ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 59

«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

USSR ACADEMY OF SCIENCES

COMMISSION FOR STUDY
OF THE QUATERNARY

BULLETIN

OF COMMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

N 59

Editors-in-chief:

doctor of geological and mineralogical sciences
M.N. ALEKSEEV,
candidate of geographical sciences
V.E. MURZAYEVA

MOSCOW "NAUKA"
1990

БЮЛЛЕТЕНЬ

КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
М.Н. АЛЕКСЕЕВ,

кандидат географических наук
В.Э. МУРЗАЕВА

МОСКВА "НАУКА"

1990

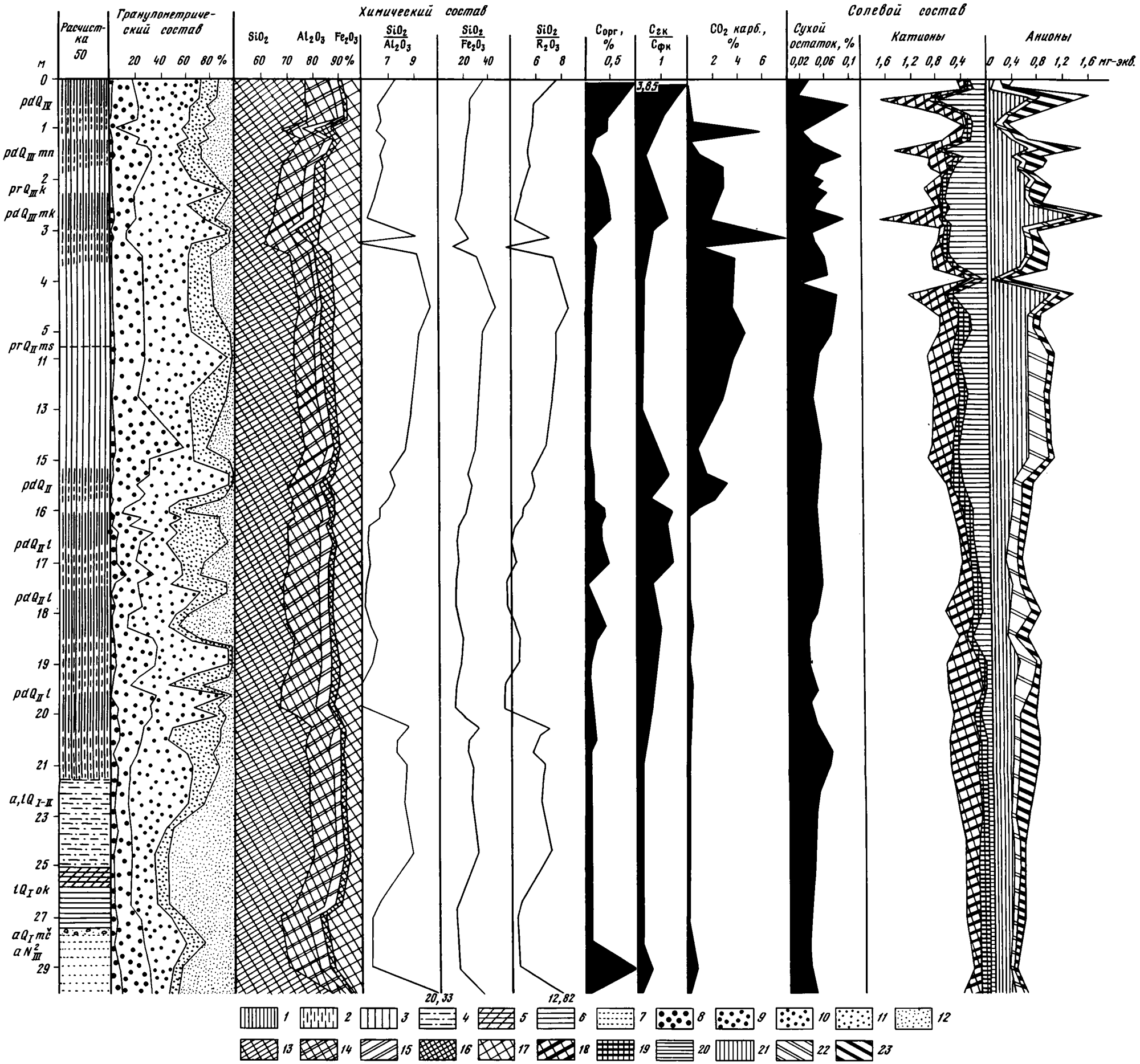


Рис. 2. Статиграфическая колонка и вещественный состав плейстоценовых отложений разреза Михайловка

1 – гумусовый горизонт; *2* – иллювиальный горизонт; *3* – лессовидный суглинок; *4* – алеврит; *5* – глина; *6* – коричневый суглинок; *7* – песок. Гранулометрический состав (фракции, мм): *8* – 0,5–0,05; *9* – 0,05–0,01; *10* – 0,01–0,005; *11* – 0,005–0,001; *12* – < 0,001. Валовой химический состав: *13* – SiO_2; *14* – Al_2O_3; *15* – Fe_2O_3; *16* – CaO; *17* – MgO, MnO, Na_2O, K_2O; *18* – Na; *19* – Mg^{2+}; *20* – Ca^{2+}; *21* – HCO_3^-; *22* – Cl^-; *23* – SO_4^{2-}

Зак. 776

УДК 551.79

В очередной номер Бюллетеня включены новые данные по геологии четвертичного периода. Большой блок информации относится к проблемам четвертичной геологии Севера СССР. В ряде статей освещается стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений Русской равнины: приводятся магнито-биостратиграфические данные, описания фаунистических и археологических местонахождений, результаты палинологических исследований. Уделено внимание и осадкам океанов — их стратиграфии и металлоносности. В приложении помещены радиоуглеродные датировки.

Редакционная коллегия:

А.Л. Яншин (главный редактор), *М.Н. Алексеев,*
А.А. Величко, В.П. Гричук, Н.И. Кригер,
В.Э. Мурзаева, К.В. Никифорова, С.М. Шик

Рецензенты: *Е.В. Девяткин, А.Е. Додонов*

Редактор *А.А. Фролова*

The issue contains new data on Quaternary geology. A considerable body of information related to Quaternary geology problems in the Soviet North is presented. The contributions provide data in stratigraphy of Pliocene and Quaternary deposits in the Russian Plain, magneto- and biostratigraphy, as well as descriptions of faunal and archaeological sites and palynological study results. The emphasis is also laid on stratigraphy and metal content of oceanic sediments. The appendix contains radiocarbon dates.

Editorial board:

A.L. Yanshin (editor-in-chief), *M.N. Alekseev,*
A.A. Velichko, V.P. Grichuk, N.I. Kriger,
V.E. Murzayeva, K.V. Nikiforova, S.M. Shik

Б $\frac{1804040000-355}{042(02)-90}$ 391-90, I полугодие

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-003410-X

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.79

Ю.Б. ГЛАДЕНКОВ, О.М. ПЕТРОВ

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ СЕВЕРА СССР

В данной статье авторы рассматривают некоторые спорные вопросы кайнозойской стратиграфии Арктического побережья — прежде всего Европейской территории СССР. Изучение кайнозойских толщ этого региона приобретает сейчас особо важное значение в связи с необходимостью увязки этих материалов с появившимися в последние годы геологическими данными по арктическому шельфу, а также с предпринимаемыми сейчас попытками расшифровать палеогеографические обстановки в арктическом секторе (включая Северный Ледовитый океан, северные побережья Европы, Азии и Америки — Канады и Аляски).

По-видимому, нет необходимости специально говорить о том, что при интерпретации геологических данных по этим районам следует проявлять максимум осторожности, ибо эти данные пока далеко не однозначны и сравнительно бедны. Любая некорректная интерпретация или безосновательное предположение могут привести к спорным, а в ряде случаев и просто ошибочным построениям и выводам. В этой ситуации следует особенно бережно анализировать фактический материал, чтобы отделить в нем действительно доказанное от только предполагаемого.

В последние десятилетия стратиграфии кайнозоя европейского Севера был посвящен ряд работ. Первый длительный этап изучения морских отложений Арктического побережья Европейской территории СССР завершился выделением северной, бореальной и беломорской трансгрессий, отложения которых разделены ледниковыми образованиями (Лаврова, Троицкий, 1960). Это позволило говорить о плейстоценовом возрасте морских отложений данного региона.

Дальнейшее интенсивное изучение в 60—70-е годы поверхностной рыхлой толщи, сопровождавшееся многочисленным бурением, привело В.С. Зархидзе, В.И. Белкина, И.Н. Семенова, В.Я. Слободина, О.В. Суздальского и других к выделению новых горизонтов морских отложений (просундуйская, колвинская, падимейская и другие свиты в Тимано-Печорской области и большехетская и усть-соленинская свиты и кочосская толща в Сибири), которым приписывался плиоценовый и даже миоценовый возраст (Геология..., 1966; Северный..., 1970; Семенов, 1973; Яхимович и др., 1973). При этом граница плиоцен—плейстоцена принималась авторами на уровне 0,7 млн лет. Для доказательства неогенового возраста нижней части рыхлой толщи привлекались в основном седиментационные, литологические и палеоморфологические данные, в меньшей степени использовались палеонтологические критерии. Критический анализ палеонтологических и стратиграфических данных по всему Северу СССР (Гудина, 1986; Гудина, Хорева, 1982; Гладенков, 1978; Троицкий, 1979; Петров, 1982) показал, что в морской толще" нет слоев, плиоценовый или эоплейстоценовый возраст которых подтверждался чем-либо, кроме весьма отвлеченных предположений или произвольных допущений" (Троицкий, 1979. С. 75—76).

Палеонтологический материал, в частности, по колвинской свите и ее корреляция со смежными регионами позволяли лишь допустить, что какая-то нижняя часть свиты может относиться к эоплейстоцену. Так, сравнительный анализ

комплексов моллюсков, с одной стороны, колвинской и падимейской свит, а с другой — малакофауны из исландских и английских толщ показал, что в названных свитах отсутствуют формы, характерные для плиоцена Северной Европы — зоны Serripes Исландии и Красного Крага Англии (нет ни вымерших, ни характерных плиоценовых видов). Поэтому еще 10 лет назад был сделан вывод: "Самое большое, что можно допустить (и то очень осторожно), — это соответствие печорских фаун эоплейстоценовым комплексам Брейдавика (именно в Брейдавике появились первые Portlandia arctica, Tridonta borealis, Propeamussium groenlandica, Nuculana pernula и др. формы, и именно Брейдавик в отличие от тьеднесских толщ содержит почти современную ассоциацию конхилиофауны)" (Гладенков, 1978. С. 132). Напомним, что Брейдавик, исходя из палеомагнитных и радиометрических дат, а также его стратиграфического положения, относится к эоплейстоцену.

В те же годы высказывались сомнения в правильности построения сводного разреза кайнозоя европейского Севера СССР В.С. Зархидзе (корреляция толщ в условиях неполноты кернового материала, частых фациальных замещений пород, изменения мощности пластов, невыясненного положения галечных толщ и их неопределенного генезиса и пр.).

Все это ставило под сомнение выводы В.С. Зархидзе о наличии доказанных неогеновых комплексов моллюсков в печорских разрезах. Для снятия этих противоречий он выдвинул предположение, что в арктических районах комплекс моллюсков с Portlandia arctica возник в неогеновое время, при этом указывалось на возможности его появления в среднем миоцене (?), а в бореальных широтах позднее — в четвертичный период. Подобное рассуждение, к сожалению, не основано на каких-либо серьезных фактах (для корреляции арктических и бореальных разрезов можно было бы использовать, например, палеомагнитные реперы и пр.). Кроме того, оно встречает трудности в трактовке биологической и экологической природы видов (крайне серьезный научный вопрос об изменении экологической природы, в частности P. arctica, решается без всякого обоснования). Мы здесь не говорим уже, что строгие палеонтологические доказательства наличия в миоценовых слоях представителей рода Portlandia в литературе отсутствуют: пока что достоверных палеонтологических описаний этого рода из "миоцена" нет. Другими словами, как специалисты-малакологи на основе имеющихся данных мы принять корреляцию В.С. Зархидзе не можем.

Однако, помимо моллюсков, для определения возраста рыхлых толщ европейского Севера СССР широко используются материалы по другим группам организмов. В публикациях В.С. Зархидзе с соавторами и других исследователей последних лет (Мерклин и др., 1979; Плиоцен..., 1981; Основные..., 1983; Кайнозой..., 1986; Слободин и др., 1986) колвинская свита и ее аналоги уверенно относятся к нижнему и среднему плиоцену, а падимейская свита и ее аналоги датируются средним и поздним плиоценом или ранним плейстоценом на основании фораминифер (в данном случае нижняя граница антропогена подразумевается на уровне 1,8 млн л.н.). Неогеновый возраст упомянутых свит в основном устанавливается через корреляцию с толщами Западной Европы, севера Канады, Гренландии и Аляски, которые в свете новых данных якобы достаточно обоснованно датированы по микрофауне (фораминиферы) и флоре (диатомеи). В частности, при этом в качестве решающего аргумента приводятся данные о зонах Cibicides grossa раннего-среднего плиоцена и Cassidulina teretis — среднего-позднего плиоцена (Слободин и др., 1986).

По данным В.Я. Слободина, "в СССР комплексы фораминифер с вымершими видами, в том числе с редкими C. grossa, установлены в отложениях падимейской серии Северо-Востока Европы. Совершенно очевиден плиоценовый возраст этой серии, подтверждаемый находкой вымерших на границе среднего и верхнего плиоцена диатомей зоны Rhizosolenia barboi, хотя до сих пор ее, как подстилаю-

щую колвинскую свиту, ряд геологов относят к четвертичной системе. Далее к востоку зона C. grossa установлена в низах кочосской серии на севере Средней Сибири, на Северном Таймыре" (Слободин и др., 1986. С. 197).

Однако ознакомление с первоисточниками, в которых выделены эти "зоны" (Feyling-Hanssen, 1976a, b) или их аналоги (Feyling-Hanssen, 1980a, b), а особенно со сводной работой (Feyling-Hanssen, 1985) однозначно показывает, что корреляция "северного" неогена СССР с разрезами севера Западной Европы и Канады не может считаться корректной ввиду сомнительности выделенных зон и фактического отсутствия их точной хронологической привязки.

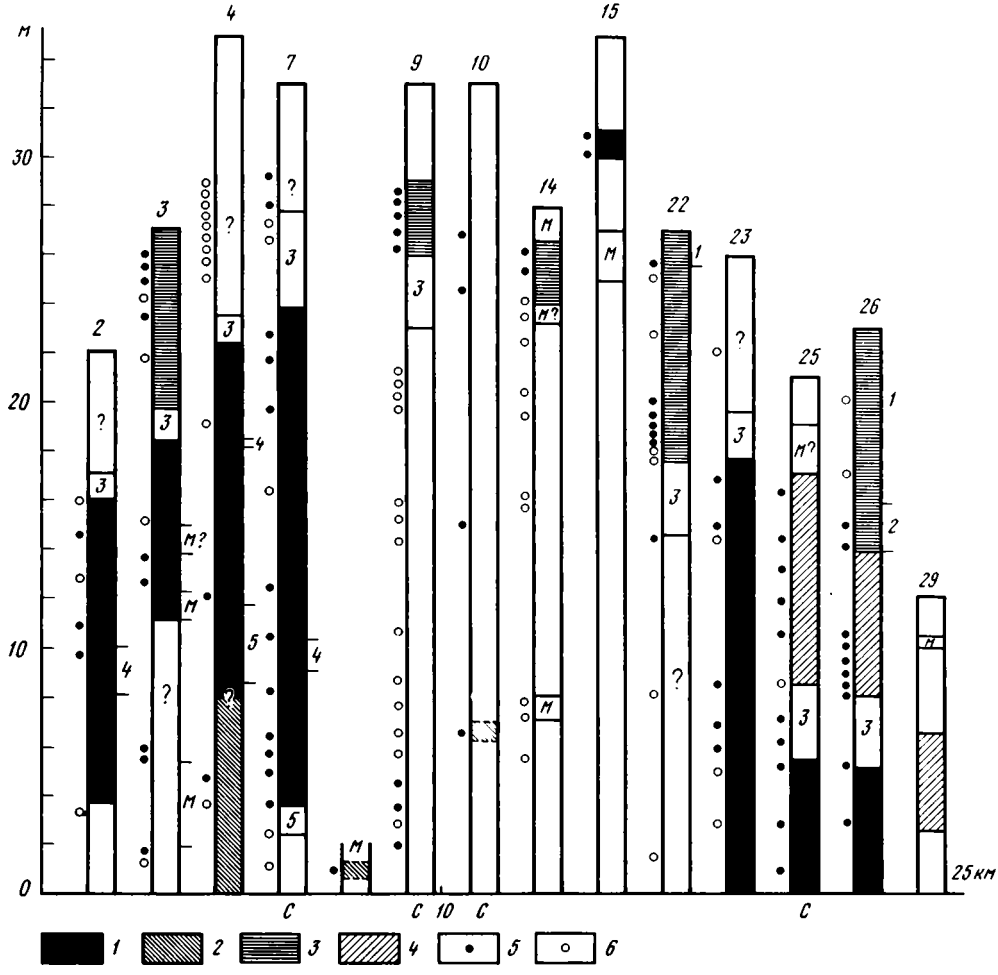
Впервые упомянутые зоны были выделены Р.У. Фейлинг-Хансеном в отложениях формации клайд-форленд в береговом обрыве высотой 20—40 м на о-ве Баффинова Земля. Она "сложена рыхлыми или слегка уплотненными осадками различного гранулометрического состава от грубого валунного галечника до глины. Отложения более или менее горизонтально-слоистые, местами слои наклонены или смяты в складки и разбиты сбросами. Бóльшая часть этих нарушений связана с гляциотектоникой. Такие дислокации в общем небольшие, но однако корреляция слоев от места к месту непроста. Оползни и грязевые потоки во многих местах закрывают поверхность обрыва и поэтому прослеживание простирания слоев возможно лишь на коротком расстоянии" (Feyling-Hanssen, 1985. С. 355—356).

"Образцы на фораминиферовый анализ были отобраны главным образом из тонкозернистых отложений. Большинство образцов (более 50% — *О.П.*), даже из слоев с большим количеством раковин моллюсков, в основном Hiatella arctica (Linne), оказались пустыми или содержали только корродированные раковины фораминифер. Это, вероятно, связано с растворением последних кислыми грунтовыми водами. Некоторые образцы содержали удивительно богатые ассоциации хорошо сохранившихся бентосных фораминифер. Определение надежных индекс-видов и анализ фаунистического состава каждой ассоциации позволили подразделить отложения на 4 пачки, а именно на зоны Nonion tallahatensis, Cibicides grossa, Cassidulina teretis и Islandiella islandica. Полная последовательность этих зон не встречена ни в одном (из 29 профилей. — *О.П.*) разрезе, а только части их" (Feyling-Hanssen, 1985. С. 358).

"Расположив образцы с фораминиферами различных разрезов в хронологический ряд, была составлена сводная схема стратиграфического распространения фораминиферовых зон" (Feyling-Hanssen, 1985. С. 358). При составлении схемы из 95 видов, установленных в формации клайд-форленд, были выбраны 29 форм наиболее "часто встречающиеся или стратиграфически важные" (Feyling-Hanssen, 1985. С. 358).

Таким образом, методика Р.У. Фейлинг-Хансена при стратиграфическом расчленении разреза отличается от общепринятой. Вместо выделения слоев и пачек в частных разрезах, их прослеживания и корреляции, а также последующего выявления состава и стратиграфического распределения в слоях ископаемых комплексов фораминифер за основу бралось фактически лишь стратиграфическое распределение отдельных видов (Cibicides grossa, Cassidulina teretis), установленное в других регионах, а именно в бассейне Северного моря. На этой основе собственно и составлялся сводный стратиграфический разрез изучаемой толщи, общая мощность которой составляет, кстати, всего 21,1 м (рисунок).

Вместе с тем большой процент пустых образцов (более 50%), различное количественное содержание и разнообразие видового состава от образца к образцу, несмыкаемость "зон", малая мощность как отдельных "зон" (0,3—13,4 м), так и сводного разреза, а также выделение "зон" по единичным образцам во многих случаях говорят о случайности состава той или иной ассоциации отдельных образцов и заставляют сомневаться в обоснованности выделения таких важных стратиграфических подразделений, какими являются зоны. Думается, в данном случае нельзя говорить не только о зонах, но даже о местных слоях с фауной.



Зональное расчленение и корреляция отложений формации клайд-форленд (составлено по: Feyling-Hanssen, 1976a, b, 1985)

1 — зона Cibicides grossa; *2* — зона Nonion tallahattensis; *3* — зона Islandiella islandica; *4* — зона Cassidulina teretis; *5* — образцы с фораминиферами; *6* — пустые образцы; *С* — стратотипический разрез зоны; *м* — морена. Цифры над колонками — номера разрезов, цифры в колонках и справа от колонок — номера морен

Из цитированного и рассмотрения фактического материала других статей (Feyling-Hanssen, 1976a, b) подразделение формации клайд-форленд на фораминиферовые зоны, их стратиграфическое положение и разновозрастность (плиоцен — поздний плейстоцен) вызывают большое сомнение. Больше оснований полагать, что в формации представлен единый комплекс фораминифер, возможно, с двумя фациальными ассоциациями, охватывающий последнее межледниковье (сангамон) и оледенение (висконсин) в рамках последних 130 (190) тыс. лет, что устанавливается по уран-ториевым и аминокислотным датировкам (в литературе указываются даты в пределах 115—185 тыс. лет (Feyling-Hanssen, 1976a, b; Andrews, Miller, 1984).

Обсуждая вопрос возраста отложений формации клайд-форленд, Р.У. Фейлинг-Хансен указывал, что "имеется некоторое сходство между зоной Islandiella islandica и верхнечетвертичными ассоциациями Севера Советского Союза (Гудина, 1976)

и Скандинавии (Feyling-Hanssen, 1964; Feyling-Hanssen et al., 1971), а другие три зоны несравнимы с верхнечетвертичными осадками Севера Европы. Позитивная корреляция, однако, обнаруживается с фораминиферовой последовательностью некоторых скважин Северного моря, и на этом основании Фейлинг-Хансен (Feyling-Hanssen, 1980a, b) предположил, что зоны Cibicides grossa и Nonion tallahattensis имеют плиоценовый возраст. Нижняя часть зоны Cassidulina teretis, возможно, также относится к плиоцену. Граница между плиоценом и плейстоценом, следовательно, может быть найдена в пределах этой зоны" (Feyling-Hanssen, 1985. С. 366—367).

Другими словами, Р.У. Фейлинг-Хансен плиоценовый возраст своих зон предполагал на основании корреляции с разрезами донных отложений Северного моря и окружающей суши (Англия, Бельгия, Нидерланды). При этом основной упор при определении границ зон и их возраста Фейлинг-Хансен делает на распространение двух видов — Cibicides grossa и Cassidulina teretis.

Ознакомление с биостратиграфическими работами по Североморскому бассейну Европы показывает, что местные биостратиграфические подразделения морских отложений фактически не имеют хронологической привязки и поэтому возраст толщ, относимых к плиоцену и плейстоцену, и граница между ними условны. "Из-за отсутствия образцов позднеплейстоценовых и современных отложений (из керна буровых скважин дна Северного моря. — *О.П.*) верхние границы видов, отмеченных в позднем плиоцене и раннем плейстоцене, являются неопределенными; многие из них известны в позднеплейстоценовых и постледниковых отложениях береговых разрезов (Feyling-Hanssen et al., 1971), а многие все еще обитают в Северном море или смежных районах" (King, 1983. С. 5). И далее, "положение плиоцен-плейстоценовой границы не может быть определено из имеющихся микрофаунистических или микрофлористических данных. Эта проблема обсуждена Фаннелом (Gurry et al., 1978). Положение этой границы предложено (Voorthuysen et al., 1972) в основании зоны Elphidium oregonense (эквивалент основания зоны NSB 16). Сейчас полагают, что она соответствует границе Гаусс—Матуяма палеомагнитной шкалы, которая в рамках стандартной биостратиграфической шкалы находится внутри зоны N 21 (Hailwood et al., 1979), т.е. в позднем плиоцене. Стандартная плиоцен-плейстоценовая граница сейчас помещается в событии Олдувей, которое падает в нижнюю часть зоны. Это событие все еще не установлено в Североморском бассейне" (King, 1983. С. 20).

Аналогичное положение относительно возраста фиксируется при биостратиграфическом расчленении морских отложений по фораминиферам в Бельгии и Нидерландах: "...нужно отметить, что возрастные привязки являются условными и такие термины, как верхний плиоцен, нижний плиоцен и т.д., должны рассматриваться только как заменители зональных названий в биостратиграфической классификации" (Doppert et al., 1979. С. 2; Doppert, 1980. С. 258). Поэтому ссылки некоторых авторов (В.С. Зархидзе, В.Я. Слободин и др.) на цитированные работы, якобы позволяющие точно определить возраст колвинской и падимейской свит, кажутся не очень убедительными.

В последних работах этих авторов для подтверждения неогенового возраста отложений Севера СССР утверждается, что в них "обнаружен комплекс диатомовых водорослей с зональным видом тихоокеанского происхождения Rhizosolenia barboi с верхней границей 1,8 млн. лет" (Слободин и др., 1986. С. 197). Однако по другим данным этот вид был распространен в отложениях северо-востока Японии от среднего миоцена до позднего плейстоцена (Barron, 1980), а по данным А.П. Жузе "Rhizosolenia barboi вымерла в Антарктике в плиоцене, а в бореальных районах верхний предел ее распространения средний плейстоцен" (цит. по: Кругликова, 1986. С. 122). Из сказанного следует, что по диатомовым также однозначно не устанавливается принадлежность колвинской свиты к плиоцену.

Несколько слов о комплексе остракод, изученных в анализируемых слоях.

"Самыми древними представителями морских остракод в неоген-четвертичных отложениях материкового обрамления арктического шельфа СССР являются такие виды, как Eucytheridea punotillata (Brady), Elopsonella concinna (Jones), Heterocyprides sorbyana (Jones), Balilis mirabilis (Bredy), Acantocythereis dunelmensis (Norman), Cluthia cluthae (Brady), Grosscey et Robertson), Palmenella limicola (Norman), Cytheropteron mintrosiense Brady, Grosskey et Robertson. Они составляют первый комплекс, который характеризует нижнюю часть колвинской свиты в Тимано-Уральском регионе" (Лев, 1983. С. 105). Все перечисленные виды остракод являются современными формами, живущими в бореальных и арктических морях, что, скорее, позволяет предполагать плейстоценовый возраст вмещающих отложений. Наиболее древние из них Acantocythereis dunelmensis, Elopsonella concinna, Cytheropteron montrosiense, отмечавшиеся в миоценовой окобыкайской свите Сахалина, в данном случае не могут служить показателями возраста.

Необходимо сказать, что сомнительность и неопределенность корреляции колвинской и падимейской свит соответственно с зонами Cibicides grossa и Cassidulina teretis усугубляются несовершенностью систематики позднекайнозойских и современных фораминифер, которая приводит к разночтению видов даже у одного автора в разные годы, не говоря уже о неодинаковом понимании объема видов и их изменчивости во времени и пространстве разными палеонтологами, а особенно между палео- и неонтологами. Примеры подробного положения имеются почти во всех проанализированных нами работах. Так, в формации клайдфорленд Р.У. Фейлинг-Хансен сначала выделил Cibicides rotundatus и соответствующую зону по этому виду-индексу (Feyling-Hanssen, 1976a, b), а в следующей работе признал определение этого вида ошибочным и переименовал его в Cibicides grossa (Feyling-Hanssen, 1980a). В этой же работе он писал, что "вместе с микропалеонтологами из Института геологии и геофизики в Новосибирске К. Фурсенко, В. Гудиной, Т. Полововой и Т. Троицкой имел возможность изучить огромное количество ископаемых комплексов фораминифер четвертичного возраста из отложений Кольского полуострова, печорского района, обь-енисейского района, Таймыра, Чукотки, Сахалина и побережья Японского моря. Cassidulina teretis нигде в них не найдена" (Там же. С. 168). И далее, "...один сомнительный Cibicides grossa был найден в керне скважины в печорском бассейне и один экземпляр в другой скважине того же района. Больше ни одним микропалеонтологом, работающим с морским плейстоценом этих обширных районов, данный вид не был найден" (Там же. С. 169). В более ранней работе Р.У. Фейлинг-Хансен отметил, что "Cassidulina teretis у В.И. Гудиной является Islandiella helenae (Feyling-Hanssen, 1976б. С. 89). Утверждения Р.У. Фейлинг-Хансена оказались, видимо, не совсем точными, так как в последнее время некоторые микропалеонтологи (Барановская, Зархидзе, 1985; Слободин и др., 1986) в том же материале нашли оба упоминаемых вида. Из сказанного видна настоятельная необходимость тщательной ревизии и разработки систематики группы форм, близких к Cibicides grossa (например, Cibicides lobatulus и C. rotundatus) и Cassidulina teretis (например, Cassidulina laevigata, C. carinata, Islandiella norcrossi, I. helenae), без чего любая корреляция колвинской, усть-соленинской и падимейской свит и кочоской толщи по фораминиферам с теми или иными толщами остается провизорной.

В заключение можно сказать следующее. Представляется, что приводимые в литературе доказательства в пользу неогенового возраста упомянутых выше отложений европейского Севера СССР не являются пока убедительными. Недостаточно обоснованная корреляция этих отложений с таковыми других разрезов арктического сектора, недоучет реального стратиграфического распространения отдельных форм, которые принимаются фактически за индекс-виды, неубедительность выделения зональных подразделений — все это серьезно компрометирует приемы и методы обоснования возраста осадочных толщ печорского и обь-енисейского районов.

Специального внимания заслуживают сведения о морских антропогеновых толщах восточного сектора побережья Арктики, которые появились сравнительно недавно (из работ 80-х гг. отметим, в частности: Гудина, Хорева, 1982; Граница..., 1984; Данилов, 1982; Евсеев, Недешева, 1983; Михалюк, 1982; Полякова, 1982; Сухорослов, Минюк, 1982; Кайнозой..., 1986; и др.). Мы их здесь подробно не разбираем. Из их сравнительного рассмотрения следует, что в настоящее время точный возраст обнаруженных в этих районах морских отложений пока не определен. Во всяком случае, утверждения о нахождении плиоцена, в частности, в скважине о-ва Айона нуждаются в серьезной проверке (Граница..., 1984), хотя в принципе обнаружение морского плиоцена в восточных районах Арктического побережья не может быть исключено.

Арктический бассейн в позднем кайнозое прошел сложную геологическую историю. В частности, в середине плиоцена после открытия Берингова пролива имел место заметный прохорез тихоокеанской фауны через Арктику в Северную Атлантику (появление комплексов моллюсков тихоокеанского происхождения в Исландии и Англии). Однако следов этих комплексов на Европейском побережье Арктики пока не найдено. В этой связи можно предположить, что плиоценовая трансгрессия либо не затрагивала районы современной прибрежной полосы (возможно, Арктический бассейн был меньше и береговая линия находилась севернее современного ее положения), либо миграция моллюсков тихоокеанского происхождения из Тихого океана в Северную Атлантику в плиоцене проходила в основном через Аляскинско-Канадское побережье и не охватывала Евразийское побережье в силу каких-либо гидрологических причин (Гладенков, 1978), либо, наконец, следы плиоценовой трансгрессии были уничтожены (эрозией, ледниками и пр.).

Для того чтобы окончательно решить затронутые выше вопросы, необходимо продолжить сбор дополнительных геологических данных (прежде всего биостратиграфических, палеомагнитных и пр.). Большую помощь в этих исследованиях может оказать сейсмостратиграфия, которая все шире внедряется в повседневную практику в арктических районах, и бурение.

В настоящее время фактов в пользу четвертичного возраста осадочных отложений севера евразийских районов СССР гораздо больше, чем в пользу их плиоценового возраста. В этом отношении выводы монографии "Четвертичная система" (1982) кажутся нам обоснованными.

Вместе с тем отрицать возможность нахождения неогена и эоплейстоцена в пределах названного региона авторы не собираются. При наличии соответствующих доказательств они готовы пересмотреть свои выводы.

ABSTRACT

Palaeontological evidence on marine mollusks, foraminifers, ostracods and diatoms indicates the Quaternary age (Eopleistocene-Pleistocene) of the lower part of the loose strata in the USSR Arctic coast. Recognition of some zones in the Canada Quaternary deposits by means of benthonic foraminifers and their age assignments are shown to be disputable. The doubts are expressed in achievement of reliable correlations between the Northern USSR, Canada and Western Europe by using these zones.

ЛИТЕРАТУРА

Барановская О.Ф., Зархидзе В.С. Биостратиграфические аспекты кайнозойской истории арктического шельфа (фораминиферы, моллюски) // Геологические события в истории плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа: Ин-т геол. БФ АН СССР, 1985. С. 16—32.

Геология кайнозоя севера Европейской части СССР / Под ред. А.И. Попова и В.С. Енокяна. М.: Изд-во МГУ, 1966. 261 с.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Граница плиоцена-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) / Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К., Половова Т.П., Сухорослов В.Л. Новосибирск, 1984. 104 с. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 560).

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.

Гудина В.И., Хорева И.М. Фораминиферы из морских отложений Севера и Северо-Востока СССР // Четвертичная система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 184—194.

Данилов И.Д. Рывеемский опорный разрез позднекайнозойских отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка)// Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 26—27.

Евсеев В.П., Недешева Г.Н. Особенности формирования прибрежно-морских отложений Колымской низменности // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1983. N 5. С. 37—44.

Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: 1986. 133 с. (Сб. научн. тр. ПГО "Севморгеология").

Кругликова С.Б. Зональное расчленение кайнозоя по радиоляриям и вопросы палеобиогеографии // Зональная стратиграфия по микроорганизмам и методы ее разработки: Тез. докл. X Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 121—122.

Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 124—136.

Лев О.М. Комплексы неоген-четвертичных остракод // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 104—143 (Тр. Сев. произв. объедин. по мор. геол.-развед. работам "Севморгеология"; Т. 190).

Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б. Определитель морских плиоцен-плейстоценовых моллюсков Северо-Востока Европейской части СССР. М.: Наука, 1979. 96 с.

Михалюк Ю.Н. Морские позднекайнозойские отложения в восточном секторе Советской Арктики // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: изд. ПГО "Севморгеология", 1982. С. 97—104.

Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М. и др. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 236—243.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. 263 с.

Петров О.М. Морские моллюски Севера и Северо-Востока СССР // Четвертичная система. Стратиграфия СССР. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 194—208.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. 175 с.

Полякова Е.И. Спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы четвертичных отложений Валькарайской низменности (р. Рывеем) // Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 1. Магадан: препр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 24—26.

Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 562 с.

Семенов И.Н. Стратиграфия антропогеновых отложений Большеземельской тундры. М.: Наука, 1973. 159 с.

Слободин В.Я., Дружинина Н.И., Куприянова Н.В., Степанова Г.В. Корреляция морских неогеновых отложений Арктики по биостратиграфическим данным (фораминиферы, диатомеи, остракоды) // Зональная стратиграфия по микроорганизмам и методы ее разработки: Тез. докл. X Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 196—198.

Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики морских отложений энмакайской свиты // Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 1. Магадан: препр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 27—29.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 293 с.

Четвертичная система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1982. Полутом 1. 443 с.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Семенов И.Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.

Andrews J.T., Miller G.H. Quaternary glacial and nonglacial correlations for the Eastern Canadian Arctic // Quaternary stratigraphy of Canada — A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 101—116. (Geol. Surv. Canada. Pap.; N 84—10).

Barron J. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, DSDP // Initial reports Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 641—685.

Doppert J.W. Lithosstratigraphy and biostratigraphy of marine Neogene deposits in the Netherlands // Meded. Rijks Geol. Dienst. 1980. Vol. 32—16. P. 255—311.

Doppert J.W., Laga P.G., de Meuter F.J. Correlation of the biostratigraphy of marine Neogene deposits, based on benthonic foraminifera, established in Belgium and the Netherlands // Ibid. 1979. Vol. 31—1. P. 1—8.

Feyling-Hanssen R.W. Foraminifera in Late Quaternary deposits from the Oslofjord area. Oslo: Univ.-forl., 1964. 383 p. (Norg. geol. unders.; N 225).

Feyling-Hanssen R.W. The Clyde foreland formation: a micropaleontological study of quaternary stratigraphy // Mar. Sedim. Spec. Publ. 1976a. N 1. P. 315—377.

Feyling-Hanssen R.W. The stratigraphy of the Quaternary Clyde foreland formation, Baffin Island, illustrated by the distribution of benthic foraminifera // Boreas. 1976b. Vol. 5, N 2. P. 77—94.

Feyling-Hanssen R.W. Microbiostratigraphy of young Cenozoic marine deposits if the Qivituq peninsula, Baffin Island // Mar. Micropaleontol. 1980a. N 5. P. 153—184.

Feyling-Hanssen R.W. An assemblage of Pleistocene foraminifera from Pigojoat, Baffin Island // J. Foram. Res. 1980b. N 10. P. 266—285.

