволяет сделать некоторые заключения об изменениях климата в каргинское время.

Ил. 2. Табл. 6. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.782.2+551.795 : 56(118,2)(470.57)

Первая рабочая схема расчленения педокомплексов плиоцена и плейстоцена Башкирского Предуралья. П е т р е н к о А. Г. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Один из основных, неразрешенных вопросов стратиграфии плиоцена и плейстоцена в Предуралье — вопрос о расчленении немых субаэральных отложений, представленных толщей лесовидных суглинков и погребенных почв. Палеопедологическое изучение 9 опорных разрезов плиоцена и плейстоцена в Башкирском Предуралье позволило выделить в них восемь разнотипных комплексов ископаемых почв различного возраста.

Библиогр. 6 назв.

УДК 56(119) : 562+(470.11)

Комплексы фораминифер позднего плейстоцена Зимнего берега Белого моря. Б р ы н о в С. В., М я с к и н С. В., С т а н к о в с к и й А. Ф. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Впервые приводятся результаты фораминиферного анализа отложений позднего плейстоцена Зимнего берега Белого моря. Дается зоогеографическая характеристика выделенных комплексов фораминифер и палеоклиматологическая реконструкция условий осадконакопления палеобассейна. Количественное распределение и видовой состав фораминифер позволяют сопоставить их с казанцевским комплексом Западной Сибири, п-ва Канин, низовьев р. Северная Двина и других районов.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.3.051.1 : 551.332.24+551.312.3

Опыт изучения косой слоистости флювиогляциальных и аллювиальных отложений с целью определения их генезиса. Ю о з а п а в и ч ю с Г. А., Ю р г а й т и с А. А., З и м к у т е Ю. З. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

На основе статистической обработки измерений косых слоев донной фазы седиментации четвертичных песчано-гравийных и песчаных отложений Прибалтики и Северной Белоруссии выявлены характерные сочетания значений средних углов падения, степени изменчивости углов наклона и ориентировки косых слоев отложений разного генезиса. Предложенную трехмерную диаграмму можно использовать для определения генезиса отложений по их слоистости.

Ил. 3. Библиогр. 6 назв.

УДК 56(116.2)(519.3)

К истории рода *Spigosegus* в Забайкалье. К а л м ы к о в Н. П. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Описываются роговые стержни представителей рода *Spigosegus* из местонахождений Засушино и Тологой в Западном Забайкалье, возраст которых соответственно верхний эоплейстоцен-нижний плейстоцен (?) и нижний плейстоцен. Приведены отличия трех видов рода *Spigosegus*, а также характеристика соответствующих признаков на материале из местонахождений Засушино и Тологой.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.79

О вулканогенно-обломочных отложениях района Георгиевска и возрасте лавитовых туфов и игнимбритов Центрального Кавказа. Дотдуге в С. И., Лебедева Н. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

В статье проведена корреляция вулканогенных образований района г. Георгиевск на Северном Кавказе с морскими и континентальными отложениями антропогена по найденной и проанализированной фауны млекопитающих и моллюсков в вулканогенно-осадочных породах. Изучение условий залегания и состава фауны позволяет считать, что извержение водо-раздельных туфов и игнимбритов Эльбруско-Чегемской области началось в конце среднего акагыла и продолжалось до конца раннего апшерона.

УДК 551.793.470

Связь петрографического состава и морфология крупнообломочного материала основных морен с динамикой ледника. Немцова Г. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Установлены главные закономерности распределения крупнообломочного материала основных морен бассейна Северной Двины и Вычегды по стратиграфическому разрезу и по площади исследованного района. Полученные данные свидетельствуют о четкой связи особенностей распределения крупнообломочного материала морен с динамикой ледниковых покровов. Северодвинская лопасть калнинского ледника отличается меньшей активностью по сравнению с той же лопастью московского ледника.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.351

Современное представление о четвертичной геологии шельфа. Щербаков Ф. А., Чистяков А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1981, № 51.

Дается обзор современного состояния исследований верхней части осадочного чехла современных шельфов океанов и морей. Подчеркивается, что в настоящее время вскрыты отложения морского и континентального плейстоцена, свидетельствующие о многократном чередовании трансгрессий и регрессий на современных шельфах в четвертичном периоде. Показано, особенно на примере позднечетвертичного этапа развития, что ход изменения уровня и его амплитуда четко коррелируются с событиями континентального ледниковья. Приводятся современные данные об уровнях Мирового океана и связанных с ним внутренних морей в плейстоцене.

Ил. 2. Библиогр. 18 назв.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
116	29 стр.	Equus	Equus
144	Рис. 1., фиг. А, Б	%	° (градус)
145	Рис. 2., фиг. А, Б	То же	То же

Зак. 5192

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 51

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 51

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода и Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Б. С. Шохет. Художественный редактор Т. И. Алексеева
Технический редактор Л. Н. Золотухина. Корректоры Д. Ф. Арапова, Н. Б. Габасова

ИБ № 21403

Сдано в набор 28.10.80. Подписано к печати 20.01.81. Т-03013. Формат 70×108¹/₁₆
Бумага типографская, № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая
Усл. печ. л. 18,2. Уч.-изд. л. 18,6. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 5192. Цена 2 р. 90 к.

Издательство «Наука», 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 90 к.