Feyling-Hanssen R.W. Late Cenozoic marine deposits of East Baffin Island and East Greenland: microbiostratigraphy, correlation and age // Quaternary environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland. Boston: Allen and Unwin, 1985. P. 354—393.

Feyling-Hanssen R.W., Jorgensen J.A., Knudsen K.L., Andersen A.-L.L. Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes Norway. Copenhagen, 1971. 317 p. (Bull. Geol. Soc. Denmark; Vol. 21, pt 2/3).

King C. Cainozoic micropalaeontological biostratigraphy of the North Sea. L.: Majesty's Stat. off., 1983. 40 p. (Inst. Geol. Sci. Rep.; N 82/7).

McNeil D.H., Ioannides N.S., Dixon J. Geology and biostratigraphy of the Dome Gulf et al. Ukalerk C-50 well, Beafort Sea // Geol. Surv. Canada. Pap. 1982. N 80—32. P. 1—17.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.332.52:551.791(470.111)

О.Г. ЭПШТЕЙН

ОБНАЖЕНИЕ ВАСТЬЯНСКИЙ КОНЬ НА НИЖНЕЙ ПЕЧОРЕ — РАЗРЕЗ МОЩНОГО КОНЕЧНО-МОРЕННОГО СООРУЖЕНИЯ В АКТИВНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЕ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Конечные морены как характерный элемент ансамбля (по Н.И. Кригеру, 1972) краевых ледниковых форм давно привлекают внимание исследователей. Поэтому весьма многочисленны работы (например, Краевые образования..., 1972, 1978), освещающие геоморфологию, общие особенности строения и формирования конечно-моренных накоплений. Однако материалы, достаточно детально характеризующие отдельные конкретные образования такого рода, практически отсутствуют. В этой связи определенный интерес могут представить результаты нашего изучения крупного конечно-моренного сооружения, вскрывающегося в известном обнажении Вастьянский Конь на Нижней Печоре.

Обнажение (обн.) Вастьянский Конь — высокий (до 90—100 м) и протяженный (до 3 км) обрыв правого берега р. Печоры, в 170—180 км выше ее устья, в районе с. Великовисочное. Будучи крупнейшим выходом четвертичных отложений на северо-востоке Европейской территории СССР, это обнажение долгое время рассматривалось как один из опорных разрезов плейстоцена и посещалось почти всеми геологами, изучавшими новейшие осадки региона.

В истории изучения рассматриваемого обнажения отчетливо выделяются два периода, существенно различающихся трактовкой общей его структуры. Первоначально единодушно признавалось, что обн. Вастьянский Конь имеет достаточно простое устройство и что все слагающие его слои характеризуются нормальной стратиграфической последовательностью. В разрезе выделялось три основных элемента: внизу — пачка черных глин, в средней части — светло-серые пески со слоями валунных суглинков, которые "иногда как бы секут" вмещающие отложения (Попов, 1963. С. 22), а вверху — темно-серые валунные суглинки. Нижние глины относились к морским образованиям, пески средней пачки — к морским (Попов, 1963), дельтовым (Загорская и др., 1969) или аллювиальным (Зархидзе и др., 1970) осадкам. Генезис верхних валунных суглинков вызывал особо острые дискуссии: одни авторы (Лаврова, 1949; Зархидзе и др., 1970) считали их мореной, а другие (Попов, 1963; Загорская и др., 1969) — ледниково-морскими образованиями. При этом все элементы, осложняющие строение рыхлой толщи, объяснялись подводно-оползневыми деформациями и фациальными взаимопереходами. Представления об исключительно седиментационной или конседиментационной природе дислокаций, развитых в обн. Вастьянский Конь, изредка повторяются и в более поздних работах (например, Данилов, 1979).

Принципиально иная трактовка строения рассматриваемого обнажения появилась благодаря исследованию С.Л. Троицкого (Гольберт и др., 1974), который в 1970 г. пришел к выводу, что в этом коренном выходе валунные суглинки, слагающие и верхнюю пачку, и пласты среди песков, являются моренными образованиями и что все развитые здесь жесткие взаимные вклинивания песков, глин, валунных суглинков и другие нарушения первичного залегания осадков имеют

гляцигенную природу. По мнению С.Л. Троицкого, структура обн. Вастьянский Конь сформировалась в позднем валдае в результате возникшего в южной части обнажения чешуйчатого гляционадвига, сопровождавшегося внедрением материала морены (пластов валунных суглинков) между перемещавшимися блоками песков.

Недавно А.С. Лавровым (1981) было показано, что обн. Вастьянский Конь представляет собой разрез одного из валов краевых напорных морен Баренцево-морского ледникового покрова. В пределах обнажения этот вал имеет чешуйчато-надвиговое строение и состоит из верхнего горизонта основной морены и залегающих ниже блоков-чешуй, сложенных осадками глинистой и песчаной пачек. По А.С. Лаврову (1981), формирование чешуй произошло в результате запрокидывания на северо-восток крупных тел (блоков) осадков ледникового ложа, выжатых из-под края пассивного льда. Пластообразные тела бесструктурных валунных суглинков, залегающих в средней (существенно песчаной) части берегового обрыва, образованы материалом верхней морены при пассивном заполнении им сверху раскрытых полостей в зонах смещения, разделяющих блоки-чешуи.

Нами сравнительно недавно была изучена наиболее высокая и обнаженная (нижняя по течению реки) часть обн. Вастьянский Конь протяженностью около 1700 м. Сделана фотопанорама берегового обрыва, задокументированы многочисленные фрагменты обнажения и их детали, прослежены контакты основных структурных форм этого коренного выхода и инструментально уточнено высотное положение отдельных его элементов, изучена литология отложений. В результате, по нашему мнению, получена более полная, чем у предшествующих авторов, картина строения обнажения, существенно отличающаяся от ранее опубликованных схем (Попов, 1963; Гольберт и др., 1974; Лавров, 1981). Выяснилось, что конечная морена, обнажающаяся в береговом обрыве, имеет более сложный, чем представлялось (Лавров, 1981), характер и включает не только верхний горизонт валунных суглинков, но и значительную часть нижележащих осадков, в том числе и блоки гляционадвига, по С.Л. Троицкому (Гольберт и др., 1974). Выявилось согласное в целом залегание важнейших структурных компонентов и напорной морены, и осадков ледникового ложа, что указывает на формирование всего этого краевого гляцигенного сооружения под влиянием активных движений ледника.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ОБНАЖЕНИЯ

По нашим данным, в обн. Вастьянский Конь вскрывается мощная чешуйчатая морена, залегающая на интенсивно гляциодислоцированных рыхлых отложениях; последние представлены вверху разреза аллювиальными песками, а внизу — морскими глинами (рис. 1). Осадки ледникового ложа (глины и пески) имеют соответственно средне-позднеплейстоценовый и средневалдайский возраст (Гольберт и др., 1974); вышележащая морена является, таким образом, поздневалдайской.

Морена, занимающая верх берегового обрыва (от четверти до более половины его высоты), состоит из трех надвиговых чешуй, полого падающих на северо-восток и лишь у западного (нижнего по течению реки) окончания обнажения — на северо-запад. Полный набор чешуй наблюдается только на восточном фланге обн. Вастьянский Конь (интервал 1100—1700 м)[1]; в остальной части берегового обрыва непрерывно прослеживается одна верхняя чешуя, и лишь у западного окончания обнажения (0—150 м) ее подстраивает нижняя. Неполный разрез морены в западной и центральной частях обн. Вастьянский Конь объясняется, на наш взгляд, тем, что нижние чешуи здесь были срезаны при формировании верхней чешуи. Мощность конечной морены меняется от 15—30 м на западе и в центре обнажения до 70—80 м на восточном фланге. Слагающие морену чешуи устроены

[1] Обозначаемые здесь и далее интервалы (в м) указывают на положение рассматриваемых геологических элементов в обнажении согласно рис. 1.

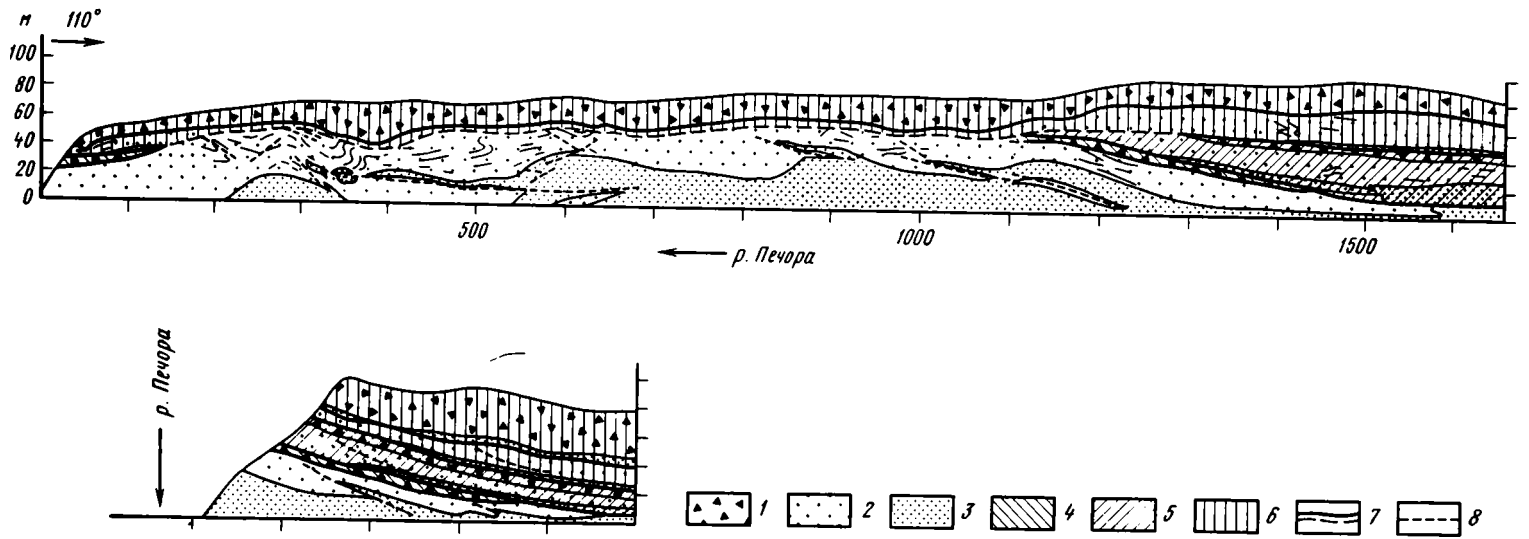


Рис. 1. Схема строения и предполагаемый поперечный разрез (нижний фрагмент) обн. Вастьянский Конь

1 — существенно валунные суглинки (основная морена); *2* — аллювиальные пески; *3* — морские глины; *4—6* — чешуи конечной морены: *4* — нижняя, *5* — средняя, *6* — верхняя; *7* — важнейшие разрывные нарушения: установленные — сплошные линии, предполагаемые — пунктирные; *8* — второстепенные разломы

по-разному: нижняя однородна и почти нацело сложена валунными суглинками, а средняя и верхняя имеют трехчленное строение и состоят (снизу вверх) из перемещенных дислоцированных морских глин, аллювиальных песков и валунных суглинков. Пластообразные тела морских глин, фиксирующих основание чешуй морены, залегают в зонах надвигов, куда они были выдавлены при перемещении надвиговых пластин. Верхняя моренная чешуя в центральной части обнажения ложится непосредственно на осадки ледникового ложа (см. рис. 1), не имея отчетливо выраженной подошвы. Здесь, при отсутствии протяженных инъективных тел морских глин в основании чешуи не удается, как правило, отделить пески, перемещенные в составе данной надвиговой пластины, от нижележащих гляциодислоцированных песков субстрата. Лишь в нескольких участках обнажения среди песков встречены сравнительно небольшие будины морских глин, которые, очевидно, обозначают положение подошвы верхней чешуи. Такие будины глин наблюдались на контакте с горизонтом валунных суглинков, венчающих чешую, и в 0,2—2 м ниже. А на отм. 300 м в 3—5 м ниже подошвы горизонта валунных суглинков среди деформированных песков совместно встречены перемятые тела валунных суглинков и черных морских глин, которые представляют собой, очевидно, остатки одной из срезанных нижних чешуй. Все это позволяет условно считать, что в центральной части обнажения основание верхней чешуи в целом располагается в нескольких метрах ниже подошвы входящего в ее состав горизонта валунных суглинков.

Осадки ледникового ложа, вертикальная видимая мощность которых составляет 15—30 м на флангах обнажения и до 40—60 м в остальной его части, повсеместно сложно дислоцированы: смяты в разные по величине и форме складки и рассечены разломами. Наиболее крупные нарушения проявлены в виде куполовидных поднятий кровли морских глин и отходящих от них на запад длинных "языков", которые по разрывным нарушениям, полого падающим на северо-восток (см. рис. 1), внедрились в песчаную пачку.

Отложения ледникового ложа

Подморенная толща, как уже отмечено, представлена пачкой глин внизу и песков вверху. На разных участках обнажения вертикальная видимая мощность первой пачки колеблется от 10—15 до 35—40 м, второй — от 10—20 до 30—40 м (см. рис. 1).

Пачка черных морских глин, слагающая нижнюю часть берегового обрыва, помимо глинистых образований, включает немногочисленные прослои (от 1—3 до 10—20 см) светло-серых и зеленовато-серых хорошо сортированных алевритов с массивным, иногда горизонтально-слоистым или градационным сложением, а также существенно песчаный пакет (5—7 м). Глины в основном имеют исключительно пелитовый состав и содержат хорошей сохранности остатки морской макро- и микрофауны — их списки приведены в ряде работ (Попов, 1963; Гольберт и др., 1974; и др.) — и очень небольшое количество (сотые доли процента) средне и хорошо окатанного разноориентированного гравийно-мелкогалечного материала, видимо, ледового разноса. Многочисленные остатки раковин морских моллюсков заключены и в песчаном пакете.

Отложения песчаной пачки имеют аллювиальный генезис; на это указывают не только их литологические особенности, но и геохимические показатели (Зархидзе и др., 1970; Гольберт и др., 1974). В составе пачки доминируют светло-серые мелкие пески (слои от 10—20 см до 2—4 м) с однонаправленной косой слоистостью (слойки падают в северных румбах), изредка с волнистой, косоволнистой или горизонтальной слоистостью. Встречаются слои средне- и крупнозернистых песков (до 30—50 см) с послойно расположенными среднеокатанными гравием и мелкой галькой, а также с глиняными окатышами. В песках присутствуют отдельные линзы намывного торфа, скопления кусочков веток, редкие слои (обычно до

10—15 см) серых горизонтально- или косослоистых алевритов, иногда содержащих прослойки (1—2 см) темных коричневато-серых алевритистых глин. Отдельные слои алевритов и песков обогащены мелким растительным детритом, который подчеркивает текстуру осадков и придает им темно-серую или яркую бурую окраску. На двух участках (отм. 870 и 1580 м) в песках на контакте с нижележащими глинами были обнаружены разобщенные мелкие утюгообразные валуны терригенных пород.

Отложения ледникового ложа на всю видимую мощность охвачены гляцигенными нарушениями разного порядка. Наиболее крупные дислокации отчетливо распознаются лишь там, где в них совместно участвуют достаточно мощные и песчаные, и глинистые осадки. А в литологически существенно однородных песчаной и глинистой пачках удается выявить, как правило, лишь мозаику мелких деформаций.

В пачке морских глин дислокации устанавливаются почти исключительно благодаря наличию алевритовых прослоев. Характер выявляемых нарушений достаточно однотипен. Все слои алевритов превращены в разноориентированные (до субвертикальных) удлиненные со сложными границами и внутренними деформациями будины, размер которых достигает 1,5 м по длинной оси, редко больше. Будины прихотливо изогнуты, закручены в рулеты и рассечены разломами, часто падающими на северо-восток; амплитуда смещения по разрывам достигает 10—20 см. Удается установить, что по будинам алевритов выявляются лежачие антиклинальные и синклинальные складки (размер до 2—3 м), осложненные более мелкими пликативными и разрывными нарушениями. Кроме этого, в глинистых алевритах песчаного пакета встречаются обособленные линейно-вытянутые участки (до 0,5×5—7 м) брекчий (гляциотектонитов), в которых алевриты превращены в массу щебневидных обломков размером до 1—5×5—10 см, плотно причлененных друг к другу и лишь вблизи контактов со слоями песков, разделенных тонкими (до 1—3 мм) песчаными "пленками".

Отложения аллювиальной пачки, как и нижележащей глинистой, сильно деформированы гляциотектоническими процессами. Наиболее характерны разрывные нарушения. Часто встречаются системы сопряженных разломов, падающих на северо-восток и юго-запад (падение первых во многих случаях более пологое); присутствуют и пакеты сближенных параллельных разрывов. Перемещение блоков песков по разломам часто сопровождается их разворотом относительно друг друга, особенно заметным в вертикальной плоскости: в соседних блоках видимые углы падения песчаных слоев зачастую отличаются на 10—50°. В песчаной пачке достаточно многочисленны и пликативные дислокации. Обычно они выражены в виде слабых изгибов слоев, но часто (особенно в верху пачки или близ крупных надвигов) встречаются складки лежачие и волочения с осями, в основном падающими на северо-восток. Самая крупная складка волочения, наблюдающаяся на отметке 350 м, имеет размер более 15×20 м. В песчаной пачке проявлены также процессы будинирования и закатывания в рулет прослоев глинистых алевритов.

Весьма сложно деформирован и контакт между глинистой и песчаной пачками. Наиболее впечатляющими нарушениями являются, как уже отмечено, крупные (протяженность до 200—300 м) асимметричные куполовидные поднятия кровли глин, от западных более крутых склонов которых полого вверх в пески прослеживаются длинные пластообразные "языки" глин (см. рис. 1). Последние залегают в зонах надвигов между мощными чешуями песков и имеют пологое северо-восточное падение. Самый протяженный "язык" глин наблюдается на западном фланге обнажения. При длине 160—170 м он достигает мощности 10—15 м у своего основания и 0,5—2 м — в остальной части. В пределах детально изученного участка (отм. 400—450 м) это инъективное тело глин устойчиво под углами 5—25° падает на северо-восток (аз. пад. 10—50°), имея неровные секущие контакты

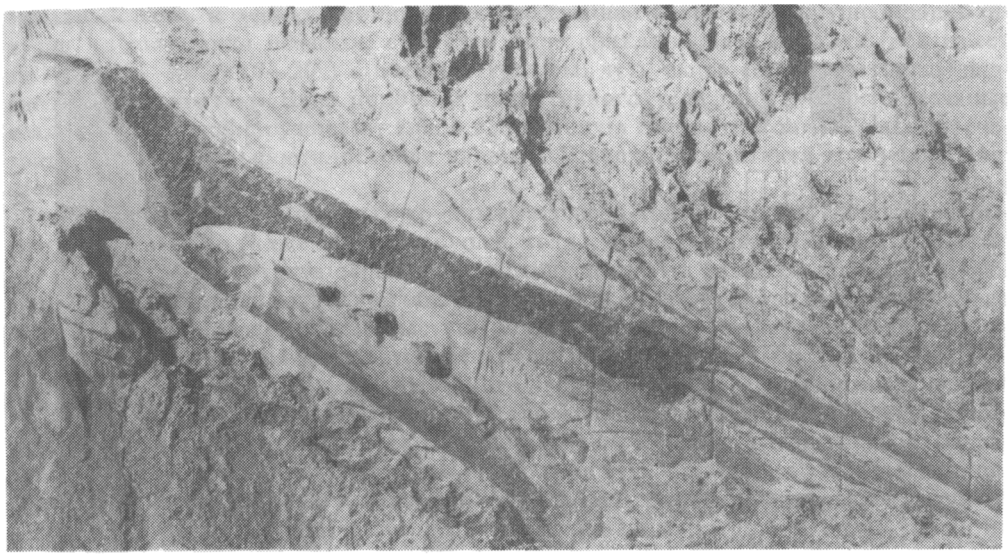
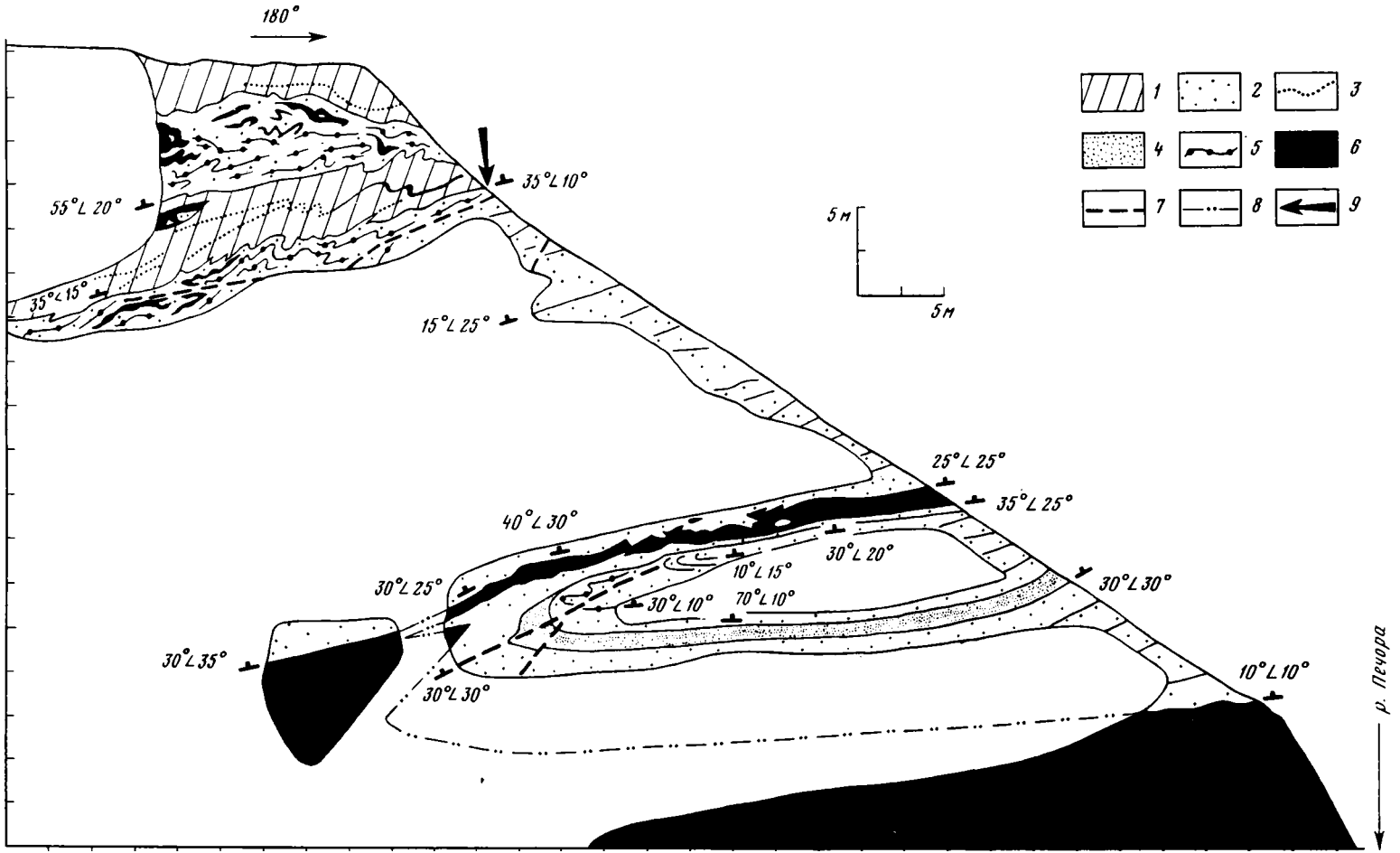


Рис. 2 Фрагмент крупной будины одного из инъективных тел морских глин в зоне надвига, развитого в пачке аллювиальных песков (отм. 310—320 м)

Отчетливо выражены несогласные границы будины и в большей мере секущий нижний контакт. Темные слои в песчаной пачке — мелкозернистые алевриты. Вертикальные линии разметки на плоскости расчистки проведены через 1 м

(особенно нижний) с вмещающими песками. Угловое несогласие между данным телом глин и нижележащими песками составляет 20—30°; ниже зоны контакта в песках наблюдаются складки волочения с осями, полого падающими на северо-восток, и ряд других нарушений. Несогласные взаимоотношения "языка" с вышележащими песками менее определенны из-за отсутствия здесь в последних слоистости. На линии простирания данного пластообразного тела глин, в 15—20 м к западу от его окончания (отм. 300—360 м), среди песков заключены удлиненные деформированные блоки черных глин. Они, по нашему мнению, являются будинами дистальной части рассматриваемого "языка" глин и образовались в завершающую стадию формирования надвига. Наиболее крупная из будин — протяженностью более 15 м (отм. 300—320 м) имеет общее пологое северо-восточное падение. При линейной вытянутости ей свойственны сложная форма, многочисленные пережимы и мощность, колеблющаяся от 10—20 см до 0,5—1,2 м (значительный фрагмент будины показан на рис. 2). Нижняя граница будины весьма неровная, участками прямолинейна и почти на всем протяжении имеет четко выраженный режущий надвиговый характер: угловое несогласие между ней и подстилающими песками составляет 20—75°. Верхний контакт будины более "мягкий", сглаженный; к линии этого контакта пески обычно наклонены под углами до 10—20°, а непосредственно возле границы плавно уменьшают угол падения до почти согласного прилегания к будине. Более мелкие будины глин дислоцированы совместно с вмещающими песками.

Другой крупный инъективный "язык" глин изучен в районе отм. 1010 м (рис. 3). Он представляет собой длинное (более 60 м) пластообразное тело ((мощность от 20—30 см до 2,2 м), полого воздымающееся от кровли глинистой пачки вверх в пески. Зона надвига, в которой заключен этот "язык", субпараллельна подошве перекрывающего пески горизонта валунных суглинков верхней моренной чешуи и имеет аз. пад. 15—40°, ∠15—30°. Границы инъективного тела глин пологоволнистые, участками весьма неровные. Непосредственно ниже зоны надвига, обозначенной


180°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
5 м
5 м
55°∠20°
35°∠15°
35°∠10°
15°∠25°
25°∠25°
35°∠25°
40°∠30°
30°∠20°
10°∠15°
30°∠25°
30°∠10°
70°∠10°
30°∠30°
30°∠35°
30°∠30°
10°∠10°
р. Печора

"языком" глин, в песках наблюдается рассеченная разрывами крупная запрокинутая на юго-запад лежачая, сжатая в ядре синклинальная складка (ось имеет аз. пад. 10—30°, ∠15—20°) с висячим крылом, чуть выше ее оси срезанным надвиговой плоскостью. Близ подошвы инъективного тела глин алеврито-песчаные осадки местами обнаруживают слабо выраженную гляциотектоническую полосчатость, субпараллельную плоскости надвига. У верхнего контакта этого тела глин пески бесструктурны.

За пределами рассмотренных крупных надвигов контакт пачки глин с перекрывающими песками также сильно нарушен, хотя и деформациями меньшего масштаба. Поверхность контакта осложнена многочисленными разными по форме углублениями и выступами величиной обычно до 30—50 см по горизонтали и 10—20 см по вертикали. Наиболее крупные выступы глин — асимметричные (скошенные) клиновидные — размером в первые метры связаны с разломами; их лежачий бок представляет собой плоскость разрывного нарушения, прослеживающегося далее в пески. В песках близ разломов иногда появляется гляциотектоническая полосчатость, субпараллельная плоскости нарушения и резко несогласная с сохранившейся в осадках седиментационной слоистостью. Во многих участках приконтактовой с песками зоны (мощность 10—25 см) глины брекчированы: разбиты трещинами на куски разной формы и величины (обычно до 5—10 см). Пески по этим трещинам проникают между кусками глин, полностью окружая часть обломков.

Чешуйчатая морена

Как уже отмечено, в обн. Вастьянский Конь конечная морена, перекрывающая песчано-глинистые отложения, состоит из трех чешуй: нижней, сложенной материалом основной морены, средней и верхней, включающих моренные суглинки вверху и перемещенные аллювиальные пески и морские глины внизу.

Морские глины, образующие основание двух моренных чешуй, аналогичны глинам субстрата. Они также имеют почти исключительно пелитовый состав, включают остатки микро- и макрофауны и участками — будинированные тонкие алевритовые слойки.

Аллювиальные пески, входящие в состав чешуй морены, литологически не отличаются от подморенных песков; в средней чешуе на отм. 1550—1580 м среди песков нами установлены старичные отложения — 1,5-метровый слой темно-серых с тонкой горизонтальной слоистостью алевритистых глин, заключающих девять видов пресноводных диатомей (определения Н.И. Головенкиной).

Темно-серые валунные суглинки всех трех моренных чешуй имеют непостоянный глинисто-алеврито-песчаный состав (песчаных частиц 35—60%, алевритовых 15—40%, глинистых 20—40%) и включают до 10—20% грубообломочного материала. По данным полевых исследований и изучения шлифов, обломочный материал отложений (от песчаных зерен до валунов) в своей массе ориентирован длинными осями на северо-восток. Среди обломков размером 1—100 мм доминируют дресва и щебень с отдельными прямолинейными слегка заглаженными ребрами и плоскими пришлифованными гранями. Средний балл окатанности материала 1—5 см колеблется около 0,5—0,6; грани каждого третьего—десятого такого обломка покрыты ледниковой штриховкой (Эпштейн, 1986). У валунов постоянно наблюдаются штрихованные поверхности. Материал фракции 1—5 см представлен

←

Рис. 3. Строение одного из участков обнажения (район отм. 1010 м), ориентированного вкрест общего простирания берегового обрыва

Хорошо видны основная морена верхней чешуи с зоной надвига, пачка аллювиальных песков с внедрившимся "языком" морских глин и морские глины. *1* — валунные суглинки; *2* — пески; *3* — тонкие песчаные "ленты"; *4* — алевриты; *5* — тонкие слойки алевритов; *6* — морские глины; *7* — разломы; *8* — предполагаемые границы тел морских глин; *9* — подошва горизонта морены верхней чешуи

очень плотными черными известняками (50—60%), серыми и темно-серыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами (20—40%), темноцветными кварцитами (10—15%), изредка кремнистыми и рыхлыми терригенными породами (Эпштейн, 1987). В тонкозернистом материале валунных суглинков присутствуют остатки переотложенных, по мнению В.И. Гудиной, фораминифер, единичные переотложенные остатки диатомей (заключение Н.И. Стрельниковой) и очень редкий раковинный детрит. В валунных суглинках содержатся многочисленные разной формы и величины (до десятков метров) отторженцы рыхлых песчано-алеврито-глинистых отложений.

Нижняя чешуя морены представлена двумя крупными разобщенными фрагментами пласта валунных суглинков на западном и восточном флангах обнажения. Эти блоки основной морены имеют протяженность соответственно 160—170 м и более 350 м при мощности 1—5 м. Они залегают на гляциодислоцированных песках ложа и по зонам надвигов перекрыты отложениями средней моренной чешуи в восточной части обнажения и образованиями верхней чешуи на западном фланге. Между валунными суглинками нижней чешуи и песками вышележащих чешуй вдоль зон надвигов на значительном протяжении прослеживаются инъективные тела черных морских глин (см. рис. 1).

В западной части обн. Вастьянский Конь валунные суглинки нижней моренной чешуи полого падают на северо-запад (аз. пад. 230—240°, ∠5—10°). В целом они массивны и содержат редкие тонкие песчаные "ленты" (0,2—0,5 см×0,5—1,0 м), вытянутые в целом согласно с границами пласта. Возникновение этих "лент", опираясь на исследования Ю.А. Лаврушина (1976), мы связываем с режеляционными процессами.

Хорошо обнаженный и детально изученный фрагмент нижней чешуи на восточном фланге обнажения имеет устойчивое пологое северо-восточное падение (аз. пад. 10—50°, ∠5—10°, редко до 15°). Его подошва и кровля в целом линейно выдержаны, но изобилуют различными мелкими неровностями. В теле основной морены присутствуют немногочисленные тонкие песчаные "ленты" (до 1—2 см×1,5—2,0 м), субпараллельные ограничениям пласта, и единичные сложно деформированные отторженцы песчано-алеврито-глинистых осадков (до 0,5—0,7×2—4 м); в подошвенной части морены наблюдаются текстуры захвата (рис. 4).

Некоторые черты строения нижней чешуи возникли на более поздних этапах формирования напорной морены. Применительно к восточному фрагменту нижней чешуи — это наблюдаемые на флангах следы разрыва пласта основной морены и отчленения от него отдельных будин, уступы в кровле морены, ограниченные плоскостями разломов, трассирующихся в вышележащие отложения (см. рис. 4).

Средняя чешуя морены, состоящая из морских глин и аллювиальных песков внизу и валунных суглинков вверху, развита на западном фланге обнажения. Ее протяженность превышает 550 м, а мощность достигает 25—30 м. На большей части длины чешуи (почти 450 м) ее основанием является инъективное тело черных морских глин.

Пластообразное тело валунных суглинков, венчающих моренную чешую, имеет мощность 1—4 м и, как правило, полого падает на северо-восток (аз. пад. 10—50°, ∠5—15°), хотя изредка углы падения возрастают (до 30—50°). Границы этого тела основной морены резкие неровные, в самом пласте часто встречаются тонкие деформированные песчаные "ленты" (до 1—2 см×1,0—2 м), в целом согласные с залеганием тела, и отдельные более крупные отторженцы рыхлых отложений (до 0,5×2 м).

Пески составляют основную часть разреза чешуи и имеют мощность до 20—26 м; в основном они полого падают на северо-восток. В песках широко развиты разрывные нарушения и достаточно многочисленны пликативные: от незначительного изгиба слоев до хорошо выраженных складок с размахом крыльев до 3—4 м. Близ кровли глин в песках встречаются угловатые черные глинистые

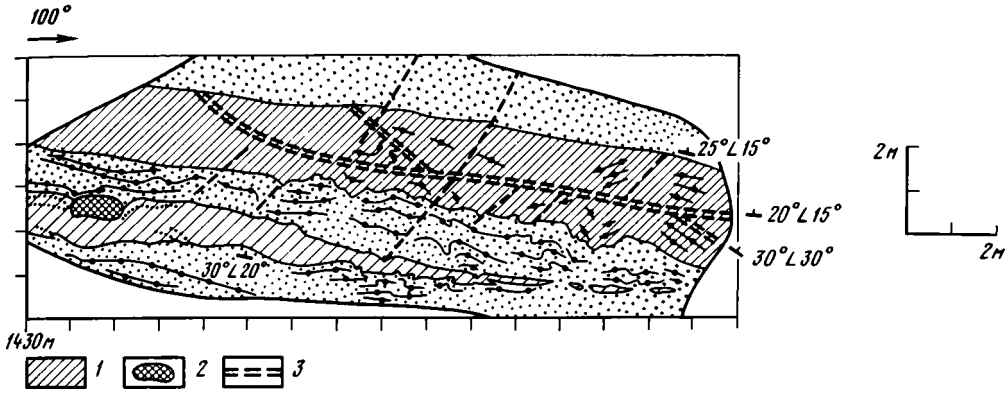


Рис. 4. Дислоцированные пески ложа, нижняя чешуя морены, заканчивающаяся цепочкой будин, и средняя чешуя (приподошвенная часть)

В составе средней чешуи вверху — бесструктурные пески, внизу — в зоне надвига — "язык" деформированных морских глин с зонами рассланцевания и пески с ярко выраженными складками волочения. *1* — морские глины; *2* — крупные валуны; *3* — зоны рассланцевания; остальные условные обозначения см. на рис. 3

комочки (до 5—10 см в поперечнике), вероятно, куски брекчированной верхней части этих глин основания чешуи.

"Язык" глин, залегающий в подошве средней чешуи, имеет пластообразную форму при мощности, обычно составляющей 1—3 м и увеличивающейся до 10—20 м лишь в проксимальной части. Здесь (отм. 1580—1650 м) этот "язык" налегает прямо на массив глин ледникового ложа, составляя с ним как бы единое целое. Далее к западу пластообразное тело глин сначала (отм. 1440—1580 м) залегает на подморенных песках, а затем (отм. 1180—1440 м) — на отложениях нижней чешуи (см. рис. 1), то прямо соприкасаясь с валунными суглинками, то отделяясь маломощными линзами (до 5—10 см×1—1,5 м) неслоистых песков. Лишь в интервале 1420—1440 м пески, совместно с глинами залегающие в зоне надвига, достигают мощности 1—1,5 м; здесь пески, содержащие будинированные алевритовые слойки, образуют складки волочения с осями, полого падающими на северо-восток (см. рис. 4). В районе отм. 1100 м, где нижняя чешуя сложно оборвана, в песках близ кровли последней наблюдаются многочисленные деформированные узкие обрывки черных глин (до 0,1—1,5 м), являющиеся, по-видимому, будинами дистальной части рассматриваемого инъективного тела глин. Границы "языка" глин резкие и при общей их линейной выдержанности неровные. Нижний контакт наибольшей сложностью отличается там, где тело глин залегает на подморенных песках. Так, на отм. 1530 м наблюдаются глубокие (до 2 м) сложные внедрения песков в нижнюю часть тела глин, а на отм. 1430—1445 м, наоборот, глины вниз в пески образуют несколько клиновидных выступов размером до 0,2—0,5×1,0 м (см. рис. 4). Верхняя граница "языка" глин — контакт с песками средней чешуи — помимо многочисленных выпуклостей и западин осложнена разными по величине (от сантиметров до 1—2 м) остроугольными клиновидными выступами, одна или обе боковые поверхности которых являются плоскостями разломов, секущих и пески.

При общей пластообразности телу глин свойственна напряженная внутренняя деформированность. Сами глины имеют мелкую скорлуповатую отдельность, а там, где в них различимы алевритовые слойки, обнаруживаются разные по величине складки (в том числе складки волочения с осями северо-восточного падения), разломы, структуры будинаж. Встречаются также протяженные мощностью до 5—20 см зоны рассланцевания (см. рис. 4) с зеркалами скольжения, поверхность которых часто покрыта бороздками.

Верхняя чешуя морены, самая мощная (до 40—50 м) и выдержанная, развита по всему фронту обн. Вастьянский Конь. Ее трехчленное строение (перемещенные морские глины и аллювиальные пески внизу и мощный горизонт валунных суглинков вверху) наиболее очевидно на флангах обнажения. В центральной части изученного коренного выхода, где чешуя залегает непосредственно на песках субстрата, отчетливо обособляется лишь венчающий ее горизонт основной морены.

Горизонт валунных суглинков, завершающих разрез верхней чешуи и напорной морены в целом, имеет мощность от 10—15 до 20—25 м и устойчивые элементы залегания: аз. пад. 25—65°, угол 10—30°. Нижний контакт валунных суглинков во многих случаях обнаруживает отчетливый секущий характер; при этом в приподошвенной части горизонта морены достаточно часто наблюдаются текстуры захвата. Нижняя приконтактовая зона валунных суглинков мощностью до 30—40 см нередко выделяется сильной опесчаненностью и бурой окраской матрикса. При общей линейности нижняя граница горизонта основной морены достаточно сложная: на фоне крупных пологих выступов и западин имеются и небольшие по величине, но ярко выраженные неровности (до 80 см по горизонтали и 30—40 см по вертикали) с более пологими склонами, обращенными на запад (см. рис. 2). У западного окончания обнажения (см. рис. 1) от пласта морены вниз в пески отходит крупное клиновидное тело валунных суглинков (4 м в основании и 7 м по вертикали), внедрившееся в центральную часть сложной синклинали.

Горизонт валунных суглинков характеризуется значительной сложностью внутреннего строения. В нем повсеместно присутствуют многочисленные отторженцы, сложенные черными морскими глинами и содержащими фораминиферы зеленовато-серыми алевритами и светло-серыми мелкозернистыми песками; встречаются отторженцы оторфованных буровато-серых алеврито-песчаных, вероятно, аллювиальных отложений. Размер отторженцев самый разный: от сантиметровых до весьма крупных (до 10 м×десятки метров). Распределение отторженцев по фронту берегового обрыва весьма неоднородно, в результате чего насыщенность ими горизонта валунных суглинков колеблется от 10—20 до 60—70%, обычно не превышая 30—40%. Устойчивое минимальное содержание отторженцев в горизонте морены наблюдается на 200—250-метровом участке западного окончания обнажения, где в валунных суглинках заключены лишь многочисленные "ленты" песков. Форма отторженцев весьма многообразна: от узких длинных "полос" (0,5—2 см×1—7 м) и причудливых образований с пикообразными окончаниями, многочисленными ответвлениями до изометричных при преобладании удлиненных субгоризонтально расположенных тел. Граница отторженцев с вмещающими суглинками обычно четкие. Нерезкие ("тающие") контуры часто имеют мелкие включения черных глин, а вокруг песчаных отторженцев иногда наблюдается маломощная зона опесчанивания матрикса морены. Отторженцы сложно дислоцированы. У крупных включений наиболее ярко проявлены внутренние деформации: многочисленные пликативные нарушения (вплоть до лежачих складок — см. рис. 2), реже — разрывные, а также внедрения блоков валунных суглинков. Небольшие отторженцы принимают более выраженное участие в дислокациях валунных суглинков. Так, тонкие "шнуры" песков иногда вырисовывают сложные сжатые складки; "ленты" глин обычно будинированы и превращены в цепочки близко расположенных обломков с мягкими и щебневидными очертаниями. Участками черные глины как цементирующая масса окружают расположенные в несколько рядов плитообразные блоки валунных суглинков, на сантиметры отстоящие друг от друга. В горизонте основной морены наблюдаются разрывные нарушения от пологих до крутопадающих, которые срезают, смещают отторженцы.

Пески, составляющие значительную часть разреза чешуи, участвуют в многочисленных преимущественно разрывных деформациях. Часто они рассечены сопряженными нарушениями, под разными углами (до 60—70°) падающими в восточных

и западных румбах и смещающими слои на расстояние до 10—15 см по горизонтали и вертикали. На участках, где пликативные дислокации развиты слабо, пески обычно имеют пологое северо-восточное падение. У подошвы чешуи пески зачастую бесструктурны, хотя иногда образуют осложненные разломами разнообразные складки, в том числе и складки волочения с осями, субгоризонтальными или полого падающими на северо-восток; имеет место будинирование алевритовых прослоев. Пески чешуи очень сильно дислоцированы близ подошвы перекрывающего их горизонта валунных суглинков. Здесь они участками смяты в многочисленные разбитые разломами складки волочения, форма которых часто отвечает крупным неровностям подошвы вышележащего горизонта основной морены, а оси, как и плоскость разломов, полого падают на северо-восток (см. рис. 2). В этих же местах встречаются и сложно деформированные вытянутые (до 0,2—0,5×5—7 м) тела черных глин.

Черные глины, составляющие низ разреза верхней моренной чешуи, образуют два разобщенных пластообразных тела мощностью 0,5—1,5 м, одно из которых (западное) имеет протяженность десятки метров, а другое (восточное) — свыше 250 м (см. рис. 1). Нижней границей этих тел глин служит кровля нижележащих валунных суглинков, хотя между глинами и суглинками иногда заключены маломощные (до 5—10 см) линзы бесструктурных песков. Верхняя поверхность инъективных тел глин более неровная, чем нижняя. На детально изученных участках глины однородны (без видимых прослоев), однако можно полагать, что внутреннее их строение не менее простое, чем у "языка" глин, разделяющих нижнюю и среднюю моренные чешуи. На простирании рассматриваемых тел глин в 10—20 м западнее их окончания среди песков залегают будины черных глин в виде сложно деформированных "лент".

Приведенные данные о строении обн. Вастьянский Конь показывают, что тела валунных суглинков, участвующих в строении чешуй напорной морены, имеют определенный тип гляциодинамических текстур[1]. Валунные суглинки нижней и средней чешуй обладают гляциодинамическими текстурами пластичного течения (однопараллельных его ограничениям и т.д.), что позволяет относить их к фации монолитных морен. В верхнем горизонте валунных суглинков максимально выразительными становятся признаки фации чешуйчатой морены — текстуры движения по плоскостям внутренних сколов (обилие отторженцев, многочисленность и разнообразие пликативных и разрывных нарушений), хотя на западном фланге обнажения (отм. 0—250 м) в этом горизонте еще сохраняются реликтовые текстуры типичной монолитной морены.

Для тел основной морены всех чешуй характерен активный экзарационный контакт с нижележащими осадками; в целом ряде участков моренного пласта (наиболее часто — в верхнем горизонте) этот тип контакта сопровождается ассимиляционными текстурами захвата. Верхнему горизонту валунных суглинков свойствен еще один тип гляциодинамических контактных зон — своеобразные складки волочения на границе ледник—ложе, проявляющиеся в наличии резко выраженных скошенных на север волнообразных выступов в подошве морены.

Наиболее яркими особенностями общего строения изученного обнажения являются конформность основных структурных элементов (чешуй, важнейших нарушений субстрата) и их залегание, согласующееся с ориентировкой обломочного материала в телах валунных суглинков, т.е. отвечающее направлению активного перемещения масс льда.

[1] Типы гляциодинамических текстур, контактных зон и фаций основной морены даются в соответствии с их классификацией, разработанной Ю.А. Лаврушиным (1976).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНЕЧНО-МОРЕННОГО СООРУЖЕНИЯ

Вышеизложенное позволяет, с известной долей условности, восстановить основные этапы образования изученного участка конечно-моренной гряды.

Рассматриваемый район Пра-Печоры, где на средне-верхнечетвертичных морских глинах накопилась пачка верхнечетвертичных (средневалдайских) аллювиальных песков, в осташковское время оказался в зоне деятельности края поздневалдайского ледникового покрова. Ледник двигался с северо-северо-востока, со стороны островов Новая Земля — Вайгач. Об этом свидетельствуют петрографический состав и ориентировка обломочного материала в телах основной морены, а также северо-восточное (встречное) падение всех важнейших элементов структуры изученного гляцигенного сооружения. Значительную часть пути ледник двигался по морским плейстоценовым осадкам, ассимилируя их.

Надвигание масс льда привело к перекрытию песчано-глинистых отложений мореносодержащим льдом и сопровождалось экзарированием и деформированием рыхлых осадков субстрата. Развитию в них гляциодислокаций способствовало, как и во многих других случаях (Левков, 1980; Кригер и др., 1983), присутствие в разрезе пластичных морских глин. Пески ложа были рассечены разломами, а в морских глинах появились многочисленные пликативные нарушения. Был дислоцирован и контакт между глинистой и песчаной пачками. В мореносодержащем льде запечатлелась свойственная краевой зоне ледника обстановка послойно-пластичного течения льда.

Возникшие деформации осадков субстрата усилили первичные неровности подледного рельефа и, таким образом, способствовали увеличению напряжений на контакте ледника с ложем. Последнее обстоятельство, по-видимому, в значительной степени обусловило возникновение в краевой зоне ледника отдельных очень крупных сколов-надвигов, полого падающих навстречу движению ледника — на северо-восток. На рассматриваемом нами участке один из таких мощных надвигов в своей проксимальной части рассек мореносодержащий лед и нижележащие пески и глины субстрата, а в дистальной части, выполаживаясь, прошел по кровле "мертвого" мореносодержащего льда. На покоящийся на ложе пласт последнего была взброшена, сдваивая разрез, мощная надвиговая пластина (средняя чешуя напорной морены), состоящая вверху из мореносодержащего льда с текстурами послойно-пластичного течения и внизу — из сорванных и вовлеченных в перемещение дислоцированных аллювиальных песков и пластичных морских глин. Морские глины, выдавленные в зону надвига и в определенной степени игравшие роль своего рода смазки при движении надвиговой чешуи, претерпели очень сложные внутренние нарушения, вплоть до появления зон рассланцевания с зеркалами скольжения.

Взбрасывание средней моренной чешуи сопровождалось деформацией осадков поднадвигового крыла при общем их некотором перемещении в направлении движения чешуи. Происходившее при этом, на наш взгляд, определенное скучивание отложений ледникового ложа в дистальном направлении привело к тому, что поверхность ложа вместе с залегающим на нем нижним телом мореносодержащего льда приобрели здесь пологое северо-восточное падение. Деформация осадков поднадвигового крыла проявилась в будинировании тела мореносодержащего льда и усложнении уже существовавшей картины нарушений в отложениях ледникового субстрата. Аллювиальные пески в основном подверглись разрывным дислокациям и были разбиты разломами на блоки, а глины претерпели весьма напряженную многопорядковую складчатость, сопровождавшуюся разрывными нарушениями и будинированием алевритовых прослоев. Дислокационные процессы, происходившие в зоне контакта между разнокомпонентными песчаной и глинистой пачками, практически уничтожили седиментационный характер этой границы, местами собственно контактную зону превратив в глинисто-песчаный гля-

циотектонит по терминологии Ю.А. Лаврушина (1980). В заключительную стадию становления средней чешуи в ее приподошвенной части возникла серия сколов, в определенной степени захвативших и нижележащие осадки. Инъективные глины основания чешуи участками клиновидными выступами внедрились вверх в пески.

Сформировавшееся конечно-моренное сооружение с встречными уклонами верхней поверхности вызвало в краевой зоне ледника дальнейшее усиление напряжений на контакте льда с ложем и в самом массиве льда; как следствие, в тылу этой зоны — перед конечно-моренным сооружением — преимущественное развитие получил режим движения льда по плоскостям внутренних сколов. Многочисленные нарушения, рассекавшие и придонную часть ледника, и осадки субстрата, способствовали интенсивному проявлению процессов гляциодиапиризма, насыщению мореносодержащего льда отторженцами рыхлых отложений и возникновению во льду большого количества разнообразных пликативных деформаций. Существенно возросла мощность мореносодержащего льда. В его пласте лишь участками сохранились текстуры послойно-пластичного течения.

Возросшие у края ледника напряжения привели к возникновению здесь мощного надвига: на конечно-моренное сооружение по плоскости, полого падающей на северо-восток, была взброшена еще одна (третья) моренная чешуя. Аналогично предыдущей, эта чешуя имела трехчленное строение, но отличалась гораздо большей мощностью пласта мореносодержащего льда и характерными для него гляциодинамическими текстурами движения льда по плоскостям внутренних сколов. Как и у средней чешуи, ее основание составили пластообразные тела морских глин, выжатых в зону надвига и перемещавшихся по плоскости разлома вместе с вышележащими песками и пластом основной морены. Наряду с глинами в зону надвига отчасти были затащены и пески, превращенные в цепочку будин вдоль кровли средней чешуи.

При динамически активном движении верхней чешуи в процесс значительного латерального перемещения, направленного на юго-запад, были вовлечены и отложения поднадвигового крыла. При этом были частично сорваны сформированные ранее моренные чешуи: средняя — на западном фланге изученного обнажения и средняя — с нижней на центральном участке. В последнем случае надвиговая зона потеряла свой линейный характер, отчетливо выраженный там, где надвиг проходил по кровле нижележащих пластов основной морены, и существенно приблизилась к подошве тела мореносодержащего льда верхней чешуи. Кровля пачки морских глин образовала ряд очень крупных асимметричных волнообразных поднятий с более крутыми западными склонами. На участке, где были сорваны нижняя и средняя моренные чешуи, отложения поднадвигового крыла (здесь это — пески и морские глины субстрата) оказались дислоцированы особенно сильно: рассечены серией крупных надвигов и смяты в складки. По некоторым таким надвигам с западной стороны куполовидных возвышений кровли глин между перемещавшимися блоками песков внедрились (были затянуты) протяженные "языки" этих глин; дистальные части "языков" оказались превращены в цепочки будин. Развитие надвигов сопровождалось возникновением и мелких клиновидных внедрений глин в перекрывающие аллювиальные пески. В песках появилась масса ограниченных разломами перемещенных блоков и разные по величине (до многометровых) лежачие складки и волочения с осями, падающими на северо-восток. В зонах некоторых разрывных нарушений пески приобрели гляциотектоническую полосчатость. В морских глинах возникли многочисленные складки разного порядка; содержащиеся в глинах алевриты были повсеместно будинированы, а глинистые алевриты участками превращены в гляциотектонические брекчии.

Помимо основных сдвиговых усилий, направленных с северо-востока на юго-запад, в краевой ледниковой зоне существовали, очевидно, и значительные боковые напряжения. Именно этим, на наш взгляд, объясняется наблюдаемое на западном фланге обнажения некоторое "заваливание" моренных чешуй на северо-

запад и наличие здесь в верхней чешуе мощного клиновидного внедрения валунных суглинков вниз в перемещенные аллювиальные пески.

Таким образом, современная структура обн. Вастьянский Конь, состоящего из чешуйчатой напорной морены и гляциодислоцированных осадков ледникового ложа, сформировалась под воздействием однонаправленных активных подвижек толщи льда, вызвавших последовательное взбрасывание надвиговых моренных чешуй и соответствующее сложное многоэтапное деформирование всего этого конечно-моренного сооружения. Решающим фактором образования рассматриваемой гляцигенной формы явилось то обстоятельство, что в краевой ледниковой зоне обстановка послойно-пластичного течения льда сменилась режимом его движения по плоскостям внутренних склонов.

ABSTRACT

The geological structure of the well-known outcrop "Vastyansky Kon" — a major outcrop of Quaternary sediments in NE European part of the USSR — is described in detail. It is shown that the glacio-dislocated substrate sediments are overlain by complex late Valdai lamellar moraine. Generally concordant bedding of major structural elements of push moraine and sediments of glacial bed indicate that the formation of this thick end structure of glacial origin was influenced by monodirectional active movements in the marginal zone of Novaya Zemlya glacial cover.

ЛИТЕРАТУРА

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н. и др. Вастьянский Конь — опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края // Литология и условия образования четвертичных отложений Евразии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 137—210.

Данилов И.Д. О генезисе мореноподобных отложений равнин Севера // Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 97—135.

Загорская Н.Г., Барановская О.Ф., Бердовская Г.Н. и др. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л.: НИИГА, 1969. С. 6—29.

Зархидзе В.С., Краснов И.И., Спиридонов М.А. и др. Основные разрезы Нижней Печоры и их значение для познания поздних этапов геологического развития северо-востока Европейской части СССР // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 336—338.

Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. 333 с.

Краевые образования материковых оледенений. Киев: Наук. думка, 1978. 273 с.

Кригер Н.И. Основные вопросы гляциотектоники // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. С. 306—318.

Кригер Н.И., Долодаренко С.А., Миронюк С.Г. Гляциотектоника и конечные моренны западной части Русской равнины. М.: Наука, 1983. 110 с.

Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. N 51. С. 51—60.

Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геогр. 1949. Вып. 6. С. 13—51.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.

Лаврушин Ю.А. Особенности строения рыхлых конечных морен // ДАН АН СССР. 1980. Т. 254, N 1. С. 180—182.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.

Попов А.И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 24—49.

Эпштейн О.Г. Морфогенетические особенности грубообломочного материала валунных суглинков севера Европейской части СССР // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. Л.: ГО СССР, 1986. С. 106—110.

Эпштейн О.Г. Состав грубообломочного материала верхневалдайских морен на Крайнем Севере Европейской части СССР и позднеплейстоценовая палеогеография региона // Кайнозойские отложения европейского Северо-Востока СССР и геология россыпей: Тез. докл. регионального совещания. Сыктывкар, декабрь 1987 г. Сыктывкар, 1987. С. 56—57.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.263.036:551.79(470.13)

Н.М. РИНДЗЮНСКАЯ, М.В. РЕВЕРДАТТО, Н.Н. НЕДАШКОВСКАЯ

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Кайнозойские отложения западного склона Приполярного Урала на протяжении многих лет изучались различными исследователями. Значительный вклад в изучение четвертичных отложений внесли В.А. Варсанофьева (1961), С.Г. Боч и И.И. Краснов (1946), М.С. Калецкая (1965), П.П. Генералов (1965) и др.; ими были выделены ледниковые и межледниковые осадки средне- и позднечетвертичного возраста. Ледниковым отложениям отдавалась преимущественная роль в разрезе. Более детально четвертичные отложения расчленены не были. В связи с высокой активностью неотектонических движений сохранность неогеновых и палеогеновых отложений, столь типичных для Среднего и Южного Урала, отрицалась.

Изучение многочисленных разрезов позволило авторам расчленить отложения антропогена на горизонты и подгоризонты, впервые выделить осадки палеогена и неогена, восстановить историю развития рельефа. В основу разработанной стратиграфической схемы было положено изучение корреляционных связей отложений с современным и древним рельефом, особенностей их литолого-минералогического состава, фациальной принадлежности и палинологической характеристики. Восстановление развития растительности позволило дать ритмоклиматическое обоснование стратиграфического подразделения осадков. В истории развития кайнозойских отложений выделяется несколько этапов, характеризующихся специфическими для них условиями седиментации, что связано с циклическими изменениями тектоноклиматического режима и строения рельефа.

Наиболее древние отложения, возраст которых условно определен как палеогеновый, связаны с I, малдинским, этапом развития долин. Они сохранились в бортах долин на относительной высоте 45—120 м над современным руслом в эрозионно-карстовых понижениях и представляют собой "корни" древних, осложненных карстом долин. Отложения имеют аллювиальный и элювиально-делювиальный генезис. Последние находятся в самой тесной связи с контактово-карстовыми корами выветривания, являясь продуктами ближайшего переотложения их глинисто-щебнистого материала.

Древний аллювий представлен сильновыветрелыми галечниками ярко-оранжевого и ярко-красного цвета. Преобладает хорошо и среднеокатанный вулунно-галечный материал, представленный кварцем (23—25%), кварцитами (20—25%), эффузивами основного и кислого состава и другими устойчивыми к процессам выветривания породами. Присутствуют неокатанные обломки кварца. Весь обломочный материал, за исключением галек кварца и кремня, несет следы значительного выветривания. Обломочный материал покрыт рыхлой коркой гидроокислов железа. Заполнитель галечников представлен интенсивно окрашенным в яркие цвета глинисто-песчаным материалом с примесью гравия. легкая фракция сложена преимущественно кварцем (82%). Спектр минералов тяжелой фракции обеднен в связи с полным отсутствием неустойчивых минералов. В составе глин преобладают каолинит (75%) и гидрослюда (20—25%).

Минералогические характеристики рыхлых отложений различных этапов осадконакопления

Этап осадконакопления	Содержание глины в породе, %	Глинистые минералы				Легкая фракция				Тяжелая фракция			
		Серицит, %	Гидрослюда, %	Монтмориллонит, %	Каолинит, %	Кварц, %	Полевые шпаты, %	Обломки пород, %	Прочие минералы, %	Коэффициент устойчивости	Количество минералов, шт.	Вторичные минералы, %	Коэффициент устойчивости
I. Малдинский	5	5	20	0	75	92	0,5	0,5	7	200	12	5	780
II. Балбаньинский	10	36	33	25	6	68	7	16	9	10	17	8	4
III. Санавожский	2	40	60	0	0	47	24	22	7	2	20	5	0,75
IV. Тавротинский						Не определено							
V. Водытыйский	2,5	Не определено				52	26	8	14	2	23	0,1	0,7
VI. Кожимский	2			”		40	22	18	20	1,8	20	10	0,5
VI. Кожимский (переотложенный материал)	21	0	35	0	65	64	15	7	14	4	17	1,3	2,3

Коэффициент устойчивости достигает очень высоких значений, содержание глинистой фракции повышено (таблица).

Пространственные совмещения с существенно каолинитовыми корами химического выветривания (КХВ) и особенности вещественного состава древнего аллювия позволяют предполагать, что образовался он в результате размыва КХВ каолинитового профиля, а также в результате наложения процессов гидрослюдисто-каолинитового корообразования в постседиментационный период. Как известно, позднее палеогена КХВ каолинитового профиля на севере Европы не формировались, в связи с чем и время формирования аллювия долин I этапа развития не позднее палеогенового.

Ко II, балбаньинскому, этапу формирования долин и кайнозойских отложений (поздненеоген-раннеплейстоценовому) относится накопление аллювия высоких (25—35 м) эрозионных террас р. Кожима, а также ложкового аллювия в долине р. Балбанью. Аллювий террас представлен светло-серыми и светло-желтыми галечниками хорошей окатанности (Акимов и др., 1988). Часть галек покрыта пленкой гидроокислов железа. Наряду с выветрелыми галькой и валунами присутствуют и почти неизмененные. Заполнитель — гравийно-глинисто-песчаный с повышенным содержанием глин, в составе которых преобладают гидрослюда и монтмориллонит, а каолинит и хлорит присутствуют в незначительных количествах. В легкой фракции преобладает кварц (78%), коэффициент устойчивости легкой фракции 10—25. Ведущая роль в тяжелой фракции принадлежит устойчивым и вторичным минералам. Коэффициент устойчивости тяжелой фракции 3—6, т.е. существенно ниже, чем для палеогенового аллювия. Неоген-нижнеплейстоценовый аллювий отличается от палеогенового меньшей выветрелостью и обохренностью, иным набором глинистых минералов, характером гипергенных изменений галечников. Широкое развитие красноцветного ложкового аллювия с высоким содержанием монтмориллонита типично для неогеновых отложений Урала (Сигов, 1969; Цаур, 1982).

Из отложений получены спорово-пыльцевые спектры лесного типа (рис. 1). Преобладает пыльца древесных видов берез (10—55%) и сосны (10—63%), в значительном количестве присутствует пыльца ели (8—18%), в том числе Picea sect. Omorica (3—4%), и кедровой сосны (7—12%). Широколиственные

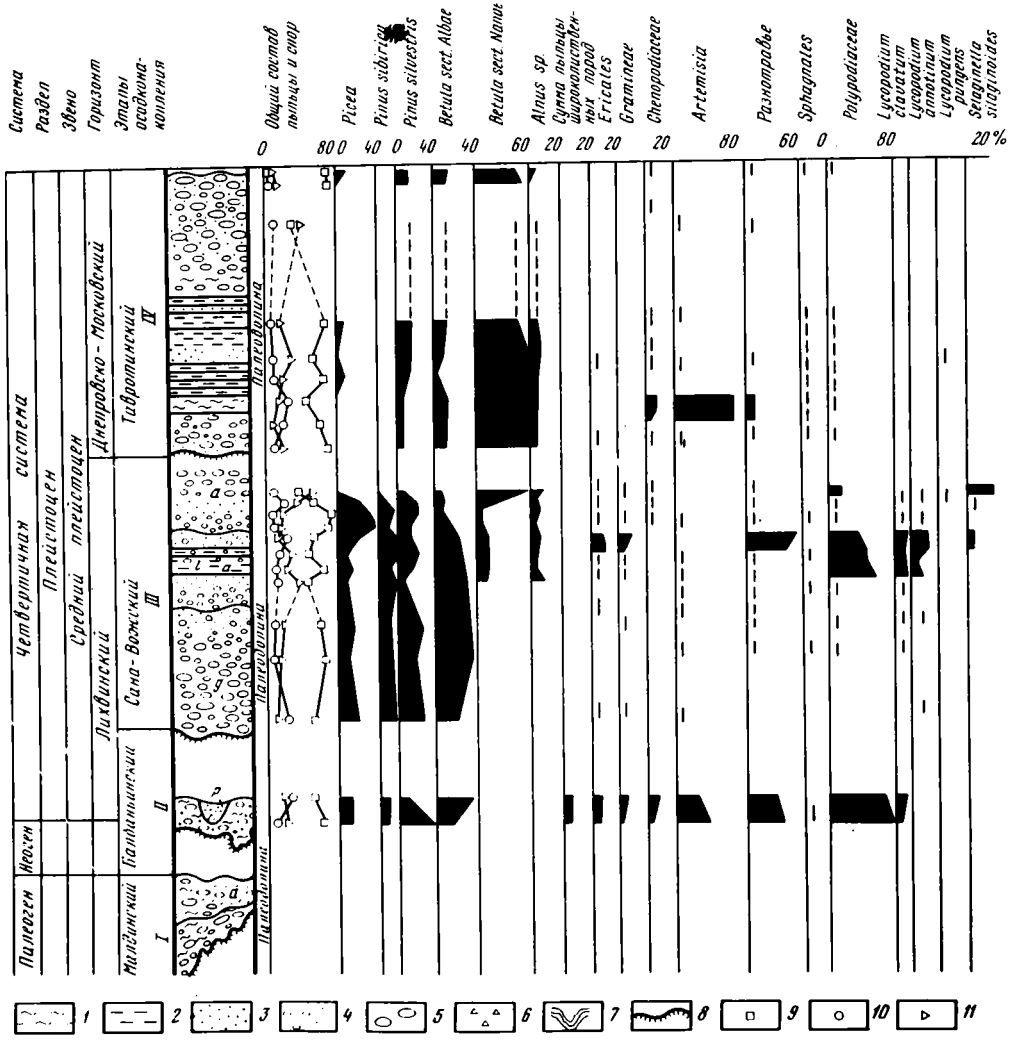


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма неоген-среднеплейстоценовых отложений

1 — глина; *2* — алеврит; *3* — песок; *4* — галька; *5* — валуны; *6* — щебень; *7* — псевдоморфозы по ледяным жилам; *8* — перерывы в осадконакоплении; *9* — пыльца древесных пород и кустарников; *10* — пыльца травянистых и кустарничковых; *11* — споры. Генезис осадков: *а* — аллювий; *р* — пролювий; *f* — водно-ледниковые; *g* — ледниковые; *l* — озерные

породы, в общей сумме достигающие 7%, представлены дубом, липой, орешником. Пыльца травянисто-кустарничковой группы (до 28%) состоит из пыльцы различного разнотравья, полыней и маревых. Количество спор изменяется в пределах 3—20%. Это главным образом споры папоротников, в небольшом количестве зеленых и сфагновых мхов и лесных видов плаунов. Бассейн р. Кожима был покрыт в этот период хвойными лесами из сосны, ели и сибирского кедра и березовыми лесами и небольшой примесью широколиственных пород. Травяной покров (разнотравные и полынные группировки) был приурочен, по-видимому, к березовым лесам, а папоротники и лесные плауны — к ельникам. Климат был теплее современного.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из аллювия высоких

террас р. Кожима, со спорово-пыльцевой и флористической характеристикой колвинских отложений, полученной для Нижней Печоры Г.Н. Бердовской (1971), позволяет предполагать, что те и другие отложения накапливались одновременно. Это дает возможность более точно определить возраст рассматриваемого аллювия как поздний плиоцен — ранний плейстоцен.

К III, санавожскому, этапу развития долин и коррелятных им отложений относится аллювий среднего плейстоцена. Он залегает в погребенных долинах (в их тальвегах и на террасах) рек Балбанью и Пеленгичей. Начальные фазы формирования санавожских палеодолин характеризовались интенсивным эрозионным врезанием и образованием инстративного аллювия глубокого тальвега. Последний представлен серыми галечниками со следами слабых гипергенных изменений, выраженных в некотором осветлении рыхлых пород за счет разрушения темноцветных минералов и в присутствии слабовыветрелой гальки.

В последующую фазу формирования палеодолин санавожского этапа, связанную с замедлением тектонических воздыманий и увеличивающимися значениями аккумулятивной деятельности рек, произошло постепенное выполнение долин толщей констративного аллювия мощностью 20—30 м. Она представлена хорошо окатанными галечниками, вверх по разрезу переходящими в пески с редкими включениями гравия и гальки. Галечники имеют полимиктовый состав. Материал слабо выветрен, что выражается в присутствии частично дезинтегрированных гальки и валунов гранита, хлоритовых сланцев, реже гравелитов. Пески средне- и мелкозернистые, горизонтально-слоистые.

Приуроченность санавожского аллювия к древним долинам, тальвег которых расположен гипсометрически ниже неоген-раннеплейстоценового, и слабая степень гипергенных изменений обломочного материала позволяют отнести время его формирования к началу среднего плейстоцена, что подтверждается палинологическими данными.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений преобладает пыльца древесных видов берез (26—53%), много пыльцы хвойных пород, представленных елью (8—21%), в том числе секции Omorica, сибирским кедром (8—23%), сосной (5—32%); в меньшем количестве встречается пыльца ольхи (до 21%). Обращает внимание наличие пыльцы кустарниковых видов берез (8—11%). Среди пыльцы травянистых, наибольшее количество которой достигает 23%, в основном различное разнотравье, злаки, вересковые. Споры составляют от 8 до 46% общего количества пыльцы и спор. Они принадлежат в основном папоротникам и лесным видам плаунов Lycopodium clavatum (11—18%) и L. annotinum (4—28%), сфагновым и зеленым мхам.

Вверх по разрезу состав спорово-пыльцевых спектров изменяется, возрастает количество пыльцы ели (45—55%), уменьшается количество пыльцы березы (6—12%), по-прежнему присутствует пыльца сибирской (10—15%) и обыкновенной (24—28%) сосен. В незначительном количестве присутствует пыльца кустарниковой березки и ольхи. Пыльца травянистых и споры составляет соответственно 5—9 и 5—6% спектра. Полученные материалы позволяют выделить две фазы в развитии растительности. В первую фазу была распространена темнохвойная тайга из ели и кедровой сосны и березовые леса. В более позднюю фазу преимущественно распространялась темнохвойная тайга, основная лесообразующая роль в которой принадлежала ели. Климат был умеренно теплый и влажный, соответствующий условиям межледниковья. Выделенные спорово-пыльцевые спектры могут быть сопоставлены со спектрами падимейской свиты бассейна р. Печоры, формирование которой происходило в лихвинское межледниковье (Смирнова, 1975).

IV, тавротинский, этап формирования долин и кайнозойских отложений соответствует московско-днепровской ледниковой эпохе среднего плейстоцена. Начало IV этапа совпадает с новым эрозионным врезом, который вскрыл

сначала мощную толщу лихвинского этапа аккумуляции, а затем на участках наиболее интенсивной эрозионной деятельности — коренное днище долин. Отложения днепровско-московского горизонта, соответствующие этому этапу, либо частично вложены в лихвинские осадки и залегают на горизонтах последнего, либо выполняют самостоятельные эрозионные врезы, выработанные в терригенно-карбонатных породах раннего палеозоя. Следует отметить, что глубина III и IV эрозионных врезов достигала близких значений (Риндзюнская и др., 1987).

В основании разреза днепровско-московского горизонта залегают перигляциальный аллювий и флювиогляциальные отложения. Это полимиктовые, преимущественно хорошо окатанные валунно-галечные отложения мощностью 2—4 м. Вверх по разрезу валунно-галечный материал постепенно переходит в галечный, а затем в озерные пески и алевриты мощностью до десятков метров. В основании озерных осадков залегают плотные ленточные глины с криотурбациями и псевдоморфозами по морозобойным трещинам. Следует отметить весьма ограниченное распространение в долинах среди отложений днепровской ледниковой эпохи собственно ледниковых осадков. Несмотря на изучение многочисленных разрезов, типичные морены в долинах рек при удалении от центров оледенений не наблюдались. Днепровско-московские ледниковые отложения широко развиты в верховьях долин, но в связи с тем, что Урал неоднократно подвергался оледенениям и отложения различных ледниковых эпох образуют единую толщу, расчленить их по возрасту в настоящее время не представляется возможным.

В нижней части разреза днепровско-московских отложений в спорово-пыльцевых спектрах в группе древесных и кустарниковых преобладает пыльца кустарниковой березки (73—81%), пыльца древесных видов берез не превышает 13%, сосны 4—11%, ольхи — 2—6%. Среди травянистых — пыльца полыней (84%), маревых (5—9%) и разнотравья (8—11%). Споры принимают незначительное участие в составе спектра и представлены сфагновыми мхами и папоротниками. Выше по разрезу в группе древесных и кустарниковых остаются те же соотношения, по-прежнему преобладает пыльца кустарниковой березки. Участие пыльцы травянистых в спектрах незначительно. Количество спор, напротив, возрастает до 45%. Последние представлены сфагновыми мхами, папоротниками, тундровыми видами плаунов (Lycopodium pungens, L. appressum), из плаунков присутствует Selaginella selaginoides. Анализ спорово-пыльцевых спектров позволяет выделить две фазы в развитии растительности в этот период. В 1-ю фазу были распространены тундростепи с участием кустарниковой березки и полынных ассоциаций. Наиболее благоприятные местообитания были заняты березовыми редколесьями. Во 2-ю фазу на смену тундростепям пришла тундра с кустарниковой березкой и тундровыми видами плаунов, с участками сфагновых болот. 1-я фаза холодного и более сухого климата соответствовала, вероятно, периоду максимального развития ледников и началу их деградации. Во 2-ю фазу холодного и относительно влажного климата наступил уже период таяния ледников.

V, водытыйский, этап формирования рельефа и кайнозойских отложений соответствует микулинскому межледниковью позднего плейстоцена. Начало V этапа развития совпадает с усилением эрозионных врезаний рек. Глубина этого вреза уступала глубине III и IV эрозионных врезов и не достигала коренных днищ долин, поэтому микулинские отложения вложены в осадки предыдущих этапов аккумуляции. Эрозионный врез сменился мощной аккумуляцией, связанной с микулинской трансгрессией.

Базальные горизонты отложений представлены серыми полимиктовыми галечниками в песчано-гравийном заполнителе с включением большого количества мелкого щебня. Вверх по разрезу галечники сменяются горизонтально- и косослоистыми тонко и ритмично переслаивающимися, хорошо отсортированными песками и алевритами мощностью 20—30 м. Выше залегают галечники мощ-

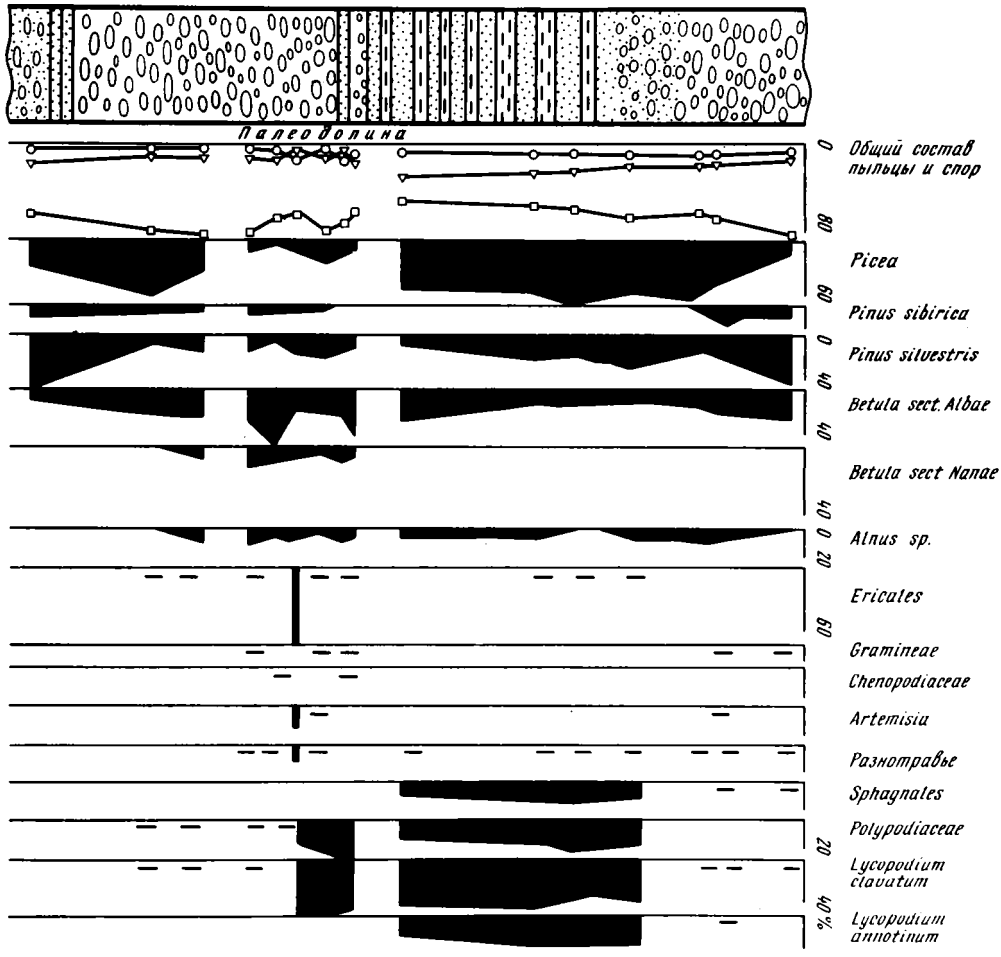


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиально-озерных отложений микулинского горизонта Условные обозначения см. на рис. 1

ностью 5—20 м. Осадки имеют аллювиальное, озерно-аллювиальное и озерное происхождение. Общая мощность микулинской толщи 50 м и более. Спорово-пыльцевые спектры микулинских отложений были рассмотрены достаточно подробно в наших работах (Риндзюнская и др., 1987). Три фазы в развитии растительности, выделенные нами для микулинского межледниковья (рис. 2), сопоставляются с палинологическими зонами этой эпохи Г.Н. Бердовской (1971) для бассейна Нижней Печоры и с общепринятой схемой микулинского межледниковья В.П. Гричука (1961). Спецификой диаграмм изученного района является отсутствие пыльцы широколиственных пород, что скорее всего объясняется более восточным положением территории.

VI, кожимский, этап формирования рельефа и кайнозойских отложений охватывает поздний плейстоцен — голоцен. Этот этап связан с интенсивным глубинным врезом. В блоках интенсивных воздыманий эрозионный врез значительно переуглубил долины III, IV и V этапов. В стабильных блоках или в депрессионных зонах глубина этого вреза уступала глубине предыдущих врезов.

С VI этапом связано формирование современных долин: террас, высокой и низкой пойм. В позднемикулинское время образовалась III надпойменная терраса, в ханмейское — II, в молого-шекснинское — полярноуральское — I, в голоцене — высокая и низкая поймы. Формирование долин осложнялось также неоднократными колебаниями климата, связанными со сменой ледниковых и межледниковых эпох.

Позднемикулинский аллювий III террасы представлен сероцветным валунно-галечным материалом мощностью 3—4 м. В спорово-пыльцевых спектрах аллювия III надпойменной террасы преобладает пыльца темнохвойных пород, в сумме составляющая от 23 до 75% (рис. 3). Количество пыльцы ели изменяется от 16 до 58%, сибирской сосны — от 7 до 18%. В большом количестве присутствует пыльца сосны (21—60%), пыльца березы составляет от 9 до 32%. Характерно наличие почти во всех образцах пыльцы кустарниковой березки. Среди трав, составляющих небольшую часть спектра, преобладают различное разнотравье и злаки. В группе спор доминируют папоротниковые (35—94%), присутствуют споры лесных видов плаунов и сфагновых мхов. Состав спорово-пыльцевых спектров указывает на распространение кедрово-еловых лесов с участием сосны и березы.

Время формирования аллювия II эрозионно-аккумулятивной террасы относится к эпохе ханмейского оледенения. В долине р. Кожима наблюдается постепенное замещение аллювия II террасы флювиогляциальными отложениями и моренами ханмейского оледенения в направлении от ее бровки к склонам гор. Такие же замещения наблюдаются и по простиранию террасы, вверх по долине.

Аллювий террасы представлен двумя горизонтами косослоистых галечно-валунных отложений, разделенных горизонтально-слоистыми песчано-алевритовыми осадками общей мощностью 6—8 м. Для всего разреза аллювия характерно развитие процессов криолитогенеза, приведших к образованию псевдоморфоз по грунтово-ледяным жилам и псевдоскладчатости. Клинья псевдоморфоз подразделяются на две генерации: 1) псевдоморфозы генерации, образовавшиеся внутри толщ аллювия, заполненные алевритами и песками, формировались по ледяным жилам сингенетичных полигонально-жильных льдов; 2) псевдоморфозы II генерации — более мощные, эпигенетические, нижний их уровень соответствует уровню жил I генерации, заполнены покровными бурыми суглинками полярноуральской ледниковой эпохи (рис. 4).

Учитывая, что криогенные образования в перигляциальном аллювии II надпойменной террасы связаны с воздействием двух ледниковых эпох, можно предположить, что формирование аллювия террасы и сингенетичные криогенные нарушения, образовавшиеся внутри толщи, относятся к ханмейскому оледенению, а вторичные нарушения, имеющие постседиментационное происхождение, — к полярноуральскому.

Морена ханмейского оледенения представлена плохо сортированными валунниками, щебнисто-галечно-валунно-глыбовыми образованиями в грубозернистом песчаном или суглинистом заполнителе. Наблюдаются включения мощных линз алевритов.

Спорово-пыльцевые спектры отложений эпохи ханмейского оледенения указывают на суровые климатические условия. В спектрах в группе древесных преобладает пыльца кустарниковых видов берез (67—88%), присутствует пыльца сосны (8—24%) и древесных видов берез, в отдельных образцах встречается пыльца ольхи и ольховника. В группе травянистых преобладает пыльца полыней (43—50%), много лебедовых (19—40%), разнотравья (14—30%). Споры представлены папоротниками (22—47%), тундровыми видами плаунов (Lycopodium pungens — 18—33%), L. appressum — 8—21%), сфагновыми мхами. Судя по составу спектров, в этот период были распространены тундростепи с участием кустарниковой березки и полынно-маревых ассоциаций.

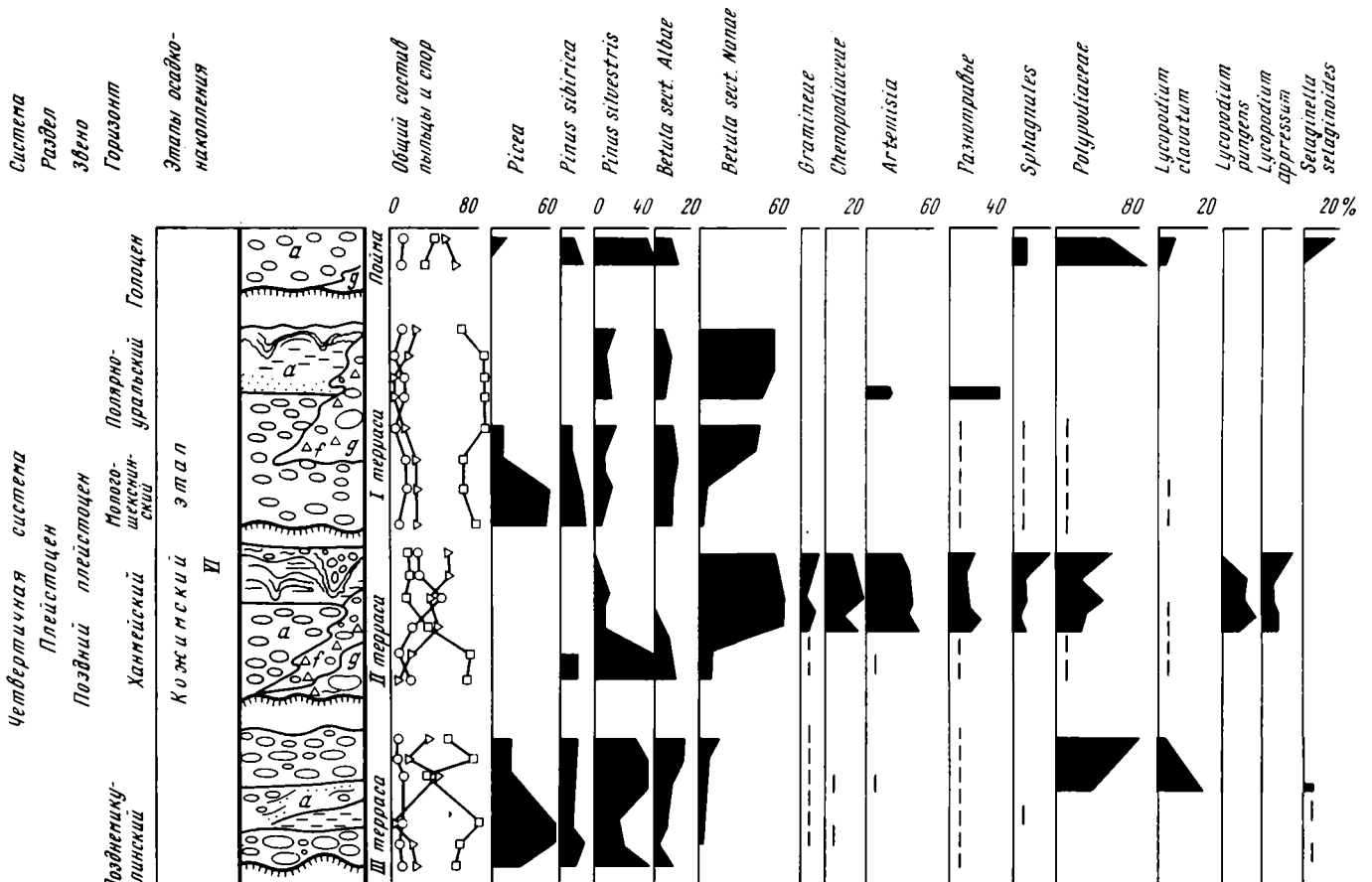


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювиальных и ледниковых отложений позднего плейстоцена—голоцена
Условные обозначения см. на рис. 1.

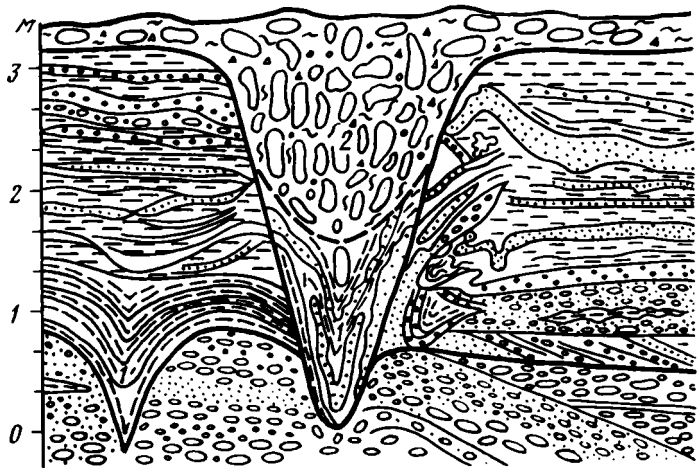


Рис. 4. Фрагмент перигляциального аллюция II террасы

Криотурбации и псевдоморфозы по ледяным жилам: *1* — сингенетичные, *2* — эпигенетичные. Условные обозначения см. на рис. 1

Аллювий I надпойменной террасы имеет двучленное строение. Он разновозрастен, формирование его происходило во время двух эпох: мологошекснинской и полярноуральской. Аллювий состоит из двух горизонтов галечников. В нижней части каждая пачка галечников представлена косослоистыми валунами и крупной галькой, вверх по разрезу переходящими в косо- и горизонтальнослоистые галечники различной крупности, пески и алевриты, а затем — в песчано-глинистые отложения пойменной фации.

В основании аллювия I террасы, в нижнем горизонте галечников установлены лесные спорово-пыльцевые спектры. Ведущую роль в группе древесной растительности играет пыльца темнохвойных пород: ели (30—50%), сибирского кедра (16—23%), довольно много пыльцы сосны (8—22%), древесных видов берез (11—22%), в незначительном количестве присутствует пыльца кустарниковых видов берез и ольхи (2—3%). Среди трав и кустарничков основная роль принадлежит полыням и различному разнотравью. Споры представлены папоротниками, сфагновыми и зелеными мхами, лесными видами плаунов. Следовательно, нижние горизонты аллювия террасы накапливались во время распространения темнохвойной тайги. Приведенные данные позволяют в основании аллювия I надпойменной террасы выделить горизонт, соответствующий эпохе мологошекснинского межледниковья. Синхронная межледниковью трансгрессия привела к кратковременному усилению аккумулирующей деятельности рек. Это обусловило увеличение мощности аллювиальных отложений I террасы в нижнем течении р. Кожима. Верхние галечники нарушены псевдоморфозами по сингенетичным ледяным жилам и криотурбациями.

В верхних галечниках террасы присутствуют "холодные" спорово-пыльцевые спектры. Основную роль в составе древесных пород здесь играет пыльца кустарниковой березки (55—58%), в подчиненном количестве присутствует пыльца древесных видов берез (17—20%) и сосны (5—18%). Спектры указывают на распространение кустарниковой тундры в основном из кустарниковой березки; по долинам рек, возможно, сохранялись островки березовых лесов. Верхние галечники отлагались в условиях ледниковой эпохи, во время развития полярноуральского оледенения. В верхних отрезках долин аллювий I террасы замещается по простиранию флювиогляциальными отложениями и моренами полярноуральского оледенения. В голоцене формируется пойма.

ABSTRACT

The main stages of Pripolar Urals Late Cenozoic sedimentation are examined. The subdivision is based on stratigraphic scheme where horizons and subhorizons are recognized in the Quaternary. The Paleogene and Neogene deposits are determined for the first time in this region. The characteristic of sedimentation environment is given for each stage, in particular the tectonic, climate and vegetation conditions are considered.

ЛИТЕРАТУРА

Акимов Л.В., Набровенков О.С., Риндзюнская Н.М. и др. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале. Сыктывкар, 1988. 138 с.

Бердовская Г.Н. Палинологическая характеристика плейстоценовых отложений района Нижней Печоры и ее значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1971. 18 с.

Боч С.Г., Краснов И.И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над горными террасами // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1946. N 8. С. 46—72.

Варсанофьева В.А. Вопросы геоморфологии Северного Урала и развитие его рельефа // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 7—16.

Генералов П.П. К стратиграфии плиоцен (?)-четвертичных отложений верховий р. Северной Сосьвы // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 73—87.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений севера-запада Русской равнины. К VI конгр. ИНКВА в Варшаве. М., 1961. С. 25—71.

Калецкая М.С. Четвертичные отложения Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала // Тр. Четвертичной комиссии Уральского межведомственного совещания по разработке региональной стратиграфической схемы Урала. М.: Недра, 1965. С. 12—24.

Риндзюнская Н.М., Ревердатто М.В., Иванов Н.М. и др. Особенности осадконакопления четвертичных отложений Приполярного Урала // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1987. N 56. С. 111—118.

Сигов А.Л. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Смирнова Т.И. Растительность севера Печорской низменности в четвертичный период // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. N 1. С. 78—85.

Цаур Г.И., Якушев В.М. Методические рекомендации по литологическому расчленению континентальных мезозойских и дочетвертичных кайнозойских отложений восточного склона Урала и западной части Зауралья. Свердловск, 1982. 132 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК: 551.79:(551.8+551.436)

Г.А. ПОСТОЛЕНКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО АЛЛЮВИЯ

Расчленение четвертичных отложений требует комплексного использования всех возможностей стратиграфии и геоморфологии. Очевидность использования геоморфологических критериев проистекает из того, что накопление отложений происходит в процессе формирования рельефа, а также из того, что они не образуют правильно напластованных толщ, а слагают разобщенные тела, находящиеся в сложных взаимоотношениях прислонения и латеральных переходов, чаще всего располагаясь на разновысотных уровнях (Шанцер, 1982). В не меньшей мере важны палеогеографические реконструкции общих закономерностей развития географической оболочки, являющихся также и закономерностями образования стратисферы (Веклич, 1982). В этом аспекте интересны новые данные, полученные за последние десятилетия как в процессе изучения четвертичных отложений, так и геоморфологическими исследованиями. Данные о времени и условиях образования флювиальных форм рельефа и аллювия выявляют некоторые новые палеогеографические закономерности, важные с точки зрения возможностей расчленения и корреляции четвертичных отложений. В то же время они позволяют объяснить особенности строения долин и залегания в них аллювия, установленные геоморфологическими исследованиями в различных регионах страны, и тем самым дополнить и уточнить геоморфологические критерии.

Как известно, стратиграфическое расчленение четвертичных континентальных отложений базируется на климатостратиграфическом методе исследования, основывающемся на палеогеографическом и палеоклиматическом истолковании литологических и палеонтологических данных (Шанцер и др., 1973). Подразделения стратиграфической схемы соответствуют определенным палеогеографическим этапам — климатическим ритмам, или климатохронам (по Зубакову, 1984). Климатохрон делится на две части — нижнюю теплую и верхнюю холодную. Ход климатических показателей внутри климатохрона осуществляется таким образом (рис. 1), что граница между климатохронами соответствует максимуму сухости климата, а граница внутри климатохрона, разделяющая теплую и холодную эпохи, — максимуму влажности. В разрезах климатическим ритмам отвечают седиментационные или климатоседиментационные циклы, внутри которых В.А. Зубаков выделяет климатомеры, называя отложения теплой части ритма термомером, холодной — криомером. Отложения климатоседиментационного цикла состоят из генетически различных отложений, которые в сумме образуют стратоген.

Один из наиболее широко распространенных генетических типов отложений, входящих в стратоген, представлен аллювием. Слагаемые им террасы — формы рельефа, четкость выраженности которых и определенность геоморфологической позиции позволяют использовать их "как маркеры при дальней корреляции разрезов" (Шанцер, 1982). При этом наиболее широко использующийся критерий заключается в правиле: чем гипсометрически выше располагается в долине терраса, тем она и ее аллювий древнее.

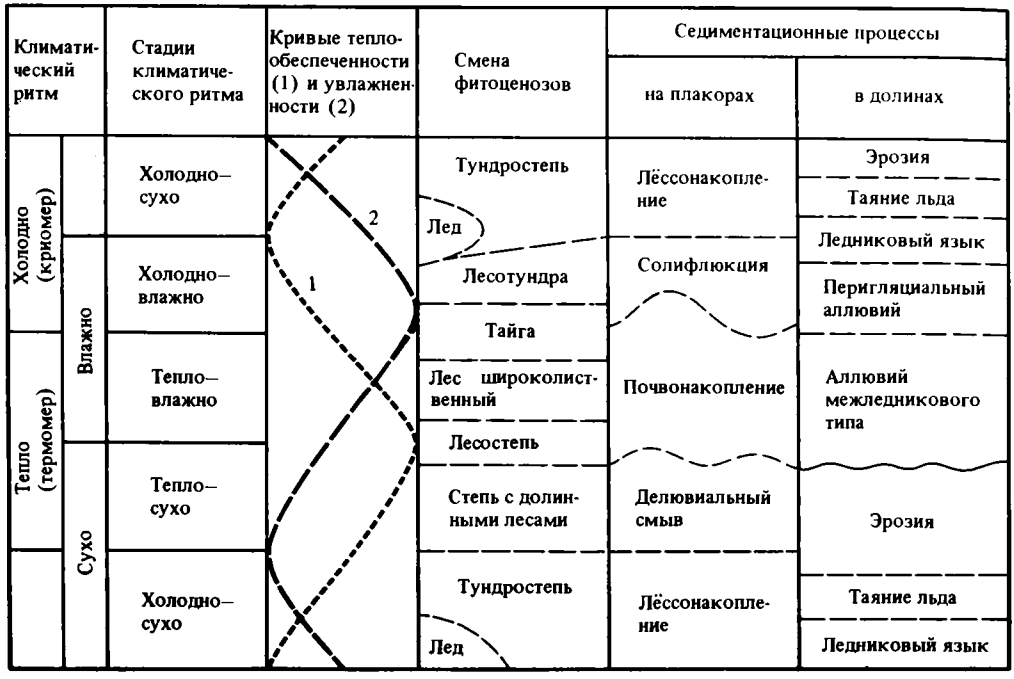


Рис. 1. Принципиальная схема климатического ритма в плейстоцене (по Гричук, 1960) и соответствующего ему климатоседиментационного цикла для 50—55° с.ш. (по Зубакову, 1984)

Представления о строении и формировании аллювия претерпели неоднократную трансформацию. Двучленное строение пойм было впервые отмечено В.Р. Вильямсом. Вслед за ним и другие исследователи (С.С. Соболев, Г.Ф. Мирчинк) считали, что эти два горизонта отражают разные последовательные стадии в развитии реки, свидетельствуют об изменении ее режима во времени. Е.В. Шанцер обосновал представление о нормальной схеме строения аллювия, состоящего из двух пачек, которые формируются на дне долины одновременно в процессе боковой миграции русла реки. Латеральная последовательность накопления аллювия может служить, по мнению Е.В. Шанцера, препятствием для использования его в стратиграфических целях.

Стратиграфическая представительность аллювия доказана палинологическими исследованиями (М.П. Гричук, Р.В. Федорова, З.П. Губонина, Г.М. Левковская, Е.М. Малаева и др.). Установлено также, что в аллювии спорово-пыльцевые спектры усреднены лучше, чем в большинстве отложений иного генезиса, и отражают зональный тип растительного покрова. Многочисленные данные показывают, что в целом события климатического ритма в аллювии читаются в вертикальном разрезе. Это значит, что наряду с латеральной последовательностью идет процесс наращивания толщи вверх, представляющий собой более общую, интегральную, тенденцию аллювиальной седиментации.

Сопоставление аллювиальных разрезов с зафиксированными в них событиями истории плейстоцена привело многих исследователей к выводу, что ритмичность формирования аллювия тесно связана с ритмическим развитием климата в плейстоцене. Аллювий террас, как правило, соответствует по времени формирований климатическим ритмам, при этом нижняя часть разрезов формировалась в теплую, а верхняя — в холодную эпохи. Аналогичные данные получены как геологами-четвертичниками, так и геоморфологами при изучении долин разных регионов страны, что позволяет считать эти выводы вполне достоверными.

Такая же последовательность климатических изменений фиксируется по литологическим и геохимическим особенностям строения аллювия, изученным В.И. Макаровым с соавторами (1979) в долинах рек Тянь-Шаня, Памира, Копетдага. Изменения окраски, особенностей цементации обломков, механического состава, окатанности, сортировки, количества и состава заполнителя эти исследователи связывают с изменениями гидрологического режима, обусловленными закономерными изменениями климата.

Этот вывод чрезвычайно важен, поскольку он не просто дает основание использовать аллювий в стратиграфических целях, но и позволяет выявить те закономерности строения и пространственного залегания аллювия, которые важны для познания особенностей развития во времени флювиального процесса и могут быть использованы также и в качестве критериев расчленения и корреляции континентальных четвертичных отложений.

Важное палеогеографическое следствие из этого вывода заключается в том, что климатический ритм и эрозионный цикл сопоставимы по длительности, но временные границы их не совпадают (Гричук, Постоленко, 1982). Однако формирование самого аллювия приходится на ту часть эрозионного цикла, которая в большинстве случаев укладывается в рамки климатохрона. Определенные фазы и соответствующие им пачки аллювия эрозионного цикла выявлены с помощью фитоценологического расчленения спорово-пыльцевых диаграмм аллювия (Гричук, Гричук, 1960; Гричук, Постоленко, 1982; Равский, 1972; Зубаков, 1984). Это позволяет соотнести аллювиальные отложения с подразделениями стратиграфической шкалы.

В разрезах аллювия отсутствуют отложения, отвечающие времени, пограничному между ритмами. В это сухое (и холодное и теплое) время климатохронов происходит врезание реки в днище долины и морфологическое оформление террасы. Следует подчеркнуть, что террасовую форму залегания приобретает аллювий предыдущего климатохрона. Именно в это время происходит не просто размыв внутри аллювиальной толщи, а размыв очень существенный, который приводит к значительному углублению долины и образованию новой формы рельефа. Это подтверждается и тем, что аллювий разных климатохронов занимает в долине гипсометрически различное положение, разделяясь уступами и образуя морфологически разные террасы.

Нижние горизонты разреза аллювия приходятся на середину или конец термоксеротической, по М.П. Гричук, стадии теплой эпохи. Наиболее полно представлены аллювием обе влажные стадии — термо- и криогигротические. В кровле залегает аллювий, сформировавшийся в начале четвертой, криоксеротической, стадии. Выше залегает, как правило, субаэральный покров, сформированный в последующие климатохроны.

Полнота летописи палеогеографических событий, отраженных в аллювии, различна и зависит от многих факторов, в первую очередь от гранулометрического состава отложений и латеральной последовательности накопления чешуй аллювия. При этом наиболее полно отражены в аллювии события климатического оптимума и влажной эпохи в целом, а наименее полно — события сухих стадий теплых и холодных эпох, отвечающие нижним и верхним частям разрезов.

Эти данные показывают, что противоположные тенденции флювиальной деятельности — врез и аккумуляция — тесно связаны с показателями влагообеспеченности климата и ландшафта.

Изменения литологических особенностей по разрезу аллювия имеют вполне определенные закономерности. Низы разреза представлены наиболее крупным окатанным обломочным материалом с высокой степенью сортировки. Он связан постепенным переходом со средней пачкой, состоящей из тонких и хорошо сортированных отложений. Верхняя пачка сложена наименее сортированным

материалом с плохо окатанными обломками, со значительным участием компонентов субаэрального генезиса. Эта смена литологических характеристик хорошо увязывается с изменениями климатической и ландшафтной обстановок на протяжении климатохрона. Пограничные между теплой и холодной эпохами условия с максимумом влажности и господством широколиственных и таежных лесов характеризуются седиментацией наиболее тонкого материала. Вероятно, оптимальное в ритме сочетание тепла и влаги и лесной тип растительности обеспечивали такой тип выветривания, при котором была значительной доля химического и органического выветривания, что приводило к тонкому измельчанию горных пород в зоне питания — на междуречных пространствах. Относительно сухим (как холодному, так и теплому) интервалам, когда роль лесов в ландшафтах была существенно меньшей, соответствует более крупный материал, формировавшийся в основном под влиянием физического выветривания.

Литологические характеристики аллювия имеют и несомненную связь с режимом стока, менявшимся на протяжении климатохрона: периоду седиментации самого тонкого материала соответствует, по-видимому, сток с меньшими скоростями течения и равномерным режимом, периодам седиментации крупного материала — резко неравномерный сток с высокими скоростями.

Из изложенного следует, что стратиграфическая граница, разделяющая термо- и криомеры, проходит внутри единой аллювиальной толщи, отражающей период полной седиментации осадка. Подошва же и кровля разреза не совпадают со стратиграфическими рубежами первого порядка — границами климатохронов. Им соответствует стратиграфический перерыв.

Масштаб диахронности стратиграфических границ — один из важных моментов систематизации данных и основной критерий таксономирования стратиграфических границ. Анализ закономерностей формирования аллювия помогает оценить степень диахронности границ аллювиальных тел и соотношения их с границами других генетических типов отложений, входящих в состав стратогена.

Исходя из представлений о влиянии степени увлажненности климата на эрозионный процесс, можно сделать предположение о неодновременности начала аллювиальной седиментации в долинах разных климатических зон. Оно основывается на том, что момент фазового перехода эрозионного процесса от полного выноса материала и углубления долины к седиментации аллювия наступает, по-видимому, при определенных сочетаниях температуры и влажности, конкретные величины которых в разных природных зонах неодинаковы (при однонаправленной тенденции их изменений). По тем же причинам, вероятно, неодновременно начинается и процесс углубления долины — врезание в собственное днище, в отложенный аллювий, приходящееся на холодную сухую фазу. Следовательно, длительность фаз врезания и седиментации эрозионного цикла неодинакова в разных природных зонах (и провинциях). Кроме того, по-видимому, под влиянием этих же факторов находится и интенсивность эрозии, которая обнаруживает зональное распределение (Маккавеев, 1974; Дедков, Мозжерин, 1976) с поясом максимальной эрозии в лесостепной зоне и северной части степной зоны. Эти же различия проявляются и в рельефообразующем эффекте: типы террасовых рядов (рис. 2), выделенных С.В. Лютцау (1963), характерны для природных зон с разным индексом сухости климата. При этом видно, что относительно более аридному поясу свойственна бóльшая общая глубина долин и бóльшая высота уступов террас, сформированных за один промежуток времени. Соответственно и аллювий одного эрозионного цикла, по-видимому, имеет свойственную ему в данной природной зоне нормальную мощность.

В стратиграфических схемах должна быть отражена длительность перерывов в осадконакоплении. Оценка длительности фаз эрозионного цикла может быть осуществлена (при современной информационной базе) в основном с помощью фитоценологического расчленения спорово-пыльцевых диаграмм аллювиальных

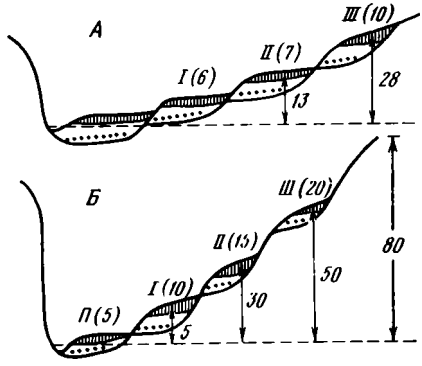


Рис. 2. Строение террасовых рядов (по С.В. Лютцау, 1963)
А — печорский тип (индекс сухости 0,45); *Б* — днепровский тип (индекс сухости 1,0—3,0); 13 и др. — относительная высота, м; (7) и др. — превышение террас над нижележащим уровнем, м

разрезов. При этом, вероятно, следует ожидать, что степень диахронности границ разновозрастных разрезов одной речной долины неодинакова, поскольку различались климат и ландшафтная обстановка этих эрозионных циклов. Например, по палинологическим и литолого-геоморфологическим материалам видно, что в климатические ритмы с более мягким и океаническим климатом аккумуляция аллювия в долинах начинается раньше, чем в ритмы с континентальным климатом (Гричук, Постоленко, 1978).

Орографический фактор также, по-видимому, влияет на степень диахронности границ аллювия. В пределах одной структурно-фациальной зоны с относительной однородностью морфоструктурных условий границы могут практически рассматриваться как изохронные. На территориях, обладающих дифференцированными морфоструктурами, изохронность границ может нарушаться влиянием локальных морфоструктур.

Поскольку степень диахронности границ выявляется с возрастанием детальности исследований, в местных стратиграфических колонках, где показываются не только стратотипические, но и конкретные разрезы, диахронность должна проявляться особенно четко. В этом отражается целый ряд причин, в том числе и те, которые обусловливают особенности пространственной локализации аллювия и сохранности его в процессе развития долины.

Все сказанное выше справедливо для полных геологических разрезов аллювия. Последний как геологическое тело имеет сложную форму, изначально занимая вытянутые ложбинообразные понижения. Древние слои располагаются в нижней, суженной части ложбины. Более молодые имеют относительно широкое ложе, в бортовых частях которого они могут залегать непосредственно на коренных породах. Такое первичное залегание аллювия сказывается на сохранности и обнаруживаемости аллювия теплых эпох в континентальном четвертичном покрове, на что указывает М.Ф. Веклич. На сохранность аллювия оказывает влияние и вся последующая сложная история долин (см. ниже). Поэтому в местных стратиграфических схемах возрастное положение подошвы и кровли аллювиальных разрезов может существенно различаться не только из-за разной сохранности аллювия, особенно погребенного, но и прежде всего из-за местоположения изученного разреза в пределах собственно аллювиального тела.

Изученные в стратотипической местности (в оптимальном случае — в едином поперечнике долины) разрезы позволяют установить закономерности гипсометрического положения не только разновозрастных разрезов, но и показательных для них слоев, характеризуемых пыльценосными зонами с доминантами и экологически специфичными формами, например слоев, сформировавшихся в период климатического оптимума или в период господства темнохвойных лесов или лесотундры. Эти данные, по-видимому, можно использовать двояко: и в качестве геоморфологического критерия для корреляции разрезов, и для определения стратиграфического положения аллювия в сводной колонке, осуществляемого по всей совокупности конкретных разрезов.

Рисовка границ аллювиальных тел в общем должна носить в соответствии

со Стратиграфическим кодексом СССР" (1977) вполне определенный характер. Подошва аллювия всегда изображается волнистой линией, означающей налегание его на подстилающие породы с размывом. Она, как правило, не совпадает с границей стратиграфического подразделения и устанавливается конкретно для стратотипических и местных разрезов.

Кровля аллювия, образующего террасы, выраженные в рельефе долин, в общем случае показывается сплошной прямой линией, означающей неразмытую кровлю аллювия, а в областях с многолетне-мерзлыми породами — волнистой, так как кровля аллювия там нарушена склоновыми процессами, создавшими террасоувальные поверхности. Стратиграфическая граница, разделяющая отложения горизонтов, сформированных в один климатохрон, должна показываться сплошной прямой линией, проходящей внутри аллювиального разреза.

По возрастному положению среди погребенного аллювия в схемах выделено несколько градаций. Региональные геоморфологические исследования последних десятилетий показали, что погребенный аллювий имеет широкое развитие и что долины в горных районах и на равнинах построены сложно. В их пределах располагается погребенный аллювий не одного эрозионного цикла, что свидетельствует о разнонаправленных тенденциях морфологического развития долин. Эти геоморфологические и хроностратиграфические данные строения долин (Постоленко, 1988) подтверждены поисково-разведочными и горнопромышленными работами.

Переуглубления в долинах ранее трактовались как локальные проявления, связанные с определенной морфоструктурной обстановкой и интерпретировались как ее следствие. Детальные же данные горно-разведочных работ показывают, что коренное ложе переуглублений образует продольные профили, в общих чертах параллельные современным. Они обычно хорошо выдержаны по простиранию, а тальвеги разного возраста занимают вполне определенное гипсометрическое положение относительно современного продольного профиля. Небольшие изгибы продольных профилей обычно связаны с участками пересечения локальных структур. Изгиб читается на всех продольных профилях в одном поперечном сечении. При этом чем древнее тальвег, тем больший изгиб имеет его продольный профиль. Это хорошо прослежено на многочисленных долинах бассейна р. Колымы и в других горных районах.

Гипсометрическое положение погребенного аллювия в поперечном профиле долин также носит вполне закономерный характер и имеет в каждой горной стране определенные черты, зависящие главным образом от интенсивности и суммарной величины новейшего поднятия региона.

Степень сохранности погребенного аллювия различна. Она обусловлена последующим развитием долин, при котором сказались разные факторы — вертикальное соотношение пратальвегов, степень совпадения их планового положения, размеры долин и морфоструктурная обстановка. В целом эти причины привели к тому, что в горах чрезвычайно сильно меняется строение долины по простиранию даже в пределах одного бассейна — изменяется мощность аллювия и местоположения повышенных мощностей в пределах поперечника (рис. 3). Изменчивость строения долины на первый взгляд незакономерна, но это находит объяснение в бесчисленности вариаций степени наследования современным днищем планового положения праднищ.

Эти данные вступают в противоречия с представлениями, которые нередко до сих пор используются в стратиграфии четвертичных отложений в качестве геоморфологических критериев. Ошибочность их заключается в допущении прямой последовательности прерывистого углубления долин, в результате которой формируется непрерывный террасовый ряд, сверху вниз от древних террас к молодым. По существу, тезис "чем ниже терраса, тем она моложе" сохраняет свое значение, но при его использовании нужно учитывать, что в террасовой

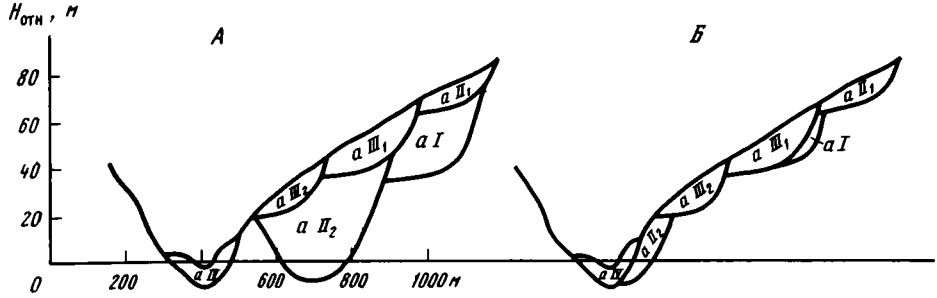


Рис. 3. Степень сохранности погребенного аллювия в долинах

А — в случае прямого наследования планового положения древних тальвегов; *Б* — в случае существенного расхождения планового положения разновозрастных тальвегов

лестнице отсутствуют террасы некоторых временны́х интервалов, аллювий которых погребен и не образует форм современного рельефа долины. Представления о последовательном положении аллювия в террасовом ряду использовались обычно при недостаточном палеонтологическом обосновании возраста, аллювий датировался в непрерывной последовательности (часто без указания степени достоверности датировок), что и повлекло за собой наличие большого количества невалидных стратиграфических подразделений в предшествующем поколении стратиграфических схем горных районов (Решения..., 1987).

Сохранность аллювия и ее условия нужно учитывать при поисках стратотипов. Среди разрезов, образующих террасы современной долины, к стратотипическим следует относить наиболее мощные, располагающиеся ближе к тальвеговой ложбине и отражающие более длительный интервал эрозионного цикла.

Для погребенного аллювия ими могут быть разрезы в бортовых частях средних и крупных долин, обеспечивающих погребенному аллювию наилучшую сохранность по мощности и массе. Верхи разрезов погребенного аллювия всегда размыты, причем в разной степени, в зависимости от местоположения в поперечнике долины. Хорошо сохраняются нижние части разрезов, принадлежащие теплым эпохам. Более поздние слои, относящиеся к криомерам, в целом имеют сравнительно широкое распространение в долинах, благодаря чему их легче обнаружить. Надо иметь в виду, что они могут залегать на коренных породах, а не на древних слоях аллювиального тела (из-за ложбинообразной формы поперечного профиля его ложа).

Характер границ погребенного аллювия в стратиграфических схемах всегда должен изображаться волнистой линией. А соотношение их с границами стратиграфических подразделений может варьировать в широких пределах в зависимости от степени сохранности аллювия.

Взаимоотношения аллювия с другими генетическими типами отложений стратогена разнообразны, и знание их закономерностей должно использоваться при хроностратиграфических исследованиях. Склоновые отложения образуются в течение всего климатохрона и поэтому могут сопутствовать аллювию на протяжении всей истории его формирования и представлять его фациальные аналоги по горизонтальным срезам, а также подстилать и перекрывать его. И поскольку замещение их по площади происходит постепенно, то в соответствии с Приложением 4 ст. 16ж „Стратиграфического кодекса СССР" (1977) в большинстве случаев оно изображается сплошной ломаной линией, соответствующей по вертикали стратогена всей толще аллювия. Выявлено, что под склонами долин иногда располагаются тальвеги погребенных долин, при этом склоновые отложения лежат с размывом на поверхности аллювия. Поэтому при графическом

изображении стратогена эти отложения разделяются волнистой линией размыва. Внутри кроющей толщи склонового генезиса могут быть установлены слои разного возраста.

Соотношения с ледниковыми отложениями укладываются в общем в более узкий возрастной диапазон — для большей части плейстоцена последние могут быть синхронны лишь аллювию криомера, иногда и замещать его. Но в позднем плейстоцене и голоцене в горных районах их взаимоотношения могут быть сложнее, поскольку возникновение оледенения в некоторых районах отмечено уже в теплых эпохах. Важность анализа диахронности границ остается, но достоверность современных методов обусловливает более частое использование в стратиграфических колонках прерывистых линий при обозначении возрастных границ ледниковых отложений.

Пространственная связь ледниковых и флювиальных форм привлекла внимание в свое время к ритмичности эрозионного процесса. И в этом аспекте геоморфологические критерии по-прежнему широко используются в горных районах для стратиграфии и геохронологии. К ним можно добавить и такой признак, как количество флювиальных цикловых террас, вложенных в ледниковые зандровые поля.

Характер рисунка фациальных границ ледниковых отложений может быть различным — замещение бывает и резким, что показывается сплошной прямой вертикальной линией.

Характер геологических границ аллювия и ледниковых отложений в пределах стратогена может быть разнообразным — ледниковые отложения могут ложиться как с размывом, так и без него.

Рассмотренные выше представления об особенностях формирования аллювиальных свит имеют гипотетический характер и требуют дальнейшей разработки и аргументации. Но, применяемые при исследованиях, они в силу обратной связи позволяют накапливать необходимый материал. Оценка степени соответствия времени накопления аллювия гидрологическим, климатическим событиям, ландшафтным обстановкам необходима не только для изучения палеогеографических событий, процессов флювиального морфо- и литогенеза, но и выработки палеогеографических (в широком смысле) критериев стратиграфического расчленения четвертичных отложений.

ABSTRACT

Paleogeographical criteria of stratigraphical interpretation of alluvium is based on the comparison of the fluvial sedimentation time with climatic rhythms. Diachronical scale of the borders of stratigrafical subdivision and alluvial body are determinated by the differences of the climatic and landscapes conditions of natural zones and the Pleistocene climatochrones, by the morphostructural and orographical location of the sections and by the investigation degree of the alluvium.

ЛИТЕРАТУРА

Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 208 с.

Гричук М.П., Гричук В.П. О перигляциальной растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 66—100.

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Экзогенный фактор в морфо- и литогенезе речных долин // Климатический фактор рельефообразования. Казань, 1978. С. 31—33.

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Изв. ВГО. 1982. Т. 114, вып. 3. С. 215—221.

Дедков А.П., Мозжерин В.И. О зональности эрозии и стока взвешенных наносов на Русской равнине // Проблемы отраслевой и комплексной географии. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 1976. С. 41—54.

Зубаков В.А. Климатостратиграфия // Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. С. 108—125.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. N 49. С. 90—104.

Маккавеев Н.И. Эрозионные процессы на Русской равнине // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1974. N 4. С. 5—16.

Лютцау С.В. Особенности террасовых рядов и террасовых комплексов речных долин Русской равнины // Вестн. МГУ. Сер. V, География. 1963. N 3. С. 51—57.

Постоленко Г.А. Новые данные о строении долин горных стран // Геоморфология. 1988. N 4. С. 70—75.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене // М.: Наука, 1972. 336 с.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан: СВ КНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.

Стратиграфический кодекс СССР / Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И., Яркин В.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.

Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. Т. 1. С. 61—94.

Шанцер Е.В., Краснов И.И., Никифорова К.В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогеновой) системе. М.: Наука, 1973. 37 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.31:551.791(571.1)

В.М. КРУПНИК, С.С. КАЛЬНИЧЕНКО, А.Г. КОСТЯЕВ

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШРЕНК-МАМОНТОВОЙ ДЕПРЕССИИ (Северный Таймыр)

Несмотря на то что с момента выхода в свет монографии "Антропоген Таймыра" (1982) прошло немного времени, знания о строении четвертичной толщи Северного Таймыра обогатились фактическим материалом, что позволяет по-новому осветить некоторые важные вопросы стратиграфии и седиментогенеза плейстоцена северо-восточной части региона.

Шренк-Мамонтовая депрессия приурочена к унаследованно развивающемуся мезозойско-кайнозойскому прогибу. Ее поверхность представляет собой аккумулятивную равнину с абсолютными отметками до 150 м, над которой возвышаются изолированные гряды высотой 150—250 м. Наиболее приподнятые участки междуречий, имеющие абсолютные отметки выше 100 м, в большинстве случаев приурочены к выступам ее складчатого основания, сложенным слабометаморфизованными терригенными и карбонатными породами.

На севере депрессия по крутому тектоническому уступу граничит с денудационной равниной, в пределах которой вскрываются терригенные и вулканогенные породы, прорванные многочисленными интрузиями преимущественно гранитного состава. На юге депрессия плавно переходит в предгорную равнину гор Бырранга с выходами карбонатных пород и залегающих среди них даек габбро-долеритов.

Мезозойские отложения прогиба, обнажающиеся в бортах речных долин, представлены угленосными песками, глинами, суглинками и супесями раннемелового возраста. Обломочный материал состоит в основном из устойчивых к химическому выветриванию пород, в тяжелой фракции господствуют устойчивые минералы, в глинистой фракции преобладает каолинит. Меловые осадки имеют аллювиально-озерное, озерно-болотное, прибрежно-морское происхождение, и формировались за счет переотложения продуктов глубокого химического выветривания.

В осевой части депрессии бурением установлено наличие глубоких врезов, тальвеги которых нередко расположены на отрицательных отметках. Возраст их предположительно плиоцен-раннеплейстоценовый; по данным специалистов ПГО "Севморгеология", они погребены под мощными толщами морских и ледниково-морских отложений раннего-среднего плейстоцена. В одном гипсометрическом интервале с этими осадками в приурезной части береговых обнажений р. Шренк в районе устья р. Ветка вскрываются серо-сизые валунные суглинки с прослоями и линзами гравийно-галечного материала, в ряде случаев подвергнутые сложным дислокациям. Крупные валуны представлены исключительно гранитоидами северного обрамления, средне-крупногалечный материал отличается пестротой состава: местные слабометаморфизованные терригенные и карбонатные породы — около 50%, граниты — 15%, габброиды — 20%. Средняя окатанность обломков — 2,9 балла. В тяжелой фракции шлихов преобладает группа минералов: ильменит (30—60%), циркон (до 5%), меньше умеренно устойчивых: гранат —

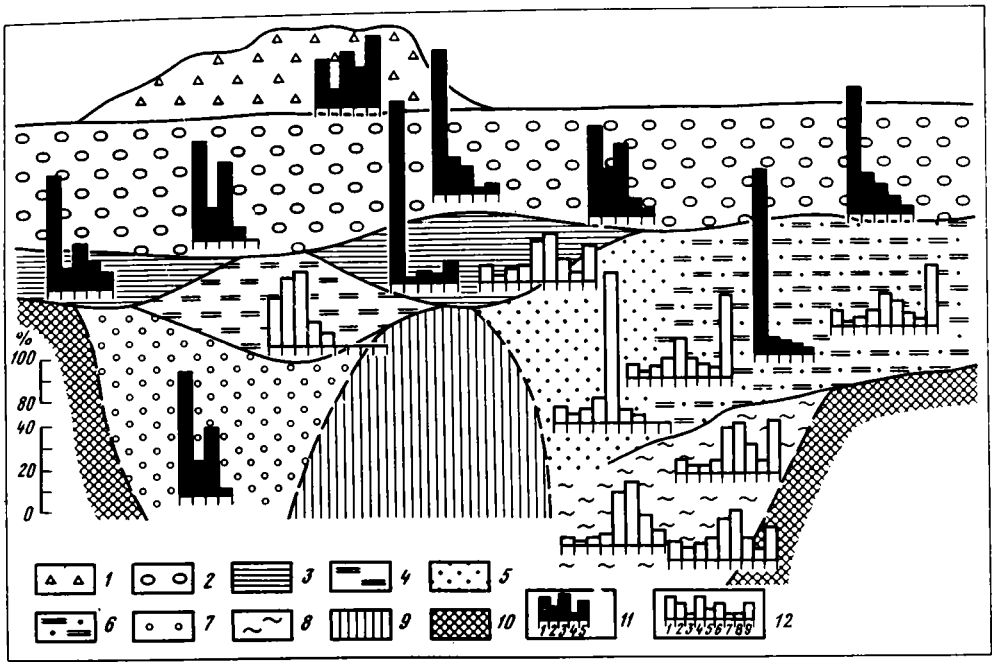


Рис. 1. Соотношение и гранулометрический состав четвертичных отложений Шренк-Мамонтовой депрессии

1 — сартанские нерасчлененные ледниковые и водно-ледниковые щебнисто-глыбовые и валунно-галечные отложения; *2—3* — отложения зырянского возраста — верхняя пачка: *2* — водно-ледниковые, аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские песчано-гравийно-галечные, *3* — ледниково-морские темно-серые валунные суглинки; *4—7* — отложения казанцевского межледниковья — средняя пачка: *4* — морские сизые суглинки, *5* — светло-серые супеси и суглинки, *6* — серо-коричневые гравийно-галечные супеси и суглинки, *7* — нижняя пачка — аллювиально-дельтовые песчано-гравийно-галечные отложения; *8* — самаровско-тазовские (санчуговские) ледниково-морские серо-сизые валунные суглинки; *9—10* — выступы основания депрессии, сложенные породами: *9* — нижнего мела, *10* — докембрия; *11—12* — классы крупности материала осадочных пород: *11* — от <5 до >50 мм (*1* — <5, *2* — 5—10, *3* — 10—20, *4* — 30—50, *5* — >50); *12* — от <0,001 до >3,2 мм (*1* — <0,001, *2* — 0,001—0,003, *3* — 0,003—0,01, *4* — 0,01—0,03, *5* — 0,03—0,1, *6* — 0,1—0,32, *7* — 0,32—1,0, *8* — 1,0—3,2, *9* — >3,2)

20—30%, магнетит — 10—15%, отмечено присутствие пирита и марказита (до 8%). В глинистой фракции доминирует каолинит. Состав тяжелой и глинистой фракций указывает на переработку меловых отложений в процессе осадконакопления. Легкая фракция валунных суглинков представлена кварцем (70—75%), полевыми шпатами (15—20%), в меньшей степени органическими остатками (3—5%), серицитом, сростками и агрегатами минералов (по 1—2%). Гранулометрический состав мелкозема изученных нами мореноподобных отложений (рис. 1) и гипсометрически близких им разбуренных осадков довольно сходен. На основании этого и других признаков мореноподобные суглинки из низов разреза района устья р. Ветка отнесены к верхам санчуговского (самаровско-тазовского) горизонта. Видимая их мощность до 10 м.

В одном из двух проанализированных Г.Н. Недешевой образцов (обр. 8, таблица) обнаружено по одному экземпляру следующих видов бентосных фораминифер хорошей сохранности: Fissurina marginata (Walker et Boys), Lagena apiopleura (Loeblich et Tappan), Haynesina orbicularis (Brady), Retroelphidium subclavatum (Gudina), Cassidulina subacuta (Gudina).

Санчуговские валунные суглинки в ряде обнажений ниже устья р. Ветка с угловым несогласием перекрываются пачкой хорошо сортированных слоистых

Содержание поглощенных оснований и бор-галлиевое отношение в глинистой фракции (<2 мкм) в четвертичных отложениях Шренк-Мамонтовой депрессии

№ обр.	Местоположение и наименование выработок	Глубина, м	Порода	Геологический индекс*	Na^+ мг·экв
1	Р-н устья р. Мамонта (средняя пачка), 60—70 м абс. выс., обн.	10,0	Суглинок средний	m III^3 kr / m III^1 kz	1,78 $300,0 \cdot 10^{-3}$
2	Р-н р. Кунар (мыс Челюскин), 60 м абс. выс., обн.	5,0	Супесь тяжелая	m III^1 kz	1,31 $217,2 \cdot 10^{-3}$
3	Высокая пойма р. Норилка (р-н устья р. Хараелах), обн.	1,0	Суглинок легкий	a IV	0,38 $11,8 \cdot 10^{-3}$
4	Вершина плато Путорана, 1701 м абс. выс., шурф	0,2	Суглинок средний со щебнем	e IV	0,29 $8,0 \cdot 10^{-3}$
5	Р-н устья р. Холодная (верхняя пачка), 55 м абс. выс., обн.	10,0	Суглинок средний валунный	g III^4 sr / gm III^2 zr	2,89 $376,3 \cdot 10^{-3}$
6	Р-н устья р. Ветка (средняя пачка), 50—55 м абс. выс., обн.	15,0	Суглинок средний	m III^3 kr / m III kz	0,82 $122,7 \cdot 10^{-3}$
7	То же	11,0	Суглинок легкий с гравием и галькой	"	5,43 $465,7 \cdot 10^{-3}$
8	Руч. Порожистый (нижняя пачка), 60—70 м абс. выс., обн.	35,0	Суглинок средний валунный	g III^2 zr / gm II^{2-4} sm-tz	0,66 $135,2 \cdot 10^{-3}$
9	Р-н устья р. Холодная, 30—35 м абс. выс., обн.	15,0	Глина	K_1ab	5,33 $420,7 \cdot 10^{-3}$

*В числителе — индексация согласно монографии "Антропоген Таймыра" (1982), в знаменателе — вариант индексации авторов.

песков, в меньшей степени суглинков, супесей и гравийно-галечных осадков. Эти отложения повсеместно включают прослои угольной крошки толщиной до нескольких сантиметров, что придает им весьма характерный облик. Средняя окатанность обломков, отличающихся пестротой петрографического состава, варьирует от 2,5 до 3,2 балла по нескольким определениям. В тяжелой фракции шлихов чаще всего отмечается паритетное соотношение ильменита и граната (по 35—40%), что связано со снижением роли переработки меловых отложений при осадконакоплении. Глинистая фракция представлена преимущественно гидрослюдой.

Выше по разрезу нами установлено наличие довольно мощных (до 8—10 м) горизонтов коричневых и серо-коричневых супесей и суглинков, включающих до 15—20% гравия и мелкой гальки и редкие небольшие валунчики. Обломочный материал слабо окатан (средний класс — 1,9 балла) и представлен почти полностью местными породами. Тяжелая фракция напоминает по составу подстилающие пески. По гранулометрии заполнителя эти отложения сходны с санчуговскими и зарянскими валунными суглинками, но отличаются преобладанием класса >3,2 мм, т.е. лучше промыты и сортированы.

Легкая фракция различных горизонтов пачки отличается от санчуговских валунных суглинков заметным увеличением роли органических остатков (до 15%) при уменьшении роли полевого шпата до первых процентов. Общая мощность пачки достигает 20 м.

Гипсометрический интервал распространения этих осадков очень велик —

K^+	Mg^{2+}	Mn^{2+}, мг	$\frac{Na^++K^+}{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{B}{Ga}$
мг·экв						
0,26 $43,8\cdot10^{-3}$	0,88 $148,1\cdot10^{-3}$	1,08 $8,72\cdot10^{-3}$	0,523	3,43	6,85	2,31
0,46 $76,3\cdot10^{-3}$	1,50 $248,8\cdot10^{-3}$	0,78 $6,34\cdot10^{-3}$	0,715	1,84	1,66	—
0,18 $5,6\cdot10^{-3}$	8,80 $273,9\cdot10^{-3}$	0,55 $0,95\cdot10^{-3}$	0,018	2,59	2,11	1,40
0,11 $3,0\cdot10^{-3}$	9,09 $251,7\cdot10^{-3}$	0,14 $0,21\cdot10^{-3}$	0,011	2,94	2,64	1,15
0,30 $39,1\cdot10^{-3}$	1,85 $240,9\cdot10^{-3}$	2,86 $18,21\cdot10^{-3}$	0,710	1,43	9,63	2,26
0,30 $44,9\cdot10^{-3}$	2,02 $302,4\cdot10^{-3}$	1,22 $9,56\cdot10^{-3}$	0,201	1,75	2,73	—
0,58 $49,7\cdot10^{-3}$	3,13 $268,4\cdot10^{-3}$	1,07 $4,52\cdot10^{-3}$	1,064	0,81	9,36	—
0,32 $65,6\cdot10^{-3}$	1,01 $207,0\cdot10^{-3}$	1,68 $16,85\cdot10^{-3}$	0,251	2,86	2,06	3,70
0,28 $22,1\cdot10^{-3}$	2,27 $179,2\cdot10^{-3}$	1,17 $4,53\cdot10^{-3}$	0,795	2,11	19,04	2,52

от 15 до 100—120 м абс. высоты. Сходные по составу и условиям залегания отложения изучены В.И. Гудиной и др. (1983) в депрессиях п-ова Челюскин. Палеонтологически обоснованы их казанцевский возраст и морской генезис, которые признаются нами как наиболее вероятные для изученной пачки отложений. Окончательное решение этого вопроса требует палеонтологических исследований.

Угловое несогласие между санчуговскими валунными суглинками и перекрывающими их осадками устанавливается по падению кровли первых с востока на запад от отметки 28 м (руч. Порожистый) до погружения под урез р. Шренк непосредственно выше устья р. Ветка. Одновременно с этим становится заметным появление в приурезной части обнажений в долинах р. Шренк и некоторых левых притоков галечников и валунно-галечных отложений флювиального генезиса. Петрографический состав обломков указывает на интенсивную эрозию меловых осадков: кварц и устойчивые породы 3—4 класса окатанности — 30—60%, остальные — местные породы, граниты, габброиды и пр. Судя по геоморфологическим признакам, в районе устья р. Ветка галечники залегают в широкой ложбине стока, ориентированной с ЮЗ на СВ и частично унаследованной долиной р. Шренк. По-видимому, их следует отнести к этапу врезания речных долин на рубеже среднего и позднего плейстоцена, последовавшего за стаиванием санчуговских ледниковых покровов и регрессией морского бассейна (Макеев, Бердовская, 1973). Нечто подобное по данным геологов ПГО "Севморгеология" наблюдается также для п-ова Челюскин. Таким образом,

можно заключить, что осадки казанцевского возраста вложены в толщу санчуговских отложений.

В верхней части разреза района устья р. Ветка обнажается пачка сероцветных несортированных и плохо сортированных гравийно-галечных (водно-ледниковых или прибрежно-морских) осадков зырянского (?) возраста мощностью 10—15 м. Обломочный материал представлен в основном породами северного обрамления и местными породами; средняя окатанность по нескольким определениям варьирует от 2,3 до 3,8 балла.

Обнажение уровня 60—70 м абс. высоты, изученное в районе устья р. Мамонта, характеризуется наличием трех основных пачек. Нижняя пачка видимой мощностью около 9 м сложена обохренными косослоистыми мелкими и средними галечниками, гравийниками, песками. Они согласно перекрыты тяжелыми сизыми суглинками, включающими целые створки тонкостенных морских раковин и характеризующимися полным отсутствием обломочного материала (см. рис. 1). Глинистая фракция представлена гидрослюдой, легкая — кварцем (70—75%), органическими остатками (15%), полевым шпатом (10%). Мощность пачки суглинков — около 10 м. В верней части разреза выделяется пачка песчано-гравийных и гравийно-галечных осадков, иногда косослоистых. Около 60% включений представлены кварцем и устойчивыми породами, по-видимому, переотложенными из меловых пород. Средняя окатанность обломков — 2,2 балла. Авторы монографии "Антропоген Таймыра" (1982) палеонтологически и радиологически обосновывают морской генезис и каргинский возраст пачки суглинков. Выше по течению реки ими отмечены выходы мореноподобных валунных суглинков в основании такого же разреза и наличие горизонта валунных суглинков, имеющих резкий контакт с каргинскими осадками, в основании верхней пачки. На основании этого отложения нижней пачки отнесены к зырянским, а верхней пачки — к сартанским ледниковым и водно-ледниковым.

В изученных нами разрезах налегание сероцветных гравийно-галечных образований верхней пачки на подстилающие слои отмечено повсеместно. Установлено также наличие в основании верхней пачки мореноподобных валунных суглинков в долине р. Мамонта (район устья р. Желтая) и в долине р. Шренк (район устья р. Холодная). В первом случае валунные суглинки налегают на скальные породы (средняя окатанность обломков — 2,2 балла), во втором — на меловые (средняя окатанность обломков — 2,5 балла). В последнем случае имеет место существенное сходство состава с санчуговскими валунными суглинками.

Нахождение в одном гипсометрическом интервале в депрессиях Северного Таймыра казанцевских и каргинских осадков, перекрывающихся сартанскими ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, отмечено для п-ова Челюскин В.И. Гудиной и др. (1983). Это объясняется ими ингрессионным характером каргинского бассейна, что, возможно, имеет место и в Шренк-Мамонтовой депрессии. Отметим, что кровля морского горизонта в нашем опорном разрезе расположена на абсолютной высоте 45 м, что соответствует данным по п-ову Челюскин (Гудина и др., 1983; Макеев, Бердовская, 1973).

Однако на основании проведенных региональных корреляций более предпочтительным представляется другой вариант интерпретации разрезов района устья р. Мамонта, а именно соотнесение мореноподобных осадков, обнажающихся в приурезной части обнажений по р. Шренк, с самаровско-тазовскими района устья р. Ветка. Тогда гравийно-галечные отложения нижней пачки сопоставляются с нижнеказанцевскими флювиальными, а морские суглинки средней пачки — с казанцевскими морскими осадками, чему, по существу, не противоречат и микропалеонтологические данные (Гудина и др., 1983). В этом случае время формирования верхней пачки, включая и мореноподобные суглинки, логично отнести к зырянской эпохе (см. рис. 1).

Вдоль северного фланга депрессии выделяется два участка распространения аккумулятивного холмисто-западинного рельефа — район озер Астрономических и междуречье рек Шренк и Чукча. Рельеф здесь очень контрастный, превышение холмов над котловинами, зачастую занятыми глубокими озерами, достигает 80—100 м. Эти участки приурочены к выступам складчатого основания депрессии и пространственно тяготеют к зонам выхода в нее наиболее крупных рек северного обрамления — Зеленая и Чукча. Обращает на себя внимание наличие четкой границы в виде уступа между площадями холмисто-западинного рельефа и плоской аккумулятивной равниной. Рассматриваемые формы сложены в основном щебнисто-галечными отложениями, иногда почти лишенными заполнителя. В толще рассеян крупноглыбовый материал, в одном случае встречено скопление исключительно больших гранитных валунов — размером до 3—5 м. В этих осадках наблюдаются прослои песков, гравийников, галечников. Обломочный материал представлен почти исключительно терригенными и вулканогенными породами северного обрамления, средняя окатанность обломков — 1,9 балла. В составе тяжелой фракции шлихов наблюдается равное соотношение магнетита, ильменита и граната (по 30—35%). Изученные осадки, по сообщению геологов ПГО "Севморгеология", распространены и на междуречье Шренк и Чукча, где они слагают также прекрасно выраженный в рельефе конечно-моренный вал высотой 40—50 м, протягивающийся от района озер Барометрических до истоков р. Ветка на 15 км. Есть все основания полагать, что изученные образования имеют континентально-ледниковое и водно-ледниковое происхождение. Проведенные геохимические исследования осадков, важнейшим из которых является анализ их поглощающего комплекса[1], предоставляют возможность при наличии локальных, региональных и общеевразийских эталонов судить об их континентальном или морском генезисе.

Данные сведены в таблицу. Поглощенные основания представлены двумя цифрами, верхняя из которых выражает содержание элемента в миллиграмм-эквивалентах или миллиграммах на 100 г породы, нижняя — удельное содержание, получаемое как частное от деления величины содержания каждого катиона на их сумму.

Локальными морскими реперами являются казанцевский (каргинский?) средний суглинок из разреза в устье р. Мамонта (обр. 1) и тяжелая супесь из обнажения казанцевских фаунистически охарактеризованных слоев района м. Челюскин (обр. 2). Они характеризуются высоким содержанием натрия — $300{,}0 \cdot 10^{-3}$ и $217{,}2 \cdot 10^{-3}$ (среднее по 42 образцам из всей Северной Евразии, включающим как сильно рассоленные породы суши, так и современные осадки морей Северного Ледовитого океана и Каспийского моря, — $293{,}9 \cdot 10^{-3}$) и калия — 43,8 и 76,3 (среднее — $44{,}0 \cdot 10^{-3}$). Коэффициенты щелочности высокие, т.е. типично морские (средний по Евразии — 0,862), но кальциево-магниевое отношение в первом образце (3,43) максимальное в морских эталонах (в среднем оно равно 1,12). Причина этого, по всей вероятности, в привносе кальция при размыве местных карбонатсодержащих пород.

Натриево-калиевое отношение является в известном смысле мерилом степени рассоленности морских осадков в континентальных условиях. По нашим, к сожалению, немногим данным, в современных илах северных морей разброс его величин составляет 12—21, поэтому можно говорить о высоком рассолении образца 1 и чрезвычайно большом — образца 2.

Континентальными эталонами регионального ранга выбраны пойменный осадок р. Норилка (обр. 3) и элювиально-делювиальный щебенчатый суглинок с высшей отметки плато Путорана (обр. 4). В обоих налицо низкое содержание

[1] Выполнен модифицированным методом Пфеффера без отмывания легкорастворимых солей (Кожевников, 1960) на географическом факультете МГУ.

натрия — 8,0—11,8 (среднее по 69 образцам Евразии — 22,5) и калия — 3,5—5,6 (среднее — 16,5), что обусловлено особенностями фона пород трапповой формации Путораны. Отсюда и низкая щелочность (среднеевразийский коэффициент равен 0,041). Кальциево-магниевое отношение — ниже среднего (3,03).

В свете приведенных данных не может вызывать сомнения принадлежность всех исследуемых пород (обр. 5—8, таблица) к морским или ледниково-морским образованиям (при широкой трактовке последнего термина, см. ниже). Судя по величинам такого интегрального генетического показателя, как коэффициент щелочности, преимущественно хорошо сортированные осадки — обр. 1, 2, 6, 7 — оказываются несколько более мористыми, чем грубообломочные — обр. 5, 8 (средние цифры соответственно 0,551 и 0,480). Необходимо также отметить, что по соотношению уровня содержания "морских" компонентов в различных слоях и коренных породах речь не идет об их заимствовании в валунных разностях из каких-либо других источников (для заведомо водных сортированных образований возможность такого заимствования, по существу, исключена, на чем основано применение самого метода).

Бор-галлиевое отношение, всегда в той или иной мере несущее следы древних этапов осадконакопления, часто недостаточно резко реагирует на фациальные условия новейшего этапа и поэтому имеет значение дополнительного показателя.

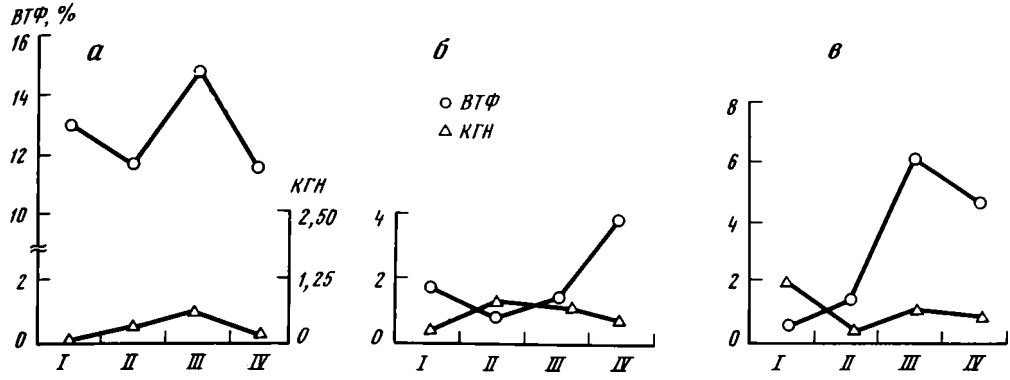
В таблице отношение представлено в своем обычном варианте (Акульшина, 1971; и др.)[1]. Среднее значение бор-галлиевого коэффициента по 54 континентальным эталонам составляет 1,49; среднее по 46 морским эталонам — 2,41. На этом основании и из сопоставления цифр таблицы вытекает заключение, в целом соответствующее сделанным ранее выводам по поглощенным основаниям, но с противоположной оценкой мористости сравниваемых типов пород, что подтверждает справедливость сделанных выше оговорок относительно возможностей метода.

Образец меловых отложений (N 9), несомненно, принадлежит к типично морским осадкам, как и сходные с ним по общему габитусу и содержанию натрия эоценовые глины и диатомиты центра Западной Сибири (Костяев, 1987).

В последнее время для генетической диагностики пород немаловажное значение приобретают данные пофракционного минералогического анализа, важнейшими из которых являются соотношения величин выхода тяжелой фракции (ВТФ) и коэффициента гравитационного накопления (КГН), т.е. отношения сумм минералов с удельным весом соответственно бóльшим и меньшим, чем 3,5 (Грабецкая, 1983; и др.). На известную роль в этом смысле может претендовать также показатель криогенного происхождения осадка в виде коэффициента криогенной контрастности (ККК) — отношения кварц-полевошпатового коэффициента в криогенной фракции (0,05—0,01 мм) к коэффициенту в предшествующей более крупной фракции, считающейся некриогенной (Конищев, Рогов, 1985).

В качестве эталонов нами выбраны зырянская морена Приполярного Урала (рис. 2,*а*) и современные илы Баренцева моря (рис. 2,*б*). У первой значения ВТФ образуют однообразную ломаную линию, за которой не улавливается определенной тенденции в дифференциации минералов по гранулометрическому спектру (то же относится к субгоризонтальной линии КГН). В морских илах наряду с главным пиком ВТФ во фракции 0,03—0,01 мм виден небольшой пик в крупнопесчаной фракции, который может отражать влияние слабого течения и (или) небольшого латерального смещения донного осадка. Пики КГН во фракциях 0,3—0,1 мм и отчасти 0,1—0,03 мм также говорят в пользу

[1] Определения элементов выполнены в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ спектральным эмиссионным анализом.



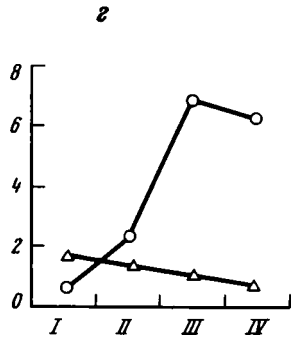


Рис. 2. Выход тяжелой фракции (ВТФ) и коэффициент гравитационного накопления (КГН) по классам крупности (*I–IV*) в эталонах и плохо сортированных суглинистых осадках Шренк-Мамонтовой депрессии

а — гравийно-галечно-валунно-супесчаная морена зырянского возраста (Приполярный Урал, верховья р. Лемвы, 400 м абс. выс., глубина 10 м) — среднее по двум образцам; *б* — современные донные среднесуглинистые отложения с редким гравием (Баренцево море в 140 км к западу от северной оконечности архипелага Новая Земля, глубина 115 м, интервал — 0—0,1 м); *в* — гравийно-галечные средние суглинки казанцевской свиты (Шренк-Мамонтовая депрессия, ближайший аналог обр. 7, см. таблицу); *г* — средние суглинки с галькой и валунами санчуговской свиты (там же, обр. 8, см. таблицу). Классы крупности: *I* — 1,0—0,3 мм; *II* — 0,3—0,1 мм; *III* — 0,1—0,03 мм; *IV* — 0,03—0,01 мм

потоковой сортировки. В морене ККК, оказавшийся больше 1 (1, 22), свидетельствует о криогенной природе осадка, в донных илах, как и следовало ожидать, — о некриогенной (ККК равен 0,84).

Обращаясь к образцу проблематичных санчуговских валунных суглинков с его почти равноценными пиками ВТФ в двух наиболее тонких ("морских") фракциях (рис. 2,*г*), легко увидеть сходство с баренцевоморским илом и, напротив, явное различие с мореной. Еще большее подобие по ВТФ и частично по КГН наблюдается с гравийно-галечно-суглинистыми ледово-морскими осадками казанцевской свиты (рис. 2,*в*), отличающимися от валунных суглинков, судя по максимуму ВТФ во фракции 0,1—0,03 мм, типичному для достаточно активных бассейновых условий, большей динамикой среды.

В данном образце санчуговских отложений имеет место распределение кварца и полевого шпата по криогенному типу (ККК равен 1,30), однако в аналогичной породе из близлежащего разреза оно оказывается нейтральным (ККК равен 0,97). Это обстоятельство привлекает к себе внимание и требует объяснения. В казанцевском ледово-морском диамиктоне соотношение указанных минералов некриогенное (ККК равен 0,91).

Таким образом, минералогические данные указывают на то, что санчуговские валунные суглинки, судя по их геохимической характеристике, сформированы при участии водно-бассейновой, морской компоненты.

Представленный материал, касающийся характеристики весьма важных, но далеко не всех аспектов геологической и палеогеографической обстановки данного региона в плейстоцене, заставляет отказаться от категоричности в выводах относительно условий формирования толщи рыхлых отложений и учитывать при этом наличие двух основных позиций.

Согласно одной из них, отражающей главные положения традиционной

климатостратиграфической схемы и разделяемой первыми двумя авторами настоящей работы, в холодные эпохи среднего и первой половины позднего плейстоцена ледники заполняли Шренк-Мамонтовую депрессию, испытавшую под их нагрузкой значительное гляциоизостатическое прогибание. На этапе деградации вследствие проникновения моря происходило всплывание льда и образование покровов шельфового типа, из которых вытаивала основная часть материала, формировавшего горизонты суглинистых ледниково-морских отложений. В местах впадения в водоем водно-ледниковых потоков отлагались песчано-гравийно-галечные наносы подводных дельт.

Иной взгляд, восходящий к построениям ряда исследователей севера Западной Сибири и Печорского бассейна, предполагает ограниченные масштабы ледников преимущественно северного склона Бырранга, спускавшихся в глубоководный морской бассейн и продуцировавших плавучие льды, в первую очередь айсберги. В этой связи примечательна высокая соленость валуносодержащих горизонтов, немногим отличающаяся от засоления типично морских сортированных и связанных с ними по простиранию гравийно-галечно-суглинистых (диамиктоновых) образований.

В фациально пестром ряду межледниковых пород, включающих в большом числе опресненные прибрежные песчаные отложения, диамиктон (средняя пачка обнажения района устья р. Ветка) представляет собой своеобразную глубоководную разность, вероятно обусловленную привносом в донные осадки плохо окатанного местного склонового материала, поступавшего в большом количестве на ледяной припай вследствие усиленной абразии крутых высоких уступов в максимальную фазу межледниковой трансгрессии.

Условия формирования ледниковых наносов района озер Астрономических и междуречья Шренк и Чукча связываются нами с выходом в депрессию в последнюю ледниковую[1] эпоху лопастей небольшого ледника по долинам, стаиванием льда на выступах складчатого основания и образованием хаотичных скоплений почти не подвергавшегося переносу и истиранию материала.

ABSTRACT

The deposits of surfaces at 30—120 m above s.l. are described — the arrangement of strata, common lithological features, grain-size data, mineralogy of sand-gravel-pebble and clay components, geochemistry (the absorbing complex composition and boron-gallium ratio in clay fraction). Lower and upper horizons of boulder loams are considered respectively as Middle Pleistocene Samarovsk—Tazovsk and Upper Pleistocene Zyriansk glacial-marine and submarine-deltaic formations. The intermediate layer of non-boulder loams and sands with lenses of gravel-pebble loams regarded as Kazantsevsk marine sediments with drop-stone (ice-floating) variety. The break-stone deposits alongside the depression's border are continental Sartansk moraines.

КОММЕНТАРИЙ РЕДКОЛЛЕГИИ

Статья В.М. Крупника, С.С. Кальниченко и А.Г. Костяева интересна новой комплексной характеристикой разных генетических типов четвертичных отложений Таймыра, которая позволяет более объективно подойти к трактовке генезиса сложно построенных толщ этого региона. Однако недостаточная статистика цифровых данных, представленных в таблице, вносит в работу элемент случайности и делает выводы авторов в какой-то мере дискуссионными. Дальнейшее накопление банка данных, возможно, повысит уровень надежности сделанных авторами научных разработок.

[1] Согласно авторам книги "Антропоген Таймыра" (1982), в северотаймырскую стадию сартанского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 193 с.

Грабецкая Н.А. Новое в методике литолого-минералогического анализа кайнозойских отложений // Геоморфологические исследования. Рукопись деп. в ВИНИТИ, 1983. N 3445. С. 13—26.

Гудина В.И., Крюков В.Д., Левчук Л.К., Судаков Л.А. Верхнеплейстоценовые отложения северо-восточного Таймыра // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1983. N 52. С. 90—97.

Кожевников К.Я. Быстрый и точный метод определения емкости поглощения в карбонатных почвах // Почвоведение. 1960. N 2. С. 100—102.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитических исследований. Состав и строение мерзлых грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1985. 115 с.

Костяев А.Г. К проблеме происхождения диамиктона приобской полосы Сибирских Увалов (Западная Сибирь) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1987. N 5. С. 86—92.

Макеев В.М., Бердовская Т.Н. Стратиграфия средне-верхнечетвертичных отложений берега Прончищева и прилегающей части гор Бырранга // Природа полярных стран. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. С. 114—139. (Тр. ААНИИ; Т. 318).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 0.01:552.5

Н.А. ГРАБЕЦКАЯ

ГРАВИТАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАТЕРИАЛА КАК КРИТЕРИЙ ВОССТАНОВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В статье рассматриваются особенности гравитационной дифференциации материала в отложениях различной генетической и фациальной принадлежности. Под гравитационной дифференциацией понимается соотношение между весом легких и тяжелых минералов в различных классах гранулометрического спектра.

Вопросам соотношения содержаний легких и тяжелых минералов в разных гранулометрических фракциях аллювия и прибрежно-морских осадков посвящены работы Л.Б. Рухина (1947), В.Н. Шванова (1964), Б.М. Осовецкого (1978). Выяснением условий концентрации тяжелых минералов разного диаметра в различных гидродинамических условиях занимались А.А. Аксенов с соавт. (1965), А.И. Имшенецкий (1959), В.Е. Рясина (1961), В.С. Трофимов (1963), А.А. Лазаренко (1964), З.В. Осипова (1967), Н.С. Окнова (1977). Основные положения этих работ заключаются в следующем:

1. Разница медианных размеров легких и тяжелых минералов (коэффициент смещения) отличается в субаэральных и субаквальных отложениях.

2. Накопление тяжелых минералов происходит преимущественно в одной или нескольких близких размерных фракциях и различается в осадках разного происхождения: в прибрежно-морских фациях это группа фракций размером 0,5—0,05 мм, в аллювии — 0,25—0,01 мм.

Данные по содержанию тяжелых минералов в разных гранулометрических фракциях гляциальных отложений приведены в работах А.В. Раукаса (1978), С.Д. Астаповой (1978), В.И. Ярцева (1978). Эти исследователи отмечают незначительные колебания содержаний тяжелых минералов по гранулометрическому спектру с плохо выраженным пиком в одной из песчаных или алевритовых фракций.

Нами при изучении кайнозойских отложений приморских низменностей Северо-Востока СССР была разработана методика комплексного литологического анализа (Грабецкая, 1980, 1983), в которую входило изучение характера распределения величины выхода тяжелых фракций — ВТФ по пяти классам крупности (от 1 до 0,01 мм). Кроме того, в составе тяжелых фракций каждого класса крупности определялся коэффициент гравитационного накопления — КГН (отношение числа зерен минералов с плотностью выше 3,6 г/см^3 к таковым с плотностью 2,9—3,4 г/см^3). В дальнейшем эта методика была применена для изучения ледниковых отложений центра Русской равнины, водно-ледниковых и бассейновых осадков на севере Западной Сибири и единичных образцов из других районов Севера. Всего по этой методике было обработано более тысячи образцов[1]. В их число входили различные фации современных

[1] Бóльшая часть из них — лично автором. Образцы ледниковых и водно-ледниковых отложений центра ЕТС были проанализированы и результаты анализа интерпретированы Л.А. Семеновой под руководством автора. Результаты минералогического анализа отложений Полярного Урала и северного побережья Таймыра были любезно предоставлены автору В.М. Крупником.

осадков и древние (от миоценовых до верхнеплейстоценовых) отложения разного генезиса. Сравнение показало близкий характер распределения ВТФ и КГН по классам крупности в древних и современных отложениях одного и того же генезиса из разных районов. На основании средних арифметических значений ВТФ и КГН в каждом из пяти классов крупности отложений одного и того же твердо установленного генезиса были построены кривые распределения ВТФ и КГН, несущие определенную генетическую информацию. Дальнейшие исследования показали, что тонкие различия в характере кривых, наблюдаемые в осадках одного генезиса, обусловлены их принадлежностью к разным фациям, а в некоторых случаях — геоморфологической обстановкой. Сравнение с этими "эталонными" кривыми кривых, полученных для отложений неясного генезиса, позволило, используя и комплекс других литологических показателей (Грабецкая, 1983), высказать предположение о их генезисе (Грабецкая, 1980, 1986; Грабецкая и др., 1982, 1983а, б).

К сожалению, механизм формирования особенностей распределения ВТФ и КГН по классам крупности не всегда ясен, нуждается в дальнейшем осмыслении и экспериментальной проверке. Предлагаемые кривые носят эмпирический характер, но полученные с их помощью выводы подтверждаются всем комплексом литологических показателей, геоморфологическими и палеогеографическими данными.

На рис. 1 показана группа кривых, характерных для отложений, сформированных под воздействием гидродинамических факторов: аллювия, морских и озерных осадков.

Для русловой фации аллювия небольших рек Яно-Индигирской, Колымкой и Валькарайской низменностей на кривой ВТФ характерен пик во фракции 0,25—0,1 мм (рис. 1, *III*). Кривая КГН начинается с фракции 0,25—0,01 мм, так как в более крупных фракциях минералы с плотностью более 3,6 г/см^3 отсутствуют. На кривой КГН наблюдается два пика: резкий — во фракции 0,05—0,01 мм, вообще характерный для отложений приморских низменностей Северо-Востока СССР с их незначительными уклонами и ослабленной динамической активностью, и менее четко выраженный — во фракции 0,25—0,1 мм, аналогичный пику на кривой ВТФ.

Для аллювиально-дельтовых осадков этих районов и перигляциального аллювия высоких террас Волги в районе Ржева (рис. 1, *V* и *I*), так же как и для озерных отложений Колымской низменности (рис. 1, *VI*), характерен пик ВТФ и КГН во фракции 0,1—0,05 мм. Очевидно, аллювий выше зоны подпора морем или озеровидным расширением долины находится в зоне ослабленной динамики. Эта особенность сохраняется и при повышенных абсолютных значениях ВТФ и КГН в перигляциальном аллювии Волги.

К этой же группе относятся кривые распределения ВТФ и КГН в отложениях едомы[1] Колымской низменности (рис. 1, *VII*), что позволяет говорить об их формировании в условиях аллювиальных разливов, что согласуется с точкой зрения, высказанной А.И. Поповым (1983).

Отложения пойменной факции некоторых притоков Колымы в ее низовьях на кривых ВТФ и КГН имеют пик во фракции 0,05—0,01 мм (рис. 1, *IV*).

Таким образом, характер распределения ВТФ указывает на фациальную принадлежность аллювия. Характер кривых КГН, слабее отражая фациальную принадлежность, свидетельствует о динамической активности водного потока, возможно связанной с неотектоникой.

Проанализированные нами несколько образцов горного аллювия Полярного Урала (рис. 1, *II*) отличаются высокими абсолютными значениями ВТФ и КГН, что может быть следствием как высокого содержания тя-

[1] Верхнеплейстоценовые льдистые лёссовидные образования.

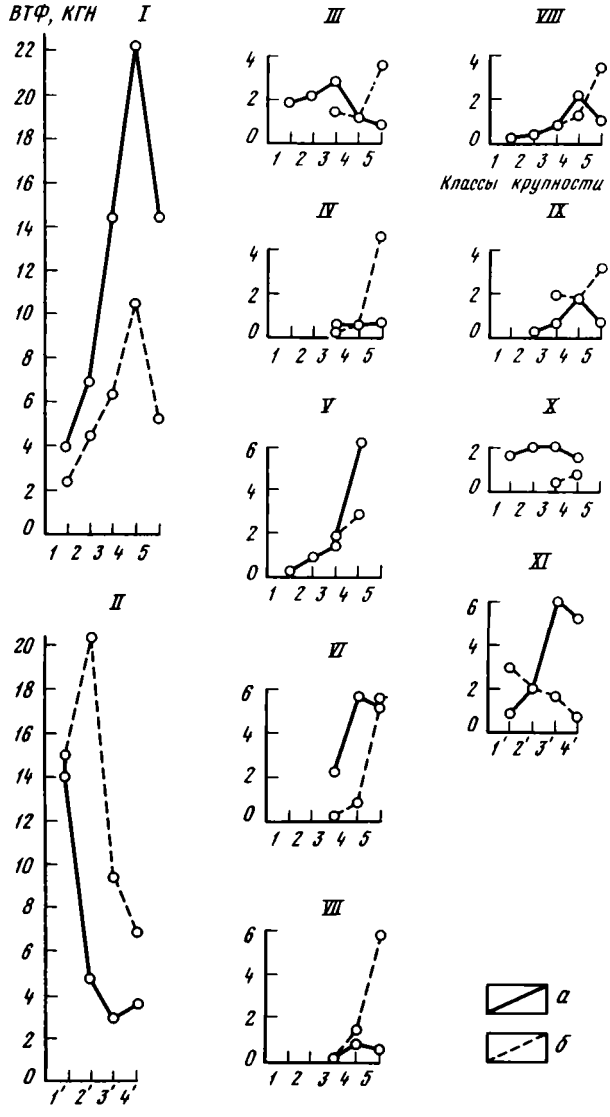


Рис. 1. Характер распределения гравитационных показателей по классам крупности в отложениях, сформированных под влиянием гидродинамических факторов

а — ВТФ, *б* — КГН. На рис. 1—4 классы крупности (в мм): *1—5* — образцы отложений Северо-Востока СССР, Русской равнины, Западного Забайкалья: *1* — 1—0,5; *2* — 0,5—0,25; *3* — 0,25—0,1; *4* — 0,1—0,05; *5* — 0,05—0,01. *1′—4′* — образцы отложений Полярного Урала, Таймыра: *1′* — 1—0,3; *2′* — 0,3—0,1; *3′* — 0,1—0,03; *4′* — 0,03—0,01.

Генетические типы отложений: *I* — перигляциальный аллювий; *II* — горный аллювий; *III* — русловая фация аллювия; *IV* — пойменная фация аллювия; *V* — аллювиально-дельтовые; *VI* — озерные; *VII* — едома Колымской низменности; *VIII* — морские в зоне активного волнового воздействия; *IX* — то же, в зоне течения; *X* — то же, в условиях ослабленной динамики; *XI* — ледово-морские (?)

желых минералов в материнских основных и ультраосновных породах, так и мощности потока. Смещение пика на кривой ВТФ во фракцию 1—0,3 мм также свидетельствует о динамической активности водотока. По данным В.И. Ярцева (1978), в аллювии рек Белоруссии на участках тектонических поднятий пик ВТФ смещается в сторону крупных фракций. Пик на кривой КГН про-

слеживается во фракции 0,3—0,1 мм, т.е. остается характерным для русловой фации аллювия.

Современные и верхнеплейстоценовые морские осадки изучались в проливе Лонга (Грабецкая, Павлидис, 1982), в акватории и на побережье Ванькиной губы моря Лаптевых (Грабецкая, 1986); современные, среднеплейстоценовые и плиоцен-нижнеплейстоценовые — на побережье Валькарайской низменности Чукотки (Грабецкая, 1980).

Для современных и верхнеплейстоценовых осадков в зоне активного волнового воздействия в субаквальных условиях и на пляже, а также в зоне течений характерен пик ВТФ во фракции 0,1—0,05 мм. Кривые КГН имеют пик во фракции 0,05—0,01 мм, а на участках течений еще и дополнительный слабый пик во фракции 0,25—0,1 мм — показатель формирования осадков в текучей среде (рис. 1, *VIII, IX*).

Морские осадки в зоне ослабленной динамики (акватория Ванькиной губы, пролив Лонга) характеризуются отсутствием четко выраженного пика на кривой ВТФ и наличием слабого цика во фракции 0,1—0,05 мм на кривой КГН (рис. 1, *X*), что указывает на наличие волновой гравитационной дифференциации материала. Аналогичный характер кривых типичен для среднеплейстоценовых отложений энмакайской свиты Чукотки (Грабецкая, 1980). Несмотря на присутствие морской фауны, некоторые литологические признаки (бедный минералогический спектр, сильная выветрелость и наличие глинистых пленок на поверхности обломочных зерен) свидетельствуют о первоначально субаэральных условиях формирования свиты. После затопления морем она подвергалась слабому волновому воздействию, которое выразилось лишь в повышении значений КГН во фракции 0,1—0,05 мм.

Таким образом, пик во фракции 0,1—0,05 мм на кривой ВТФ является показателем формирования осадков в бассейне. Собственно морской генезис осадка устанавливается на основании других показателей (Грабецкая, 1980, 1983; Грабецкая, Павлидис, 1982). Характер кривых КГН указывает на фациальные условия осадконакопления. Небольшие абсолютные значения ВТФ и КГН во всех изученных нами типах морских осадков свидетельствуют о кратковременности волнового воздействия на осадки, так как арктические бассейны бóльшую часть года покрыты льдом.

Представляет интерес изучение характера кривых ВТФ и КГН в плохо сортированных суглинках неясного генезиса, развитых на северном побережье Таймыра. Анализ минералогического состава нескольких образцов по нашей методике дал своеобразные кривые (рис. 1, *XI*). Кривая ВТФ достаточно определенно говорит о морском генезисе осадков; характер кривой КГН напоминает кривые ВТФ и КГН склоновых отложений (см. ниже), что наряду с преобладанием в минералогическом спектре слабоустойчивых к выветриванию и гипергенных минералов свидетельствует о значительном поступлении в море несортированного материала с суши (айсберги?). Поскольку генезис осадков определяется характером ВТФ, можно предположить, что это в большей степени "морские" осадки, чем отложения энмакайской свиты.

К другой группе изученных нами субаквальных осадков принадлежат отложения, сформировавшиеся в динамически малоактивных, "застойных", условиях при интенсивно протекающих процессах гипергенного минералообразования. Это озерно-болотные современные и верхнеплейстоценовые отложения северной Якутии (рис. 2, *I*), современные и миоцен-плиоценовые лагунные отложения Валькарайской низменности Чукотки (рис. 2, *II*), донные илы Баренцева моря (рис. 2, *III*). На кривых ВТФ этих осадков четко выражен пик во фракциях 1—0,25 мм, представленных преимущественно гипергенными минералами. Второй пик прослеживается во фракции 0,05—0,01 мм, в которой преобладают обломочные минералы.

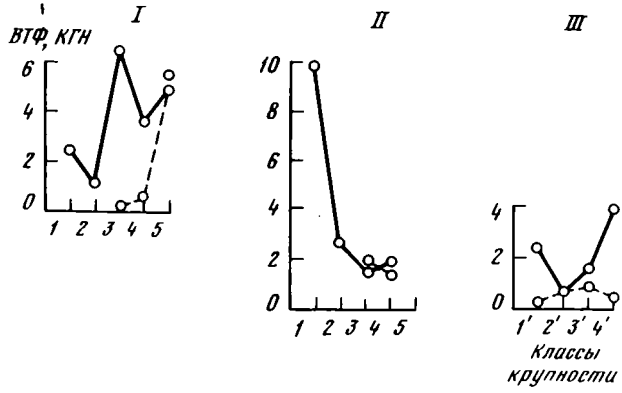


Рис. 2. Характер распределения гравитационных показателей по классам крупности в условиях интенсивного гипергенного минералообразования при подчиненной роли гидродинамических факторов
Генетические типы отложений: *I* — озерно-болотные; *II* — лагунные; *III* — донные илы

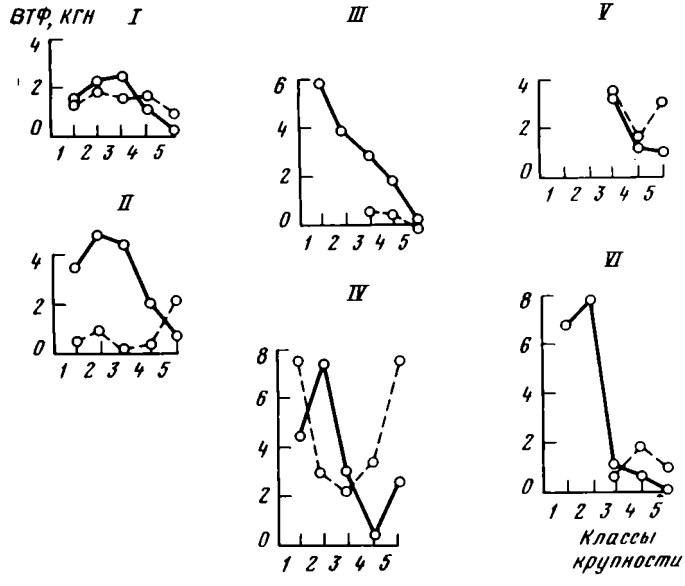


Рис. 3. Характер распределения гравитационных показателей по классам крупности в отложениях, сформировавшихся под воздействием процессов выветривания и латерального перемещения
Генетические типы отложений: *I* — кора выветривания; *II* — элювий; *III* — склоновые; *IV* — склоновые с горизонтами грунтовых вод; *V* — отложения склоновых шлейфов; *VI* — едома северо-запада Якутии

Выделяется также группа кривых распределения ВТФ и КГН, характерных для отложений, сформировавшихся в субаэральных условиях — в предгорьях, окаймляющих приморские низменности Северо-Востока СССР, на Полярном Урале, в Западном Забайкалье (Грабецкая, 1980; Грабецкая и др., 1983а, б). Это нижние горизонты площадных кор и линейные коры выветривания изверженных пород, современный элювий осадочных пород, современные склоновые отложения на разных породах, морена горного зырянского и сартанского оледенений. Эти отложения имеют близкий характер кривых ВТФ и КГН, что свидетельствует о формировании их под воздействием одних и тех же агентов — дезинтеграции и латерального перемещения. Кривые ВТФ и КГН лишены

четких пиков во фракциях 0,25—0,5.05 мм (рис. 3, *I—V*), что объясняется отсутствием гравитационной сепарации. В целом, наблюдается уменьшение значений ВТФ и КГН от крупных фракций к мелким, наиболее четко выраженное в склоновых отложениях (рис. 3, *III*), наименее — в корах выветривания (рис. 3, *I*). Пик во фракции 0,05—0,01 мм в элювии (рис. 3, *II*), ВТФ и КГН в склоновых образованиях (рис. 3, *IV*) имеет эпигенетическое происхождение — это результат гравитационной сепарации в грунтовых и надмерзлотных водах, а также в постшлировых полостях. Накопление тяжелых минералов у кровли вечной мерзлоты отмечалось и ранее (Логинова, 1977). Так как этот пик указывает на водонасыщенность склоновых отложений, он может служить показателем неустойчивости склонов. Крупные размеры тяжелых минералов (пик ВТФ во фракциях крупнее 0,1 мм) связаны с близостью коренных пород и их слабой дезинтеграцией.

Кривые распределения ВТФ и КГН отложений склоновых шлейфов (рис. 3, *V*) на первый взгляд напоминают кривые распределения руслового аллювия (см. рис. 1, *III*). Отложения у подножия склона сопки на Чукотке отличаются более разнообразным минеральным спектром, чем материал, лежащий выше по склону, и хорошей окатанностью минеральных зерен (Грабецкая и др., 1983б). Возможно, что это отложения предгорной равнины или временного водотока, ее дренирующего. С другой стороны, отложения склонового шлейфа на Колымской низменности, сложенные заведомо местным материалом, имеют аналогичный характер кривых ВТФ и КГН. Фракция крупнее 0,25 мм в отложениях склонового шлейфа вообще отсутствует, так что, вероятно, именно этим можно объяснить различия между кривыми *V* (склоновый шлейф), *III*, и *IV* (склоновые отложения) на рис. 3. Пик КГН, а иногда и ВТФ во фракции 0,05—0,01 мм свидетельствует как о слабом перемыве, так и о наличии горизонта грунтовых (намерзлотных) вод.

К этой же группе кривых относятся кривые распределения ВТФ и КГН едомы в районе Ванькиной губы моря Лаптевых (рис. 3, *VI*). Кривая ВТФ аналогична кривой, характерной для склоновых отложений. На кривой КГН прослеживается четкий пик во фракции 0,1—0,05 мм ("озерный"). Не останавливаясь в данной работе на таких сложных и спорных вопросах, как источник материала едомы, способы его транспортировки и условия седиментации, укажем только, что характер кривых свидетельствует о значительных латеральных перемещениях, которым подверглись отложения в процессе седиментации. Сочетание этих условий может иметь место при заполнении термокарстовых озер в результате частичного вытаивания жильного льда. Это предположение согласуется с точкой зрения В.Н. Конищева (1975) об "аласном" происхождении якутской едомы. Сравнение кривых ВТФ и КГН североякутской и колымской едомы говорит об их формировании (или переотложении) в совершенно различных условиях: на Колымской низменности — многократный перемыв блуждающими, медленно текущими водотоками, впадающими в проточные и непроточные озера[1], а в районе Ванькиной Губы — латеральное перемещение по пологим склонам с формированием термокарстовых озерков на месте частичного вытаявшего жильного льда.

Рассмотрим характер кривых ВТФ и КГН гляциальных и флювиогляциальных отложений. Как уже говорилось выше, морена горных ледников Полярного Урала отличается отсутствием четких закономерных пиков на кривых ВТФ и КГН, но здесь нет и дефицита тяжелых минералов во фракциях мельче 0,1 мм, характерного для элювия, коры выветривания и части скло-

[1] Детальное изучение литологических особенностей и характера кривых ВТФ и КГН разрезов колымской едомы в обнажениях р. Чукочьей, Антохинский Яр, Дуванный Яр выявило значительную изменчивость этих показателей. На рис. 1, *VII* отражена интегрированная картина.

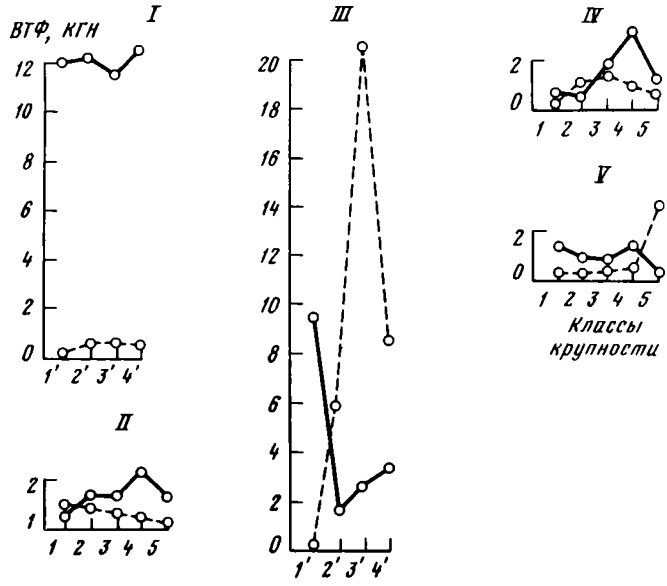


Рис. 4. Характер распределения гравитационных показателей по классам крупности в гляциальных и флювиогляциальных отложениях

Генетические типы отложений: *I* — морена в горах; *II* — морена на равнине; *III* — флювиогляциальные в горах; *IV* — флювиогляциальные на равнине; *V* — покровные суглинки

новых отложений (рис. 4, *I*). По-видимому, при таянии льда происходила очень слабая гравитационная сепарация (обогащение мелких фракций тяжелыми минералами), близкая по интенсивности к той, что происходит в горизонтах грунтовых вод.

Морены равнинных территорий (московская, реже днепровская района Ржева и Загорска) характеризуются отсутствием пиков на кривой КГН и близким его значением во всех классах крупности, наименьшим — в мелких фракциях. Кривая ВТФ имеет заметный пик во фракции 0,1—0,05 мм при близких значениях ВТФ в остальных классах крупности (рис. 4, *II*).

Водно-ледниковые отложения в горах (Полярный Урал) характеризуются пиком во фракции 1—0,3 мм на кривой ВТФ и 0,1—0,03 мм на кривой КГН (рис. 4, *III*). Кривые очень близки к кривым горного аллювия из этого же района, но смещение пика на кривой КГН в сторону мелких фракций свидетельствует об аллювиально-озерном режиме осадконакопления. Водно-ледниковые отложения на равнине имеют тот же характер кривой ВТФ, что и морена, залегающая с ними в одних разрезах (рис. 4, *IV*), но на кривой КГН заметен слабо выраженный пик во фракции 0,25—0,1 мм — показатель осадконакопления в текучих водах.

Несколько образцов покровных суглинков из центра и северо-востока ЕТС, проанализированных нами (рис. 4, *V*), имеют кривые ВТФ, близкие к кривой морены, являющейся исходной породой для покровных суглинков (Базилевская, Судакова, 1987). Заметный пик КГН во фракции 0,05—0,01 мм говорит или о выпадении осадка из взвеси в заболоченных озерах (рис. 2, *I*) в надмерзлотной верховодке (рис. 3, *II*, *IV*), или об очень слабом (периодическом?) перемыве осадков, аналогичном происходящему в пойменном аллювии (рис. 1, *IV*).

Приведенный материал свидетельствует о достоверности и информативности полученных нами эмпирических кривых. Кривые ВТФ и КГН часто неидентичны и характеризуют разные стороны процесса седиментации, что особенно важно для изучения полигенных отложений или осадков с невыясненным генезисом.

ABSTRACT

Methods of genesis definition and facies belonging of sediments are proposed in this article on the grounds of distribution character in heavy mineral contents in the graunulometric fractions. The two group distributions of heavy minerals, with density 2.9—3.4 g/cm^3 and over 3.6 g/cm^3 are considered. As a result of the study more than a thousand samples of different age (mainly from the Asian North regions) the distribution curve of heavy minerals about the granulometric fractions had been plotted, typical for the sediments of different genesis. Study of sediments with incomprehensible origin permitted to understand of the condition for their forming.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А.А., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.С., Щербаков Ф.А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76. С. 70—74.

Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен. М., 1978. С. 109—117.

Базилевская Л.И., Судакова Н.Г. Зависимость литологии лёссов от подстилающих пород в центральной России // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1987. N 1. С. 68—74.

Грабецкая Н.А. О распределения тяжелых минералов по гранулометрическим фракциям в различных генетических типах отложений северной Якутии и Чукотки. Деп. в ВИНИТИ, 1980, N 3768-80.

Грабецкая Н.А. Литологические особенности кайнозойских отложений Валькарайской низменности и их палеогеографическая интерпретация. Деп. в ВИНИТИ 14.11.80, N 4787-80. 16 с.

Грабецкая Н.А. Новое в методике литолого-минералогического анализа кайнозойских отложений. Деп. в ВИНИТИ. 24.06.83. N 3445-83. 13 с.

Грабецкая Н.А. Литологические особенности кайнозойских прибрежных отложений района Ванькиной губы (море Лаптевых) // Геохимические исследования в лесных и тундровых ландшафтах. М.: Моск. гос. пед. ин-т, 1986. С. 71—81.

Грабецкая Н.А., Павлидис Ю.А. Опыт применения комплексного литологического анализа для установления условий формирования осадков пролива Лонга (Чукотское море) // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 76—92.

Грабецкая Н.А., Сорокина Е.П., Жбанов Э.Ф. Литологические особенности склоновых отложений зоны южной тайги (Западное Забайкалье) // Проблемы геохимии в географии, геологии, почвоведении. М.: Моск. гос. пед. ин-т, 1983а. С. 98—119.

Грабецкая Н.А., Шурина Г.Н., Колесников С.Ф. Гипергенное преобразование минералов в элювии осадочных пород Чукотки // Почвоведение, 1983б. N 3. С. 90—103.

Имшенецкий А.И. О концентрации тяжелых минералов в аллювии по данным экспериментальных работ // Сов. геология. 1959. N 7. С. 30—36.

Конищев В.Н. О происхождении льдистых алевритов северной Якутии // II междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск. 1975. Вып. 8. С. 226—227.

Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны, Оки). М.: Наука, 1964. 236 с. (Тр. ГИН; Вып. 20).

Логинова И.Э. О гравитационной дифференциации тяжелых минералов в склоновых отложениях в связи с россыпеобразованием // Древние и погребенные россыпи СССР. Киев: Наук. думка, 1977. Ч. 1. С. 61—67.

Окнова Н.С. К вопросу о выборе размерной фракции для минералогического анализа // Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. 1977. Вып. 311. С. 44—49.

Осипова З.В. Об одном из способов обработки результатов минералогического анализа тяжелой фракции осадочных пород // Учен. зап. НИИГА. 1967. Вып. 7. С. 230—232.

Осовецкий Б.М. К теории процесса накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 1. С. 31—63.

Попов А.И. Об условиях формирования осадочно-криогенного (едомного) комплекса в плейстоцене на приморских равнинах субарктики // Проблемы криолитологии. Изд-во МГУ, 1983. Вып. XI. С. 19—35.

Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллинн: Вилгус, 1978. 308 с.

Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947. 68 с.

Рясина В.Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. С. 106—114.

Трофимов В.С. Условия образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 89—96.

Шванов В.Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром // Вестн. ЛГУ. 1964. N 6. Сер. геол. и геогр. Вып. 1. С. 155—159.

Ярцев В.И. Состав, распределение и особенности формирования тяжелой фракции антропогеновых отложений Белоруссии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1978. 23 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.8:551.791(470.323)

А.К. АГАДЖАНЯН, Н.И. ГЛУШАНКОВА

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Изученная территория расположена на западном склоне Среднерусской возвышенности, занимающей центральное положение во внеледниковой части Русской равнины.

Главным объектом исследований послужил один из крупнейших карьеров КМА — Михайловский, расположенный на правобережье р. Свапы, близ г. Железногорска. Стратиграфически полный разрез плейстоцена расположен на юго-восточном склоне водораздела рек Свапы и Неруссы, над самым высоким (местами до 240 м абс. высоты) подъемом поверхности протерозойских железистых кварцитов (Москвитин, 1976). Водораздел представляет собой пологоволнистую, преимущественно сильно- и среднерасчлененную эрозионно-денудационную равнину (Спиридонов, 1978).

Общая протяженность вскрытых здесь плиоцен-плейстоценовых отложений превышает 20 км, а их мощность достигает местами 30 м и более. Они чехлом ложатся на дочетвертичные осадочные породы юры и мела.

Новейшие отложения изучались поэтапно в течение четырех полевых сезонов (Агаджанян, Глушанкова, 1986). В южном и восточном уступах Михайловского карьера вскрыты преимущественно лёссово-почвенные формации среднего и позднего плейстоцена, залегающие на маломощных (2—3 м) аллювиальных осадках плиоцена. Основная часть разреза северного уступа представлена также лёссово-почвенными образованиями среднего и позднего плейстоцена, озерными и аллювиальными осадками раннего и среднего плейстоцена (р. 52, 59, 61, 62). В понижениях древнего рельефа здесь можно наблюдать переходы субаэральных отложений в субаквальные осадки. Последние довольно часто содержат остатки мелких млекопитающих и раковины моллюсков.

Наиболее представительная, сложнопостроенная толща отложений общей мощностью свыше 30 м обнажается на протяжении около 2,5 км, на одном из максимально высоких участков сильнорасчлененного водораздельного плато в западной части карьера. Здесь серией взаимоувязанных расчисток (р. 48, 50, 51), заложенных на небольшом расстоянии друг от друга в пределах одного геоморфологического уровня, вскрываются разновозрастные и разногенетические отложения: плиоцен-нижнеплейстоценовые аллювиальные и озерные осадки, фрагменты нижнеплейстоценовой палеопочвы, среднеплейстоценовая лёссово-почвенная толща, мощная толща лёссовидных суглинков московско-днепровского горизонта, позднеплейстоценовая лёссово-почвенная серия и современная почва, венчающая разрез. Сочетание отложений, столь разных по возрасту, генезису и тафономическим признакам, обусловливает высокую насыщенность палеогеографической информацией отложений Михайловского карьера.

Сопоставление основных плиоцен-плейстоценовых толщ изученных разрезов Михайловского карьера приводится на рис. 1. Ниже дано описание разреза западной стенки карьера (т. 50).

В обнажении общей мощностью 32,35 м сверху вниз вскрываются:

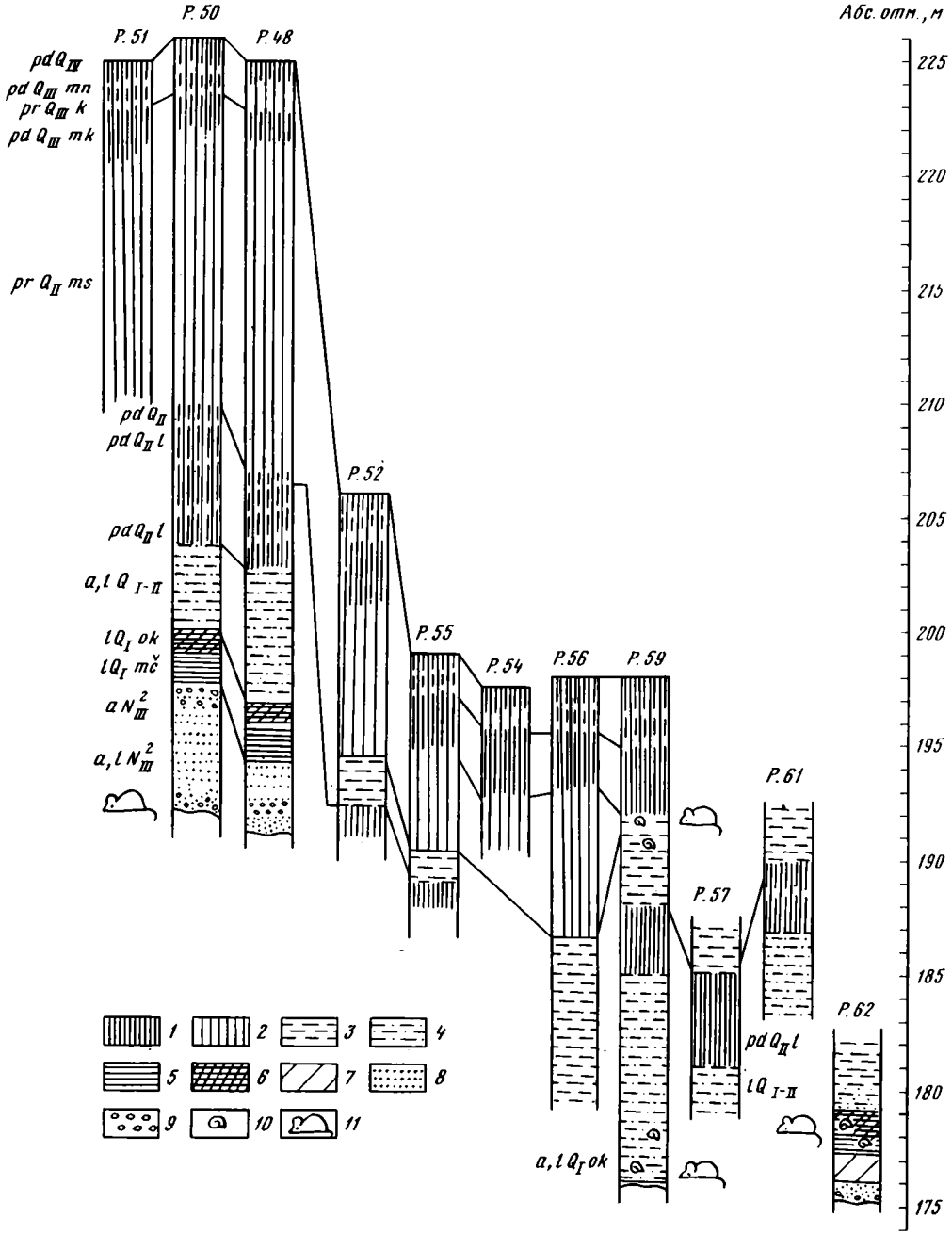


Рис. 1. Сопоставление основных толщ разрезов плиоцен-плейстоценовых отложений Михайловского карьера КМА

1 — современные и ископаемые почвы; *2* — лёссовидные суглинки; *3* — супеси; *4* — алевриты; *5* — глины; *6* — коричневые суглинки; *7* — сизые суглинки; *8* — пески; *9* — галечники; *10* — раковины моллюсков; *11* — грызуны

Слой 1 — 0,0—1,1 м (pd Q_{IV}) — современная почва — оподзоленный чернозем. A_1 — 0,0—0,3 м — суглинок темно-серый, почти черный, комковато-зернистая структура, корни растений; переход в нижележащий горизонт языковатый. AB — 0,3—0,5 м — суглинок серовато-желтовато-бурый, комковатая структура, кремнеземистая присыпка единичными пятнами и по граням структурных отдельностей; переход постепенный. B — 0,5—1,1 м — суглинок желтовато-светло-коричневый, комковато-ореховатая структура; нижний контакт постепенный.

Слой 2 — 1,1—1,65 м (pd Q_{III}mn) — I ископаемая почва. A_1 — 0,0—0,35 м — суглинок темно-желтовато-светло-бурый, в значительной степени деформированный, комковато-порошистая структура, "ячеистая" текстура, пористый, корнеходы, кремнеземистая присыпка редкими пятнами и по граням структурных отдельностей; переход по неясной границе. B — 0,35—0,55 м — суглинок буровато-темно-желтый, комковатая структура, пористый, редкий карбонатный псевдомицелий, слабая пунктация гидроокислов марганца; переход постепенный.

Слой 3 — 1,65—2,25 м (pr Q_{III}k) — лёссовидный суглинок, желтовато-палевый, пористый, "ячеистая" текстура, слабая пунктация гидроокислов железа и марганца, слабый псевдомицелий; нижний контакт постепенный.

Слой 4 — 2,25—3,65 м (pd Q_{III}mk) — II ископаемая почва (мезинский педокомплекс). A_1 — 0,0—0,8 м — суглинок темно-желтовато-бурый, в нижней части темно-коричневый, комковато-порошистая структура, пористый, слабая пунктация гидроокислов железа и марганца, корнеходы, потечность органического вещества; переход языковатый. A_2 — 0,8—1,0 м — супесь желтовато-палевая, неясно комковато-плитчатая структура, кремнеземистая присыпка; переход по неровной границе. B — 1,0—1,4 м — суглинок палево-желтый, карбонатный псевдомицелий, слабая пунктация гидроокислов железа и марганца; переход постепенный.

Слой 5 — 3,65—15,10 м (pr Q_{II}ms) — лёссовидный суглинок светло-желтовато-палевый, к подошве слоя — с зеленоватым оттенком, неслоистый, пористый, на глубине 5,5—6,0 м горизонтально-слоистый, карбонатный псевдомицелий, слабая пунктация гидроокислов железа и марганца (максимум концентрации на глубине 8,0—9,5 м); нижний контакт неровный.

Слой 6 — 15,10—15,60 м (pd Q_{II}) — III ископаемая почва. A_1 — 0,0—0,2 м — суглинок коричневато-бурый, комковато-порошистая структура, пунктация гидроокислов железа и марганца; переход по волнистой границе. B — 0,2—0,5 м — суглинок светло-коричневый с сизоватым оттенком, комковатая структура, слабая пунктация гидроокислов железа и марганца; нижний контакт неровный.

Слой 7 — 15,6—17,4 м (pd Q_{II}l) — IV ископаемая почва. A_1 — 0,0—0,7 м — суглинок темно-коричневато-бурый с красноватым оттенком, комковато-порошистая структура, обилие железистомарганцовистых микроортштейнов и примазок, кремнеземистая присыпка, внедрение по вертикали сверху более светлого материала; переход по неровной границе. AB — 0,7—0,9 м — суглинок светло-темно-коричневый, примазки гидроокислов железа и марганца. B — 0,9—1,8 м — суглинок светло-темно-коричневато-бурый в верхней части, книзу темно-коричневый, комковато-ореховатая структура, плотный, примазки и бобовины гидроокислов железа и марганца, кремнеземистая присыпка; нижний контакт языковатый.

Слой 8 — 17,4—19,6 м (pd Q_{II}l) — V ископаемая почва, A_1 — 0,0—0,9 м суглинок темно-бурый, книзу с красноватым оттенком, комковато-зернистая структура, плотный, пористый, потечность органического вещества (отдельные языки проникают на значительную глубину), обилие железистомарганцовистых микроортштейнов, кремнеземистая присыпка; переход неровный. AB — 0,9—1,1 м — суглинок темно-бурый, темно-желтовато-светло-коричневый, комковато-порошистая структура, плотный, пористый, обилие железистомарган-

цовистых бобовин; переход постепенный. В — 1,1—2,2 м — суглинок и супесь буровато-светло-коричневые, комковато-ореховатая структура, плотное сложение, обилие железистомарганцовистых бобовин и примазок, кремнеземистая присыпка, кротовины различной формы (округлые, вытянутые) и разных размеров (21×11, 10×13 см), выполненные более темным материалом; фиксируются "клинья" с белесым материалом, проникающие в нижележащую палеопочву; нижний контакт неровный.

Слой 9 — 19,6—21,1 м (pd $Q_{II}l$) — VI ископаемая почва. A_1 — 0,0—0,5 м — суглинок буровато-коричневатый, комковато-зернистая структура, пористый, обилие железистомарганцовистых примазок и бобовин; переход неровный. A_2 — 0,5—0,73 м — супесь светло-буровато-желтовато-белесая, ореховато-комковатая структура, кремнеземистая присыпка, железистомарганцовистые примазки и микроортштейны; переход неровный. В — 0,73—1,5 м — супесь и суглинок белесовато-охристо-желтые, неясно комковато-ореховатая структура примазки и потеки гидроокислов железа и марганца, кротовины вытянутой формы (7×12 см), выполненные более темным материалом; нижний контакт неясный.

Слой 10 — 21,1—25,0 м (a, l Q_{II+I}) — супесь и алеврит желтовато-охристые, светло-желтовато-бежевые, горизонтально-слоистые, небольшие "клинья" на глубине 22,3 м, кротовины с более темным материалом; нижний контакт ровный.

Слой 11 — 25,0—25,95 (l $Q_I$ok) — глина и алеврит темно-желтовато-бежевого цвета, примазки и пунктация гидроокислов железа и марганца, вертикальное внедрение голубовато-зеленоватого материала; нижний контакт по ровной границе.

Слой 12 — 25,95—27,35 м (l Q_Imč) — глина, светло-коричневато-бурая в кровле и темно-коричневая у подошвы слоя, вязкая, плотная, пятна вивианита, железисто-марганцовистые примазки, микроортштейны; у подошвы слоя кротовины, выполненные более темным материалом; нижний контакт ровный.

Слой 13 — 27,35—28,55 м (a N^2_{III}) — песок разнозернистый (преимущественно среднезернистый) с гравийно-галечным, обломочным материалом, карбонатными конкрециями (дутиками), серовато-бежевато-зеленовато-охристый, косо- и горизонтально-слоистый; нижний контакт неровный.

Слой 14 — 28,55—32,35 м (a, 1 N^2_{III}) — песок средне-тонкозернистый, зеленовато-серый, ржавый у подошвы слоя; преимущественно горизонтально-слоистый; в кровле слоя — обломки окремнелых известняков.

Литолого-геохимические характеристики плейстоценовых отложений разреза Михайловка получены по данным определения гранулометрического и валового химического состава, количественных и качественных параметров органического углерода, степени карбонатности, водной вытяжки, реакции среды (pH) и др. Их использование в сочетании с анализом морфотипических признаков позволило установить различия в свойствах, генезисе отложений, приводимые ниже.

Современный почвенный покров водоразделов исследуемой территории представлен иловато-пылеватыми, среднесуглинистыми оподзоленными черноземами. Содержание гумуса в них колеблется в широких пределах (Сорг. — 0,42—3,85%) и постепенно падает с глубиной. В его составе преобладают гуматы кальция ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 1,8—2,1). Химический состав однороден по всему профилю. Для него характерны узкие молекулярные отношения SiO_2:R_2O_3, которые в верхней части профиля составляют 11,6, в нижних горизонтах они несколько сужаются и достигают 9,3. В распределении карбонатов отмечается отчетливый максимум в иллювиальном горизонте (CO_2 карб. — 5,5%). Реакция почвы меняется от слабокислой, близкой к нейтральной в верхней и средней частях, к щелочной в ее основании. Водорастворимые соли в профиле современной почвы минимальны (сухой остаток — 0,035—0,064%) (рис. 2, см. вкл.).

Материнской породой для оподзоленного чернозема служат пылевато-средне-

суглинистые, слабокарбонатные (CO_2карб. — 1,10%) суглинки с органическим веществом (Сорг. — 0,20%) фульватного состава ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,17) и высоким негидролизуемым остатком.

В основании этого суглинка развит профиль I ископаемой почвы, в значительной степени нарушенной мерзлотными, структурными деформациями. По механическому составу она относится к легко- и среднесуглинистым разностям. В ней отмечается высокое содержание илистых частиц (10,9—14,2%) по сравнению с перекрывающим ее лёссовидным суглинком. Палеопочва относительно гумусирована (Сорг. — 0,12—0,29%) и отличается фульватным составом органического вещества ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,38—0,57). Она слабокарбонатна в пределах гумусового горизонта (CO_2 карб. — 0,10%). Количество углекислоты значительно возрастает в нижних горизонтах профиля (CO_2 карб. — 2,72%), что свидетельствует о наличии морфологически хорошо выраженного иллювиально-карбонатного горизонта. Данные валового анализа показывают, что в палеопочве отсутствует четкая дифференциация по илистой фракции и полуторным окислам. Относительное накопление их отмечается лишь в гумусовом горизонте. Содержание кремнекислоты постепенно уменьшается к основанию профиля, возрастая в перекрывающем лёссовидном суглинке. Обратная картина наблюдается в поведении полуторaокисей железа и алюминия.

Исходя из сказанного, можно заключить, что почвообразование этого этапа сопровождалось дерново-глеево-мерзлотными процессами, приближающими данную палеопочву к современным палевым мерзлотным почвам Центральной Якутии.

Ранневалдайский лёссовидный суглинок, служащий материнской породой описанной выше палеопочвы, практически не сохранился в первозданном виде и целиком проработан почвообразовательными процессами брянского интерстадиала.

В основании его развит мезинский педокомплекс. По морфологическим особенностям и аналитическим данным он четко делится на две разнородные по генезису части: нижнюю (гор. A_1A_2, B) — палеопочву климатического оптимума и верхнюю (гор. A_1) — постоптимального периода. По параметрам механического состава педокомплекс относится к иловато-пылеватым легко- и среднесуглинистым разностям. В его профиле доминирует фракция крупной пыли, составляющая половину или почти половину от суммы всех фракций, и значительно увеличено содержание ила по сравнению с материнской породой. Заметное облегчение механического состава наблюдается в элювиальном и в нижней части иллювиального горизонта, а также в подстилающем суглинке, где фиксируется уменьшение фракции меньше микрона. Накопление последней четко проявляется в гумусово-аккумулятивном и в верхней части иллювиального горизонта. Для педокомплекса характерна высокая степень карбонатности (CO_2 карб. — 1,78—5,14%), максимум которой приходится, вероятно, на иллювиальный горизонт верхней части педокомплекса. Содержание органического вещества в нем невелико относительно современной почвы, но максимально высокое по сравнению как с более молодыми, так и более древними почвами разреза. Количество его колеблется в широких пределах (С орг — 0,12—0,45%). В распределении его по профилю наблюдается наличие двух максимумов, приуроченных к гумусовым горизонтам палеопочв, входящих в педокомплекс. В верхней почве углерод постепенно уменьшается с глубиной, а в нижней — резко сокращается. Качественный состав его меняется от гуматного в верхней части педокомплекса ($C_{гк}$: $C_{фк}$ — 1,2) через фульватно-гуматный ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,9) к фульватному в нижней его части ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,6).

Данные валового анализа показывают, что содержание различных компонентов химического состава не остается постоянным в профиле педокомплекса, а изменяется по генетическим горизонтам обеих палеопочв, отражая особенности и подчеркивая специфику его морфологии. Водная вытяжка педокомплекса щелочная

(pH 7,9—8,1). Легкорастворимые соли содержатся в незначительном количестве (сухой остаток — 0,064—0,088%), но в более высоком — относительно древних почв исследуемого разреза (см. рис. 2).

На основании вышесказанного можно предположить, что формирование нижнего почвенного профиля сопровождалось, очевидно, процессами оподзоливания и отличалось элювиально-иллювиальным характером распределения продуктов почвообразования, адекватных современным лесным почвам. Основным процессом развития верхнего почвенного профиля было гумусонакопление, характерное для современных степных почв.

Материнской породой для полигенетического педокомплекса служат лёссовидные суглинки, мощность которых превышает 10,0 м, относимые ко времени днепровской ледниковой эпохи. Результаты гранулометрического анализа показывают преобладание во всей толще фракции 0,01—0,05 мм (64,5—76,7%), увеличение и рост ее содержания к подошве слоя. Значительно уступает ей глинистая и песчаная фракции (6,4—13,1%). Содержание органического углерода минимально и колеблется в пределах 0,10—0,12%. Лёссовидные суглинки карбонатны (CO_2 карб. — 0,73—4,20%). Максимум углекислоты приходится на верхнюю и среднюю части слоя, к подошве ее количество уменьшается. Химический состав суглинков неоднородный и подчеркивает их морфологическое разнообразие: содержание кремнезема изменяется в пределах 73,9—78,3%, окислов железа — 1,57—2,48%, окислов алюминия — 7,29—9,31%. Широкие молекулярные отношения SiO_2:R_2O_3, равные 7,38—8,53, отмечаются в кровле слоя, книзу они сужаются до 6,64—7,10, оставаясь достаточно высокими по сравнению с нижележащими палеопочвами. Реакция по всей толще лёссовидных суглинков щелочная (pH 7,6—8,2). Количество водорастворимых солей в них невелико (сухой остаток — 0,046—0,070%).

Относительно маломощный и организованный по типу A_1, B_{Ca} профиль III ископаемой почвы, развитый в основании этих суглинков, отличается невысокой гумусированностью (С орг. — 0,15—0,18%), постепенным падением содержания органического углерода гуматного состава ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 1,3—1,4) вниз по профилю палеопочвы. Отчетливо выраженный максимум карбонатов приурочен к иллювиальному горизонту (CO_2 карб. — 2,01—2,95%). Палеопочва имеет тяжелый механический состав. Наибольшее содержание полуторных окислов приходится на среднюю часть профиля. В химическом составе наблюдаются узкие молекулярные отношения SiO_2:R_2O_3. Палеопочва не засолена легкорастворимыми солями (сухой остаток — 0,056%). Можно предположить, что основными почвообразующими процессами при формировании палеопочвы был лессиваж в сочетании с оглиниванием почвенной массы. По морфологии и химическому составу данная палеопочва приближается к современным коричневым почвам. Последние развиваются в умеренно теплых субтропических условиях под ксерофитными дубово-грабовыми лесами и кустарниками при непромывном водном режиме и глубоком залегании грунтовых вод. Они распространены в районах отчетливо выраженного средиземноморского режима: в Северной и Южной Америке, Австралии, Восточном Китае. В СССР подобные почвы встречаются в предгорных и горных областях в сухих субтропических районах Закавказья, некоторых горных районах Средней Азии, горах Крыма (Глазовская, 1972).

Педокомплекс, состоящий из сближенных палеопочв (IV, V), характеризуется тяжелым механическим составом. Он слабо дифференцирован по содержанию илистых частиц. Незначительный рост содержания их фиксируется в средней и нижней частях гумусового горизонта, а максимум приходится на среднюю и нижнюю части иллювиального горизонта. Содержание органического углерода в профиле педокомплекса невелико (С орг. — 0,10—0,45%); оно постепенно убывает с глубиной и образует два максимума — в средней и нижней частях гор. A_1. В составе органического вещества верхней и средней частей гумусового горизонта

преобладают гуматы кальция ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 1,4), в нижней части — фульвокислоты ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,62).

Данные валового анализа показывают относительную стабильность химического состава в бескарбонатном профиле педокомплекса. Для него характерны узкие молекулярные отношения SiO_2:R_2O_3 по сравнению с более древними почвами разреза. Реакция водной вытяжки меняется от слабокислой в верхней и средней частях профиля до нейтральной в нижней его части (pH 5,9—7,0). Легкорастворимые соли содержатся в минимальных количествах (сухой остаток — 0,034—0,048%) (см. рис. 2).

Указанные аналитические характеристики в сочетании с морфологическими особенностями свидетельствуют о преобладании гумусонакопления и элювиально-глеевых процессов и позволяют сопоставить почвы, входящие в педокомплекс, с луговыми черноземовидными почвами прерийной лесостепи южных равнин Приамурья. Они детально изучены Ю.А. Ливеровским (1987) и др. Аналогичные почвы широко распространены по плоским слабодренированным равнинам Северной Америки (к югу от Великих Озер, в междуречьях Миссисипи, Миннесота, Висконсин, Огайо) (Глазовская, 1973).

Изучение VI палеопочвы показало, что содержание органического вещества фульватного состава ($C_{гк}$:$C_{фк}$ — 0,53) в ней невелико и колеблется в пределах 0,10—0,20%. Механический и химический состав мало изменяется по профилю, намечается лишь слабая дифференциация почвенного профиля по содержанию илистой фракции и полуторных окислов. Максимум концентрации их приходится на горизонт вмывания, где и фиксируется утяжеление механического состава по сравнению с почвообразующей породой.

Водная вытяжка имеет слабокислую реакцию в верхней части профиля с переходом книзу в слабощелочную (pH 6,7—7,9). Почвенная толща промыта от карбонатов и легкоподвижных продуктов почвообразования (сухой остаток — 0,088—0,068%) (см. рис. 2).

Сказанное позволяет предположить, что формирование данной палеопочвы сопровождалось оглинением почвенного профиля. Морфологически выраженная дифференциация почвенного профиля по элювиально-иллювиальному типу при слабом перераспределении химических компонентов и характеру распределения илистой фракции дает основание для сопоставления его с современными бурыми лесными оподзоленными почвами. Последние распространены в районах с теплым умеренно влажным климатом океанического типа. Они встречаются под хвойными и широколиственными листопадными и смешанными листопадно-вечнозелеными лесами. Бурые лесные почвы занимают обширные пространства в Западной и Центральной Европе, встречаются в Северной и Южной Америке, Австралии, восточной части Китая и других регионах земного шара. В СССР они развиваются в горных условиях Закарпатья, Крыма, Кавказа, Горного Алтая. На Дальнем Востоке (Уссурийско-Ханкайская и Зейско-Буреинская провинции) они формируются под хвойно-широколиственными лесами, состоящими из саянской ели, пихты, кедра, дуба, клена, липы (Глазовская, 1973; Ливеровский, 1987).

В гранулометрическом составе озерных отложений, подстилающих палеопочву, доминируют пелитовые разности. Содержание их в кровле и подошве толщи почти одинаково и приближается к 40%, в средней части количество их превышает 50%. Данные химического состава показывают пониженное содержание в них кремнезема, повышенное — полуторных окислов. Молекулярные отношения сужаются по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями и становятся: SiO_2:Al_2O_3 — 8,4—8,9, SiO_2:Fe_2O_3 — 41,3—53,9, SiO_2:R_2O_3 — 7,2. Для озерных отложений отмечается повышенное содержание органического вещества (С орг. — 0,17—0,21%).

Плиоценовые аллювиальные отложения, выходящие в основании разреза, по данным гранулометрического анализа представлены мелко- и среднезернистыми

песками с преобладанием фракций 0,25—0,1 мм, 0,5—0,25 мм при подчиненном значении всех остальных разностей. Данные определения химического состава отражают максимальное для этого разреза содержание кремнезема, пониженное количество окислов железа и алюминия. Для песков характерны широкие молекулярные отношения: $SiO_2:R_2O_3$ — 21,6, $SiO_2:Al_2O_3$ — 26,7. Они нацело промыты от карбонатов и содержат минимальное количество органического вещества (С орг. — 0,10%) (см. рис. 2).

Остатки мелких млекопитающих найдены в различных горизонтах новейших отложений Михайловского карьера. Самые древние получены из плиоценовых отложений юго-западной части карьера. Здесь в основании четвертичной толщи повсеместно распространены светло-желтые и светло-коричневые пески, косослоистые, средне- и крупнозернистые, мощностью до 2 м. Они содержат разрозненные зубы, фрагменты челюстей и костей посткраниального скелета мелких млекопитающих совместно с костями рыб и крупных Urodela. Это костеносный горизонт Михайловка-1. В определении использовано 140 остатков. Установлены следующие виды: Desmana sp. 1, Leporidae gen. 1, Citellus sp. 1, Castoridae gen. 4, Mimomys pliocaenicus F. Major 2, M. savini Hinton 50, M. pusillus Mehely 2, M. sp. 19, Villanyia hungaricus (Kormos) 34, Clethrionomys sp. 1, Allophaiomys pliocaenicus Kormos 12, Microtinae gen. 13.

Ведущим компонентом фауны являются полевки Mimomys, содоминантом — представители рода Villanya. Заметна численность древнейшей некорнезубой полевки Allophaiomys. Единично представлены рыжая полевка Clethrionomys, суслик, выхухоль, бобр, заяц. Биота, вероятно, имела лесостепной характер.

Возраст костеносного горизонта Михайловка-1 определяется обилием и разнообразием древних корнезубых полевок Mimomys и Villanyia, присутствием Allophaiomys, что позволяет относить описанное выше сообщество к самым ранним фазам развития таманского фаунистического комплекса.

Другой костеносный горизонт, Михайловка-2, приурочен к сизым глинам в северной части карьера. Всего здесь получено около 300 костных остатков следующих видов: Ochotona sp. 3, Citellus sp. 1, Clethrionomys ex gr. glareolus Schreber 2, Pitymys sp. 1, Lemmus sp. 1, Dicrostonyx simplicior okaensis Alexandrova 128, Lagurus transiens Janossy 12, Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas 32, M. sp. 101.

По экологическому составу данное сообщество однозначно интерпретируется как тундровое. Высокая численность копытного лемминга Dicrostonyx, примесь суслика и пеструшки свидетельствуют о господстве в то время на западном склоне Среднерусской возвышенности открытых ландшафтов — преимущественно кустарничковых тундр, в которые были вкраплены участки степной растительности. Присутствие рыжей и кустарниковой полевок предполагает локальное существование небольших лесных массивов. Климат в эпоху формирования горизонта Михайловка-2 был холодный и сухой.

Возраст данного сообщества определяется эволюционным уровнем лемминга, степной пеструшки, узкочерепной полевки. Наиболее точно Dicrostonyx simplicior Feifar сопоставляется с долихвинским леммингом Чекалинского разреза, который описала Л.П. Александрова (1982). Время существования этой формы — окская ледниковая эпоха.

В целом видовой состав и эволюционный уровень отдельных компонентов Михайловки-2 свидетельствуют о том, что это сообщество отвечает холодной эпохе конца раннего — начала среднего плейстоцена, т.е. соответствует окскому климатолиту.

Третий костеносный слой обнаружен в средней части расчистки 52 в северной части карьера. Он приурочен к плотным коричневым суглинкам, залегающим на сизых глинах. Из костеносного горизонта Михайловка-3 получено 44 остатка следующих видов: Ochotona cf. pusilla Pallas 14, Citellus sp. 1, Clethrionomys cf.

glareolus Schreber 4, Microtus ex gr. middendorfi-hyperboreus 4, M. (Stenocranius) cf. gregalis Pallas 3, M. sp. 18.

Преобладают в данном сообществе серые полевки, степная пищуха, присутствует рыжая полевка. Узкочерепная полевка, пищуха, суслик свидетельствуют о господстве степных ландшафтов. Рыжая полевка предполагает участки лесной растительности. Таким образом, в эпоху накопления коричневых суглинков открытые ландшафты еще сохранялись, но преобладающими были луговые степи с заметной долей лесных массивов.

Костеносный горизонт можно датировать, исходя лишь из его положения в разрезе. Он залегает под почвами лихвинского межледниковья и над сизыми глинами окского времени, т.е. он отвечает переходному этапу от окского оледенения к лихвинскому межледниковью.

Один из самых продуктивных костеносных горизонтов был найден в верхнеплейстоценовых отложениях. Он приурочен к озерным осадкам, которые вскрыты расчистками 57, 59 и др. Сохранность полученного материала очень хорошая: помимо зубов и костей посткраниального скелета встречаются фрагменты черепов и целые нижние челюсти. Из костеносного слоя Михайловка-5 получено более 500 определимых фрагментов следующих видов: Sorex cf. araneus L. 19, S. cf. minutus L. I, S. sp. 8, Talpa ex gr. europaea L. 16, Ochotona ex gr. pusilla Pallas 5, Citellus cf. suslicus Güldenstaedt 18, Apodemus ex gr. silvaticus L. 6, Clethrionomys glareolus Schreber 30, Arvicola ex gr. sapidus Miller 95, Pitymys ex gr. subterraneus Selys-Longchamps 12, Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas 2, M. arvalis Hinton 8, M. ex gr. agrestis L. 107, M. sp. 132, Eolagurus sp. 1, Spalax ex gr. microphtalmus Güldenstaedt 29.

Сообщество местонахождения Михайловка-5 отличается большим разнообразием как грызунов, так и насекомоядных. Среди грызунов наибольшую численность имеют водяная и пашенная полевки. Содоминантами являются слепыш, рыжая полевка, суслик. Заметная роль принадлежит кустарниковой полевке и лесной мыши. Среди насекомоядных высока численность крота и землеройки, близкой Sorex araneus. Зайцеобразные представлены степной пищухой.

Уже само разнообразие фауны и обилие насекомоядных, особенно крота, свидетельствует о благоприятных климатических условиях в период существования этого сообщества. Высокая численность рыжей полевки, присутствие лесной мыши и полевки Pitymys свидетельствуют о существовании крупных лесных массивов, в древостое которых сочетались хвойные и широколиственные породы деревьев. Высокая численность пашенной полевки предполагает наличие значительных участков, занятых луговым разнотравьем. Arvicola — показатель заболоченных биотопов с обилием околоводных растений, прежде всего осок и злаков. Присутствие слепыша и суслика предполагает существование ограниченных участков, занятых степными ассоциациями.

Видовой состав и эволюционный уровень важнейших компонентов фауны костеносного слоя Михайловка-5 очень близки современным. Однако имеются и некоторые существенные различия. Такие виды, как степная пищуха, узкочерепная полевка, желтая пеструшка, уже в раннем голоцене не встречались в центральных районах Русской равнины. Значительно южнее проходит и зона современного распространения слепыша. Выявлен и ряд морфологических отличий при сравнении с современными таких видов, как Arvicola ex gr. sapidus, Pitymys ex gr. subterraneus, Microtus ex gr. agrestis, которые свидетельствуют об их значительном архаизме. Все изложенное позволяет уверенно датировать фауну Михайловки-5 первой половиной позднего плейстоцена и сопоставлять ее с микулинским межледниковьем.

Анализ изложенных выше материалов свидетельствует о том, что изученная территория Среднерусской возвышенности на протяжении четвертичного периода испытала многократные изменения природно-климатической

обстановки, нашедшие отражение в литологическом своеобразии осадков, в существенных перестройках почвенного покрова и микротериофауны.

Полученные результаты позволили провести стратиграфическое расчленение новейших отложений, восстановить палеоландшафтные ситуации и выявить ряд крупных палеогеографических этапов в развитии природной среды (таблица).

Наиболее древний этап плиоценовой истории представлен в Михайловском карьере аллювиальными осадками, преимущественно мелко- и среднезернистыми песками с включением крупнозернистых с хорошо выраженной косой слоистостью. Повсеместно они залегают с ясно выраженным размывом на морских осадках верхнего мела. Мощность их сравнительно невелика и колеблется от 1—2 до 3—5 м. Найденные в них остатки мелких млекопитающих (местонахождение Михайловка-1) позволяют датировать эти отложения самым началом эоплейстоцена (по схеме МСК, 1984). Характер распространения плиоценовых осадков, структурные и текстурные особенности свидетельствуют о том, что время существования этого водотока было непродолжительным. Климатические условия этого периода были теплыми и умеренно влажными. Отложения первых этапов раннего плейстоцена на изученной территории, по-видимому, отсутствуют.

Первая теплая раннеплейстоценовая эпоха, выделяемая в разрезе, фиксируется формированием почвенного покрова, следы которого фрагментарно прослеживаются в песчано-глинистых отложениях. Фациально палеопочва замещается аллювиальными, аллювиально-делювиальными и озерными осадками. Материнской породой для палеопочвы служат озерные отложения, особенности химического состава которых указывают на теплые условия периода их осадконакопления.

Следующая фаза палеогеографического развития исследуемой территории фиксируется озерными глинами, которые залегают в основании плейстоценовых отложений в северном уступе карьера и свидетельствуют о значительной обводненности. Мощность их меняется от 2—3 до 11—14 м; они прослеживаются по простиранию на многие сотни метров. Литологические особенности и химические характеристики позволяют предположить, что их накопление происходило в неглубоком застойном водоеме в неблагоприятной физико-географической обстановке. Холодные климатические условия периода накопления сизых глин подтверждают найденные в них остатки мелких млекопитающих (местонахождение Михайловка-2). Как показывают приведенные выше материалы, фауна сизых глин представляет собой тундро-степное сообщество с преобладанием копытного лемминга. Это соответствует холодному и континентальному климату ледниковой эпохи. По эволюционному уровню леммингов и лагурид этот этап может быть отнесен к окскому времени, т.е. к концу раннего плейстоцена. К заключительным фазам этого периода или к переходному этапу от окского оледенения к лихвинскому межледниковью относятся озерные отложения, представленные коричневыми суглинками, вскрытыми в северном уступе карьера (т. 62). Они содержат повышенное количество мелких растительных остатков и зубы мелких млекопитающих (местонахождение Михайловка-3). Последние, как показано выше, представлены видами умеренного климата. Биотическая обстановка в этот период была менее суровой, чем в эпоху накопления нижележащих сизых глин.

Среднеплейстоценовый этап палеогеографического развития бассейна р. Свапы характеризовался неоднократно менявшейся природно-климатической обстановкой, что нашло отражение в чередовании эпох почвообразования и лёссонакопления различной степени продолжительности. Исследованиями установлено, что в нижней части разреза залегают три стратиграфически выраженных горизонта автоморфных ископаемых почв межледникового облика. Они разделены двумя горизонтами лёссовидных суглинков, отвечающих эпохам похолодания, в значительной степени измененных почвообразовательными процессами.

Схема расчленения плиоцен-плейстоценовых отложений западного склона Среднерусской возвышенности (Михайловский карьер КМА)

Подотдел, раздел	Звено	Горизонт	Основные литологические горизонты и палеопочвы		Фауна мелких млекопитающих	Палеоландшафты
			Генезис	Мощность, м		
Плейстоцен	Современное	Голоценовый	Чернозем оподзоленный	0,9—1,3	Sorex araneus, Neomys fodiens, Talpa europaea, Apodemus flavicollis, A. agrarius, Clethrionomys glareolus, Microtus agrestis, M. arvalis, M. oeconomus	Лесостепь, лесные массивы с участием широколиственных пород
	Верхнее	Осташковский	Лёсс	0,35—0,6		Перигляциальная степь
		Мончаловский	Дерново-надмерзлотно-глеевая почва	0,4—0,7		Лесотундра
		Калининский	Лёсс	0,3—0,6		Перигляциальная степь
		Микулинский	Черноземовидная почва	1,0—3,9	**Михайловка-5:** Sorex araneus, S. minutus, Talpa europaea, Ochotona pusilla, Citellus suslicus, Clethrionomys glareolus, Apodemus silvaticus, Pitymys ex gr. subterraneus, Microtus agrestis, M. arvalis, Spalax cf. microphtalmus	Степь, лесостепь
	Среднее		Подзолистая почва			Широколиственные леса
		Московский	Лёсс	5,85—11,0		Перигляциальная степь
			Коричневая почва	0,5		Ксерофитные дубово-грабовые леса и кустарники
			Лёсс	0,3		Степь
		Лихвинский	Лугово-черноземовидная прерийная почва	0,4		Прерийная лесостепь
			Лёсс	1,1		Перигляциальная лесостепь
			Буроземовидная оподзоленная почва	1,5—2,3		Широколиственные, хвойно-широколиственные листопадные леса

	Нижнее	Окский	Озерные отложения	0,75	**Михайловка-3:** Ochotona cf. pusilla, Clethrionomys glareolus, Microtus cf. hyperboreus, M. (Stenocranius) gregalis	Перигляциальная степь
			Аллювиально-делювиальные отложения	0,5	**Михайловка-2:** Ochotona sp., Citellus sp., Dicrostonyx simplicior okaensis, Lagurus transiens, Microtus (Stenocranius) gregalis	Тундростепь
		Мучкапский	Черноземовидная почва	2,35		Лесостепь
		Донской	Аллювий с галькой гранитов	0,5—2,0		
		Ильинский	Аллювий	0,5—1,0		
		Покровский				
		Петропавловский				
Плиоцен		(Горянская серия) Белгородская свита	Аллювиальные и озерные отложения	2,0—4,9	**Михайловка-1:** Desmana sp., Mimomys pliocaenicus, M. savini, M. pusillus, Villanyia aff. hungaricus, Clethrionomys, Allophaiomys	Лесостепь

Наиболее ранней фазе лихвинского межледниковья отвечает хорошо развитая, полнопрофильная палеопочва, дифференцированная на генетические горизонты. Ее можно диагностировать как бурую лесную оподзоленную, формирование которой происходило в теплом климате средиземноморского типа под пологом широколиственных смешанных лесов. На заключительных этапах формирования почвы природные условия становятся менее благоприятными. Процесс буроземообразования сменяется иным, происходящим в более аридных условиях. На этом этапе, по-видимому, и в самом начале последующего похолодания климата палеопочва испытала воздействие криогенных процессов.

Вслед за кратковременным похолоданием, сопровождавшимся накоплением маломощного горизонта лёссовидных суглинков, наступает следующая продолжительная и сложная эпоха среднеплейстоценового почвообразования. Можно предположить, что формирование палеопочв, входящих в педокомплекс, происходило в однотипных природных условиях: под лугово-степной и степной растительностью лесостепи водоразделов на фоне временно-избыточного поверхностного увлажнения. Аналогичные условия отмечаются в элювиальных ландшафтах прерийной лесостепи, развивающихся в настоящее время в умеренно континентальном климате.

Заключительная фаза почвообразования происходила, вероятно, в условиях более континентального климата, чем оптимальная.

Постепенный переход педокомплекса в перекрывающий лёссовидный суглинок указывает на смену длительной и достаточно интенсивной эпохи почвообразования этапом лёссонакопления в условиях сухого и холодного климата. Лёссовидные суглинки в первоначальном виде не сохранились, так как были захвачены процессами почвообразования более поздней эпохи.

Следующая теплая эпоха среднеплейстоценового почвообразования носила менее сложный характер, чем предыдущая, и была, возможно, менее длительной. Основываясь на морфологии и химических особенностях, можно допустить, что ее развитие происходило по типу современных коричневых почв, в умеренно теплых субтропических условиях, под ксерофитными дубово-грабовыми лесами и кустарниками.

Весь комплекс среднеплейстоценовых палеопочв фациально замещается в понижениях рельефа озерными и озерно-болотными образованиями мощностью 8—10 м.

Теплые эпохи межледниковий среднего плейстоцена сменяются продолжительной холодной эпохой, сопровождавшейся накоплением мощной и литологически неоднородной толщи лёссовидных суглинков. Внутри них выделяются несколько слаборазвитых уровней почвообразования. В формировании средней части толщи принимали участие криогенные процессы.

Начало последовавшей за тем теплой межледниковой эпохи позднего плейстоцена знаменуют озерные отложения, которые хорошо представлены в северной части карьера. Литологический облик отложений, обилие в них разнообразных и многочисленных раковин гастропод, множество органических остатков свидетельствуют, что осадконакопление происходило в условиях теплого климата. Это подчеркивается и найденной здесь фауной мелких млекопитающих (местонахождение Михайловка-5). Видовой ее состав указывает на широкое распространение сообществ хвойно-широколиственных лесов и луговых биотопов, что соответствует умеренно влажному и теплому климату межледниковья. Подтверждают это и экологические характеристики моллюсков, среди которых бóльшая часть принадлежит наземным гастроподам. Они составляют сообщество, которое характерно в настоящее время для лесов Центральной и Южной Европы, что свидетельствует о теплом и влажном климате в эпоху существования сообществ. Анализ морфологии основных компонентов сообщества мелких млекопитающих позволяет относить их к первой половине позднего плейстоцена. Это, а также

условия залегания фауны в основании мезинского педокомплекса позволяют датировать ее и соответствующие ей отложения начальными фазами микулинского межледниковья.

Достаточно длительное и глубокое потепление климата начала позднего плейстоцена сопровождалось развитием почвенного покрова на водораздельных пространствах исследуемой территории. Отражением этого этапа в Михайловском карьере является сложнопостроенный мощный профиль мезинского педокомплекса. В нем отразилась длительная история его развития в условиях неоднократной смены биоклиматической обстановки. Формирование педокомплекса происходило в продолжение двух эпох почвообразования. Более ранняя стадия климатического оптимума микулинского межледниковья (земского, рисо-вюрмского) отличалась активным почвообразованием по лесному типу в условиях, вероятно, умеренно теплого, гумидного, умеренно и слабо континентального климата. В более позднюю стадию, во время крутицкого интерстадиала начала валдайской ледниковой эпохи (верхневолжский интерстадиал, брёруп, амерсфорт) (Величко, 1973; Иванова, 1980), слабо континентальный, умеренно теплый и гумидный климат оптимума межледниковья сменился, очевидно, более холодным и континентальным, но с сохранением достаточно влажного и теплого периода. Почвообразование шло по степному типу и сопровождалось интенсивным гумусонакоплением. В заключительный этап почвообразования климат был, по всей вероятности, значительно континентальнее современного и микулинского межледниковья. Период, предшествующий развитию нового холодного этапа валдайского оледенения, характеризовался ослаблением процессов почвообразования и усилением лёссонакопления. В это время, очевидно, получила развитие многолетняя мерзлота.

В составе образований микулинского возраста в Михайловском карьере выделяются аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения балок, которые с размывом залегают на лёссовидных суглинках московского горизонта и более древних отложений.

Накопление лёссовидных суглинков, перекрывающих педокомплекс, отвечает позднеплейстоценовому этапу в изученном регионе. Оно происходило в условиях резко континентального климата. Их фациальным аналогом являются аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения балок, широко распространенные на исследуемой территории и слагающие верхнюю часть разрезов (мощность 8—10 м).

Наступившее вслед за тем потепление интерстадиального характера — дунаевский интерстадиал (Чеботарева, Макарычева, 1974; и др.) — сопровождалось развитием своеобразного почвенного покрова, представленного в Михайловском карьере маломощной и слабодифференцированной почвой. В брянское время на изученной территории широкое распространение получили почвы, которые по морфологическим и аналитическим показателям приближаются к современным палевым мерзлотным почвам Центральной Якутии. Сходство их отмечалось Т.Д. Морозовой, О.А. Чичаговой, Н.И. Глушанковой и др. Эпоха формирования палеопочвы отличалась, по-видимому, большим палеогеографическим своеобразием. Она характеризовалась, скорее всего, холодными континентальными условиями и лесотундровым типом растительности (Болиховская и др., 1976).

Накопление валдайского лёсса, служащего материнской породой для голоценовых почв данного региона, происходило в холодном и сухом климате.

В голоцене на водораздельных плато и пологих склонах бассейна р. Свапы в условиях лесостепного ландшафта происходило образование выщелоченных черноземов. Они формировались на лёссовидных суглинках под лугово-степной растительностью. Под разреженными лесами с луговым разнотравьем шло развитие оподзоленных черноземов. Небольшие участки в понижениях рельефа заняли лугово-черноземные почвы.

В этих биоценозах преобладают лесные виды. Наибольшей численности в долинах

рек, на склонах террас и на водоразделах, занятых лесом, достигает рыжая полевка Clethrionomys glareolus Schreber. Почти такую же численность и повсеместное распространение имеет желтогорлая мышь Apodemus flavicollis. Подчиненное значение имеют серые полевки и полевая мышь. В поймах рек встречается водяная полевка. Высока численность крота и землероек.

Таким образом, в плиоцен-плейстоценовой истории Среднерусской возвышенности выделяется семь теплых и семь холодных климатических ритмов. Наиболее древний этап раннего плейстоцена представлен фрагментами черноземовидной палеопочвы. Наиболее древний холодный этап фиксируется озерными отложениями с тундровой фауной. Самым продолжительным теплым этапом является лихвинское межледниковье. Для него характерны три ископаемые почвы, две из которых образуют педокомплекс. Их формирование происходило в условиях, близких средиземноморским. Самым продолжительным холодным этапом является днепровско-московское ледниковье. Микулинское межледниковье отличалось умеренным климатом, близким современному. Ранневалдайский перигляциал характеризуется наиболее суровыми природными условиями. Брянское время отличалось холодным континентальным климатом.

Проведенные исследования позволили дать ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения новейших отложений изученного региона.

ABSTRACT

The results of complex studies realized for recent sediments of the Mikhaylovka control sequence in Zheleznogorsk vicinity permitted to follow the Pleistocene history of the area under study. It became also possible to differentiate considerably and to characterize more comprehensively the distinguished stages, to confirm the existence of three glacial epoches, the early Pleistocene one included. The natural environment during the interglacial and interstadial periods of the middle and late Pleistocene has been shown to be very complicated. The data obtained may serve a rhythmic-climatic substantiation for the stratigraphical subdivision of Quaternary sediments of the Srednerusskaja Vozvyšennost.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка — опорный разрез плейстоцена Центра Русской равнины. М.: ВИНИТИ, 1986. 163 с.

Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга (Dicrostonyx okaensis) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения Лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 17—21.

Болиховская Н.С., Глушанкова Н.И., Ренгартен Н.В., Судакова Н.Г. Погребенные почвы Лихвинского (Чекалинского) разреза // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. N 45. С. 30—44.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 253 с.

Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. 231 с.; 1973. Ч. 2. 427 с.

Иванова И.К. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 102—116.

Ливеровский Ю.А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1987. 213 с.

Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 201 с.

Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высш. шк., 1978. 335 с.

Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 215 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.79+569(470.62)

Э.А. ВАНГЕНГЕЙМ, М.А. ПЕВЗНЕР, А.С. ТЕСАКОВ

МАГНИТО- И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СТРАТОРЕГИОНЕ ПСЕКУПСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Для разработки стратиграфии континентальных отложений СССР большое значение имели работы В.И. Громова по изучению млекопитающих. В 1948 г. для позднего плиоцена и четвертичного периода он выделил шесть фаунистических комплексов, имеющих стратиграфическое значение: хапровский, псекупский, таманский, тираспольский, хазарский и верхнепалеолитический. В более поздних биостратиграфических схемах В.И. Громова псекупский комплекс перестал фигурировать. Однако в последние два десятилетия вопрос о псекупском комплексе снова возник, и в литературе появилось несколько точек зрения о его валидности, геологическом возрасте и месте в ряду опорных фаунистических комплексов.

К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ПСЕКУПСКОГО КОМПЛЕКСА

Псекупский фаунистический комплекс В.И. Громов впервые выделил в 1936 г. по многочисленным находкам остатков крупных млекопитающих в отложениях, слагающих вторую, по его мнению, террасу р. Псекупс близ станицы Бакинской. Он считал, что этот комплекс состоит из двух фаун (называл их тоже комплексами), поскольку костные остатки происходили из двух различных толщ этого разреза. Первая публикация В.И. Громова об этом комплексе относится к 1939 г. Для него в качестве характерной формы указывался "Elephas" meridionalis Nesti — "форма более поздняя, чем слоны из хапровских песков" (Громов, 1948. С. 56). В дальнейшем, как указывалось, из схем В.И. Громова псекупский комплекс был исключен, вероятно, "ввиду недостаточной еще изученности долины р. Псекупс" (Там же. С. 52).

В конце 60-х — начале 70-х гг., когда уточнился объем и подразделение западноевропейского виллафранка и начались активные работы по корреляции фаун млекопитающих Восточной и Западной Европы, встал вопрос о выделении аналога верхнего виллафранка на территории СССР.

Руководящей формой верхнего виллафранка Западной Европы среди крупных млекопитающих считается типичная форма Archidiskodon meridionalis, описанная из стратотипического местонахождения верхнего виллафранка Верхнее Вальдарно (Италия) еще в начале прошлого века (Azzaroli, 1977). В Центральной Европе в качестве аналога верхнего виллафранка принималась верхняя часть виллания — арний схемы М. Кретцоя (Kretzoi, Vértes, 1965). Нижняя граница этого подразделения проводилась по появлению первых некорнезубых арвиколид. Таким образом, для фаунистического комплекса верхнего виллафранка стало считаться характерным сочетание типичной формы A. meridionalis и некорнезубых полевок.

А.И. Шевченко (1965) описала из верхних горизонтов куяльницких отложений в районе Одессы фаунистическую группировку мелких млекопитающих, в которой наряду с многочисленными корнезубыми полевками были встречены некорнезубые — Allophaiomys и Prolagurus. Эту группировку она выделила в самостоятель-

ный одесский фаунистический комплекс, более молодой, чем хапровский, и сопоставила его с верхним вилланием М. Кретцоя. Из этих же отложений известны и остатки Archidiskodon meridionalis meridionalis (Алексеева, 1977а).

Л.И. Алексеева (1967, 1969, 1977а, б) фауну Псекупса считала одновозрастной с одесским комплексом А.И. Шевченко и также относила их к верхнему виллафранку, но включала обе фаунистические ассоциации в позднюю стадию хапровского комплекса, принимая объем последнего шире, чем В.И. Громов.

В.А. Топачевский (1973) одесский комплекс А.И. Шевченко рассматривал в составе таманского комплекса в качестве ранней его стадии.

К.В. Никифоровой отмечалось, что "верхнему виллафранку... отвечает на территории Европейской части СССР фауна низов таманского комплекса. Она, вероятно, будет выделена в самостоятельный псекупский комплекс, намеченный В.И. Громовым еще в 1948 г." (1973. С. 69). Однако в схеме К.В. Никифоровой и др. 1976 г. между хапровским и таманским комплексами был помещен самостоятельный одесский комплекс.

Л.П. Александрова в разрезе на р. Псекупс у станицы Саратовской собрала остатки грызунов. Анализ этого материала привел ее к выводу о "большей древности саратовской фауны мелких млекопитающих по сравнению с одесской" (1977. С. 9). Эту фауну она выделила в самостоятельную фаунистическую группировку, считая ее "наиболее древней из числа переходных от хапровского комплекса к таманскому" (Там же).

О соотношении отложений псекупского разреза с морскими отложениями Каспийского и Эвксинского бассейнов также нет единой точки зрения. Одни исследователи относили их к апшерону (Громов, 1948; Никифорова и др., 1976; Алексеева, 1977а; Стратиграфия СССР..., 1982), другие — к акчагылу-куяльнику (Попов, 1962; Великовская, 1964; Лебедева, 1978).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Палеонтологический материал, послуживший В.И. Громову основанием для выделения псекупского комплекса, был собран из отложений, обнажавшихся по левому берегу р. Псекупс близ станицы Бакинской. В этом разрезе В.И. Громов выделял три толщи: "1. Нижние галечники — конгломерат с покрывающими их глинами... 2. Средний горизонт галечника (гравия) с покрывающими его глинами и песками... 3. Верхний галечник с вышележащими суглинками и с грубыми линзами песка..." (1948. С. 53). Мощности толщ: нижней — 1,5—2 м, средней — 12—12,5 м, верхней — 7—8 м. Костные остатки, в том числе и зубы Archidiskodon meridionalis, были собраны в отложениях нижней и низах средней толщи (Там же. С. 56).

Последующие исследователи (Н.А. Лебедева, Л.П. Александрова, К.В. Никифорова, Л.И. Алексеева и др.) изучали эти отложения в обнажениях по левому берегу р. Псекупс между станицами Саратовской и Бакинской. Наиболее полно они представлены в 25—30-метровом обрыве на протяжении 1,5 км от северной окраины станицы Саратовской вниз по реке. Эти обнажения детально описаны Н.А. Лебедевой (1978 и более ранние работы). Авторы настоящей статьи изучали эти же разрезы в 1987—1988 гг.[1]

В настоящее время нижняя часть разреза — до высоты 5 м над урезом реки — полностью закрыта, выше снизу вверх обнажаются (рис. 1):

[1] Поскольку наши наблюдения в значительной степени совпали с данными Н.А. Лебедевой по геологическому строению разреза, мы приводим схематическое описание сводного разреза изученного участка долины Псекупса.

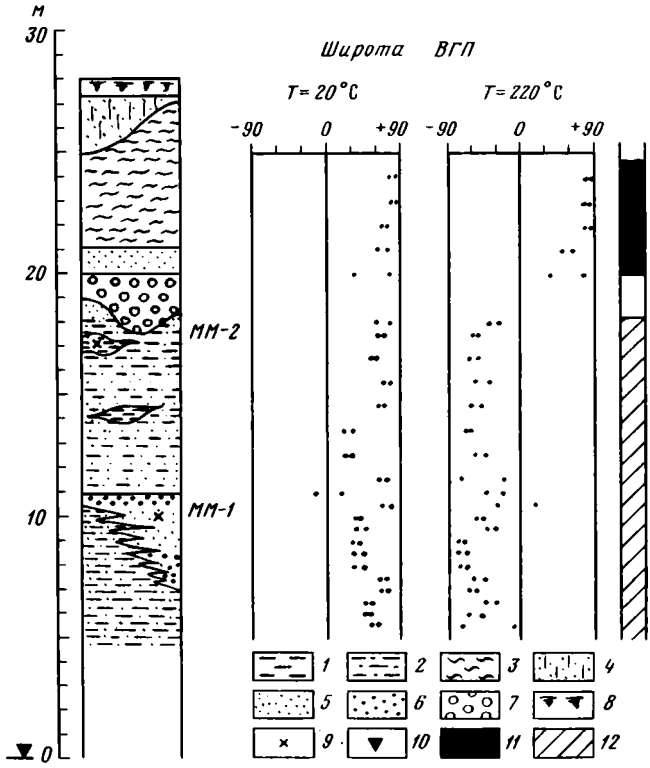


Рис. 1. Геологическое строение и палеомагнитная характеристика разреза на р. Псекупс

1 — глина; *2* — песчанистая глина; *3* — суглинки; *4* — пылеватые пески; *5* — пески; *6* — гравий; *7* — галечник; *8* — современная почва; *9* — местонахождения мелких млекопитающих (ММ-1 — сборы Л.П. Александровой, ММ-2 — сборы авторов); *10* — урез реки; *11* — прямая намагниченность; *12* — обратная намагниченность

	Мощность, м
1. Песчанистые глины темно-серые, местами голубоватые и зеленоватые, с отдельными гравийными зернами и прослоями гравия, кверху становятся более песчанистыми	2,5—5
2. Толща коричневато-серых и желтоватых крупнозернистых песков, глинистых песков, супесей, суглинков с линзами голубоватых глин и гравия. В нижней части толщи выделяется невыдержанный слой темно-серого ожелезненного гравийника и мелкой гальки с прослоями косослоистых грубозернистых песков. Мощность этого слоя меняется от 0,5 до 3,5—4 м. Общая мощность толщи ..... Контакт с нижележащими отложениями местами резкий, местами видно фациальное замещение по латерали глин слоя 1 песком или гравийником нижней части толщи 2	8,5—12
3. Галечник, состоящий из галек средней окатанности различного размера (до 10—15 см в диаметре)	1—3

Граница с нижележащей толщей резкая, неровная.

Галечник слоя 3 является хорошим маркирующим горизонтом, прослеживается во всех обнажениях и был также отмечен В.И. Громовым и А.И. Москвитиным в районе станицы Бакинской (Громов, 1948).

В самом южном из изученных обнажений (уже в станице Саратовской) на этих галечниках залегают:

	Мощность, м
1. Пески горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые коричневато-желтовато-серые, местами в нижней части иловатые	1
2. Суглинок коричневатый, в нижней части с карбонатными конкрециями	3—5
3. Пески светло-серые, пылеватые, неяснослоистые, выполняют врез в нижележащий слой	1,5—3,5
4. Почва современная	0,5

В других обнажениях верхняя часть разреза над галечниками плохо обнажена.

Сравнивая разрез, описанный В.И. Громовым у станицы Бакинской, и разрез у станицы Саратовской, можно заключить, что в последнем наблюдаются отложения, соответствующие верхней (в нашем описании галечники слоя 3 и вышележащие пески и суглинки) и средней толщам (толща 2 нашего разреза), а также верхам нижней (слой 1) толщи В.И. Громова.

В геологической интерпретации разреза мы согласны с Л.П. Александровой (1977) в том, что нижние две толщи представляют собой цоколь, а третья толща — собственно аллювий 25—30-метровой террасы. По нашему мнению, нижние две толщи сложены лиманно-дельтовыми отложениями, относящимися к единому циклу осадконакопления, о чем свидетельствует фациальный переход между ними, который наблюдала и Н.А. Лебедева (1978). Верхние галечники (слой 3) — это русловой, а вышележащие пески, вероятно, пойменный аллювий террасы. И, таким образом, между верхней и средней толщами возможен значительный стратиграфический перерыв.

В отличие от этого представления о строении разреза Н.А. Лебедева считала, что "вся толща этого местонахождения представляет собой единую серию пород дельтово-аллювиального генезиса, связанных взаимопереходами и относящимися к единому циклу осадконакопления. Все ее горизонты близки друг другу по возрасту" (1977. С. 150).

Как отмечалось выше, остатки крупных млекопитающих, по данным В.И. Громова, происходят из нижней и низов средней толщ. Важно подчеркнуть, что зубы Archidiskodon meridionalis были найдены как в основании разреза, так и в низах средней толщи.

Л.П. Александрова (1977) в обнажении у станицы Саратовской нашла остатки грызунов в нижней части толщи 2 — в мелкозернистых косослоистых темно-серых песках в 7,5—8 м ниже подошвы галечников верхней толщи (см. рис. 1, ММ-1): Pliomys kretzoii Kow., Villanyia petenyii Meh., V. fejervaryi (Korm.), V. exilis Kretzoi, Cseria cf. gracilis jachimovicii Suchov, C. sp., Ellobius cf. tarchancutensis Top.

В нижней и средней толщах в обнажениях у станицы Саратовской Н.А. Лебедева (1963, 1978) нашла многочисленные раковины моллюсков: на высоте 0,5 м над руслом — Unio tamanensis Ebers.; на высоте 4—5,5 м — Unio tamanensis Ebers., U. subcrassus Popov., U. kujalnicensis Mang., U. cf. kujalnicensis, Anadonta aff. transcaucasica Als., Melanopsis esperoides Sabba, Lithoglyphus neumajri Sabba, Valvata sibinensis Neum., Hydrobia cf. syrmica Neum., Corbicula aff. jassinensis Job., Sphaerium sp., Viviparus sp. На высоте 12—15 м (средняя толща) найдены Fagotia типа esperi, Lithoglyphus naticoides L. Pfeiffer, L. cf. pyramidatus Mollen., Pupilla muscorum L., Limmaea sp. (cf. truncatula).

Нами из верхней части толщи 2, из глинистой линзы, залегающей на 1—2 м ниже подошвы верхнего галечника, найдены раковины наземных и пресноводных моллюсков: Vallonia sp., Limax sp., Anisus sp. (cf. leucosoma), Lithoglyphus sp. (4—5 видов), Theodoxus sp., Melanopsis sp. (2 вида), Fagotia sp., Borystenia sp., Gabiella sp. (раковины и крышечки), Bythynia sp. (типа leachi, крышечки), Hydrobia sp., Pisidium sp., Corbicula sp., Unio sp. (обломки).

По предварительному заключению Е.К. Иосифовой, которая определяла эту фауну, коллекция содержит остатки преимущественно водных моллюсков. Наземные представлены одной ювенильной раковиной Vallonia sp. и пластинками Limax sp. Обе эти формы — ярко выраженные мезофиты (обитатели влажных лугов, полей, лесов). Водные моллюски в большинстве — реофилы. Наблюдается разнообразие Lithoglyphus (4—5 видов). Они по составу, так же как и Borystenia, близки аналогичным формам из кривоборских отложений бассейна Верхнего Дона. Стагнофилы представлены только Anisus sp. Присутствие Gabiella и Corbicula

Таблица 1

Состав фауны мелких млекопитающих из разреза на р. Псекупс

Список форм	Количество остатков
Petenyia hungarica Kormos	Pm^4 — M^2
Leporidae gen.	$1dPm^x$, $1M^x$
Apodemus sp.	$1M_1$
Nannospalax odessanus Topachevsky	$2M_1$
Cricetinae gen.	$1M^2$
Mimomys coelodus Kretzoi	$3M_1$, $1M_2$, $3M_3$, $4M^1$, $6M^2$
M. pitymyoides Janossy et van der Meulen	$1M_1$, $1M_3$, $1M^1$, $1M^2$
M. sp.	$1M^1$
Clethrionomys sp.	$2M_1$, $2M^1$, $1M^2$
	34

указывает на более теплые, чем теперь, климатические условия. Коллекция почти нацело состоит из вымерших видов.

Из этой же линзы нами собраны остатки мелких млекопитающих (табл. 1). Кроме того, здесь же найдены обломок зуба Rhinocerotidae и фрагмент рога Cervidae.

ОПИСАНИЕ ОСТАТКОВ ПОЛЕВОК

Ниже приводится краткое описание только остатков полевок, имеющих наибольшее стратиграфическое значение. Сравнение осуществлялось главным образом с материалом из позднеплиоценовых и эоплейстоценовых местонахождений юга Западной Сибири (Подпуск, Лебяжье, Кизиха и Раздолье), любезно предоставленным В.С. Зажигиным.

При сравнении полевок особое внимание обращалось на высоту дентиновых трактов на коренных зубах, которая увеличивается с прогрессивным возрастанием гипсодонтии (Зажигин, 1980; Hibbard, 1959; Chaline, 1974).

Род Mimomys F. Major, 1902

Большинство остатков полевок из псекупского местонахождения принадлежат роду Mimomys. Моляры M^{1-2}_{2-3} мелких размеров отнесены к видам Mimomys coelodus и Mimomys pitymyoides. Единичный крупный M^1 принадлежит, по-видимому, к другому виду и обозначен как Mimomys sp.

Mimomys coelodus Kretzoi, 1953

Рис. 2 (*1—5*)

Материал. M_1 — 3 экз., M_2 — 1 экз., M_3 — 3 экз., M^1 — 4 экз., M^2 — 6 экз.

Описание. Полевка мелких размеров (табл. 2). Отложения цемента не превышают половины входящих углов. Островок эмали на M_1 присутствует при высоте коронки 3,3 мм и отсутствует (стерт) при высоте 2 мм. Исчезновение островной складки на двух молодых экземплярах M_1 отмечено при высоте коронки 2,6 и 2,0 мм. Задний корень M_2 располагался на резце, соскальзывая на его наружную сторону. Максимальная высота коронок коренных зубов значительная. Дентиновые тракты хорошо развиты.

Сравнение. Mimomys coelodus по степени развития несколько превосходит формы этой эволюционной линии из средневиллафранкских местонахождений Подпуск и Лебяжье, описанных В.С. Зажигиным (1980). Высота трактов единст-

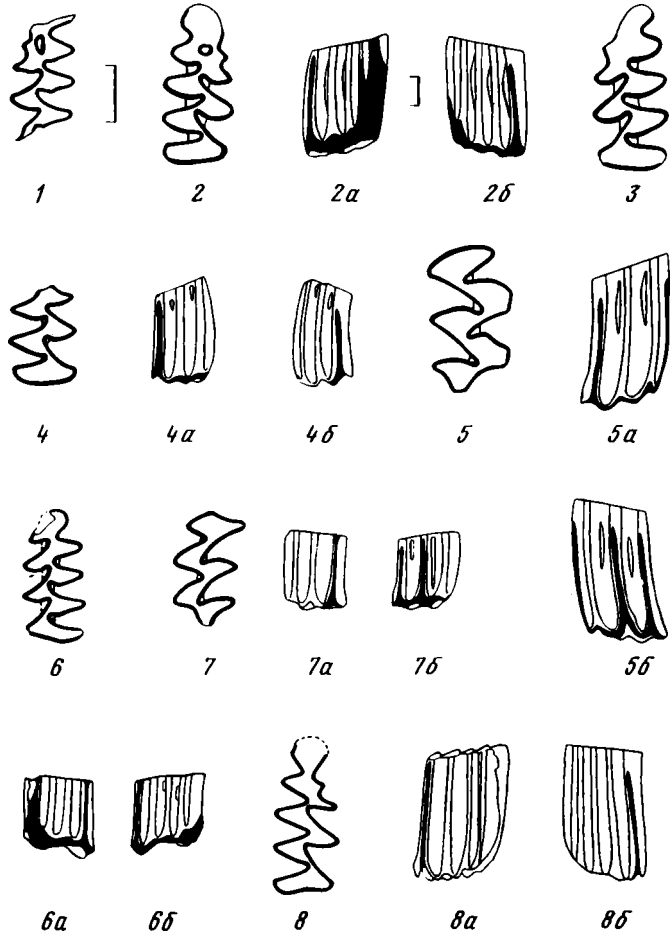


Рис. 2. Mimomys coelodus Kretzoi (*1—5*): *1—3* — M_1, *4* — M_2, *5* — M^1; Clethrionomys sp. (6—7): *6* — M_1, *7* — M^1; Mimomys pitymyoides Janossy et van der Meulen (*8*) — M_1

1—8 — жевательная поверхность: *а* — наружная сторона, *б* — внутренняя сторона

венного M_1 с Псекупса с нестертыми трактами находится у верхней границы изменчивости M_1 M. coelodus из Лебяжья. Та же закономерность выдерживается и на других молярах. Изменчивость высоты трактов M_1 для лебяжьинской выборки выражается для тракта параконида величинами 2,6—3,6 (3,4)[1] мм (n = 12); для наружного тракта задней призмы 2,4—3,2 (2,9) мм (n = 17); для внутреннего тракта задней призмы 1,8—3,0 (2,5) мм (n = 26).

По высоте трактов псекупская M. coelodus не достигает эволюционного уровня позднего представителя этой линии полевок из эпивиллафранкской фауны Раздолья — M. pusillus. Высота трактов M_1 у этой формы составляет для тракта параконида 5 мм, для наружного тракта задней призмы превышает 4,5 мм, для внутреннего тракта задней призмы составляет 4,5 мм.

[1] В скобках указаны средние значения.

Таблица 2

Промеры коренных зубов M. coelodus из псекупского местонахождения, мм

Показатель	M_1	M_2	M_3	M^1	M^2
Длина	2,7; 2,9; 2,8	1,8	1,6; 1,7; 1,5	2,4–2,6(2,5) ($n=4$)	1,9–2,1 (2,0) ($n=6$)
Ширина	1,1; 1,2; 1,2	1,2	1,0; 1,0; 0,9	1,4–1,5(1,4) ($n=4$)	1,1–1,3 (1,2) ($n=6$)
Максимальная высота	4,3	3,0	2,0	4,7	4,1
Высота трактов нижних зубов:					
параконида (передней призмы)	3,5	3,8	2,3		
наружного тракта задней призмы	3,1	3,0	1,6		
внутреннего тракта задней призмы	3,3	2,7	1,3; 1,4		
Высота трактов верхних зубов:					
наружного тракта передней призмы				4,0; 3,4	3,6; 3,3
внутреннего тракта передней призмы				3,7	3,0; 3,0; 2,8
второй призмы				4,0; 2,8	
задней призмы				4,2	3,5; 3,0

Mimomys pitymyoides Janossy et van der Meulen, 1975

Рис. 2 (*8*)

Материал. M_1 — 1 экз., M_3 — 1 экз., M^1 — 1 экз., M^2 — 1 экз.

Описание. Длина и ширина M_1 — 2,9 и 1,2 мм, длина и ширина M^1 и M^2 составляют соответственно 2,5 и 1,4 мм и 1,8 и 1,3 мм. Отложения цемента развиты слабо, никогда не превышают половины входящих углов. Эмаль слабо дифференцирована по мимомисному типу, у молодых и средневозрастных экземпляров — не дифференцирована. Дентиновые поля прото- и метаконидов у M_1 и пара- и гипоконов у M^2 широко слиты. Мимомисный выступ на M_1 хорошо развит, доходит почти до основания коронки. Дентиновые тракты очень высокие. Они прорываются на жевательную поверхность на самых начальных этапах формирования корневого отдела зуба. Высота дентиновых трактов задней призмы M_1 составляет 4,1 (наружный тракт) и 3,8 мм (внутренний тракт).

Сравнение. По строению жевательной поверхности моляров данная форма сходна с M. pitymyoides из типового местонахождения Острамош 3 (Janossy, Meulen, 1975). Отличается от M. stenokorys и M. jota из местонахождений Штранцендорф F, G и I (Rabeder, 1981) более высокими трактами. От M. pitymyoides из местонахождения Дойч Альтенбург 10 отличается более сильно выраженным мимомисным выступом.

Замечания. Остатки M. pitymyoides известны из многих западноевропейских местонахождений виллания и начала бихария. M. pitymyoides составляет фоновую группу в фаунах виллания и резко снижает свою численность в фаунах бихария с массовым появлением некорнезубых микротин Allophaiomys и Prolagurus (Rabeder, 1981; Feifar, Horaček, 1983).

Род Clethrionomys Tilesius, 1850

Clethrionomys sp.

Рис. 2 (*6—7*)

Материал: M_1 — 2 экз., M^1 — 2 экз., M^2 — 1 экз.

Описание. Длина и ширина M_1 — 2,4 и 1,1 мм; M^1 — 2,2 и 1,2 мм; 2,05 и 1,2 мм; M^2 — 1,5 и 0,95 мм. Отложения цемента — слабые, никогда не достигают половины входящих углов.

Параконидный отдел M_1 состоит из широкослитых параконидных треугольников и хорошо обособленной от них передней петли округлой формы. Четвертый наружный входящий угол глубокий. Дентиновые тракты на коренных прорываются на жевательную поверхность, по-видимому, на стадии уже сформированных корневых стержней. При высоте коронки M_1 2,1 мм все дентиновые тракты уже прорваны. Высота дентиновых трактов M^1 составляет: внутреннего тракта передней призмы — 2,0 мм, тракта второй призмы — 2,3 мм, тракта задней призмы — более 2,5 мм.

Сравнение. Псекупская лесная полевка по высоте дентиновых трактов прогрессивнее лесных полевок из местонахождения Лебяжье. Изменчивость высоты трактов M_1 Clethrionomys из этого средневиллафранкского местонахождения выражается величинами: для тракта параконида — 1,7; 2,0; 2,5 мм (n = 3), для наружного тракта задней призмы 1,0; 1,5; 2,0 мм (n = 3), для внутреннего тракта задней призмы — 1,3—1,7 (1,5) мм (n = 4).

Лесные полевки эпивиллафранкского местонахождения Раздолье (Зажигин, 1980) имеют более высокий эволюционный уровень, чем псекупская Clethrionomys. Высота дентиновых трактов M_1 у полевок из Раздолья составляет: для тракта параконида 2,5—3,0 (2,8) мм (n = 4), для наружного и внутреннего трактов задней призмы соответственно 2,8—3,0 (3,0) мм (n = 4) и 2,5—3,0 (2,9) (n = 4).

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Образцы для палеомагнитного анализа были отобраны из всех трех толщ разреза. Величины естественной остаточной намагниченности (In) образцов составляли $(2,4—250)\times10^{-7}$ ед. СГС при средних значениях $27,2\times10^{-7}$ ед. СГС. Наибольшие величины In наблюдались у двух образцов, отобранных из самой верхней части разреза, а наименьшей величиной In обладал образец из средней толщи (уровень 13,8 м). У остальных образцов коллекции величины In составляли $(8—48)\times10^{-7}$ ед. СГС. После термомагнитной чистки при температуре 220°С сохранялось 25% от первоначальной величины In.

До термочистки все образцы обладали прямой намагниченностью (см. рис. 1, $T = 20°$), а после термомагнитной чистки они достаточно уверенно разделились на две группы — с прямой (из отложений верхней толщи) и обратной (из отложений средней и нижней толщ) намагниченностью (см. рис. 1, $T = 220°$). У ряда образцов наблюдался значительный разброс направлений намагниченности внутри одного штуфа, что было связано с повышенным содержанием в них грубозернистого материала.

ПОЛОЖЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПСЕКУПСКОГО РАЗРЕЗА В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА И В МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ

В стратиграфической шкале Восточного Паратетиса отложения псекупского разреза помещались разными авторами на различных уровнях в интервале средний акчагыл — нижний апшерон.

По нашему мнению, среднеакчагыльский возраст нижней части разреза с остатками Archidiskodon meridionalis был достаточно надежно обоснован Г.И. Поповым (1962), и в последующие годы не было собрано никаких новых данных, противоречащих его точке зрения. Г.И. Попов относил отложения псекупского разреза со скульптированными раковинами Unio tamanensis к таманскому горизонту акчагыла, который соответствует максимуму среднеакчагыльской трансгрессии (Стратиграфия СССР..., 1986). По данным Г.И. Попова, "скульптированные униониды вымирают в конце среднеакчагыльского времени" (1965. С. 215). В разрезах Каспийского бассейна отложения нижней половины среднего акчагыла намагничены прямо и относятся к эпохе Гаусс, а отложения второй половины среднего и верхнеакчагыльские намагничены обратно и относятся к эпохе Матуяма (Стратиграфия СССР..., 1982). Обратная намагниченность отложений с раковинами Unio tamanensis в разрезе Псекупса позволяет относить их ко второй половине среднего акчагыла.

Что касается более высоких горизонтов псекупского разреза, откуда происходит фауна мелких млекопитающих, то Г.И. Попов (1962) допускал их более молодой — верхнеакчагыльский возраст. Такое предположение можно допустить, но никаких прямых данных для его подтверждения в настоящее время нет. Характер взаимоотношений средней и нижней толщ — фациальный переход между ними — не исключает и принадлежности этой части разреза еще к среднему акчагылу.

Как указывалось, обратно намагниченные отложения среднего акчагыла относятся к ранней части эпохи Матуяма. Следовательно, обратно намагниченные отложения псекупского разреза заведомо моложе 2,5 млн лет (граница эпох Гаусс—Матуяма). Они не могут помещаться в самое начало эпохи Матуяма, так как отложения с более древней — хапровской фауной также имеют обратную намагниченность и среднеакчагыльский возраст. Акчагыльский возраст обратно намагниченных отложений разреза на Псекупсе (независимо от того, к какому подъярусу — среднему или верхнему — их относить) свидетельствует о том, что эта часть разреза древнее эпизода Олдувей, т.е. древнее 1,9 млн лет, так как

граница между акчагылом и апшероном проходит несколько ниже этого эпизода (Стратиграфия СССР..., 1982).

Выяснением возраста собственно террасовых отложений верхней толщи мы специально не занимались. Скорее всего они относятся к плейстоцену и образовались во время эпохи Брюнес. Против отнесения этих прямо намагниченных пород к одному из эпизодов прямой полярности эпохи Матуяма свидетельствуют их относительно большая мощность, с одной стороны, и стратиграфический перерыв, который фиксируется на границе средней и верхней толщ, — с другой.

ПОЛОЖЕНИЕ ФАУНЫ ПСЕКУПСКОГО РАЗРЕЗА В ШКАЛЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде чем рассматривать положение фауны псекупского разреза в шкале континентальных отложений, кратко остановимся на подразделении верхнего виллафранка и возрасте его границ. В страторегионе виллафранка в Италии верхний виллафранк подразделяется на три стадии: Оливола, Тассо и Фарнета (Azzaroli, 1977). На нижней границе стадии Оливола отмечается появление Archidiskodon meridionalis meridionalis, который остается характерным и для стадии Тассо, замещение средневиллафранкской Equus stenonis vireti на E. stenonis stenonis, Leptobos stenometopon — на L.etruscus, появляется Pachycrocuta brevirostris. На границе стадии Оливола и Тассо Equus stenonis stenonis замещается E.stenonis senezensis, появляются E.stehlini и примитивный бизон ("Leptobos" vallisarni). На границе стадий Тассо и Фарнета типичный Archidiskodon meridionalis замещается более прогрессивной формой A.meridionalis vestinus.

Момент появления Archidiskodon meridionalis, определяющего нижнюю границу верхнего виллафранка, не имеет точной привязки ни к палеомагнитной шкале, ни к шкале абсолютного возраста. Однако имеющиеся датировки позволяют ограничить его верхний возрастной предел.

В местонахождении Шиллак (Южная Франция), по А. Аццароли, принадлежащем к стадии Оливола, для базальтового покрова, перекрывающего костеносный горизонт, получена калий-аргоновая дата 1,85 млн лет. В местонахождении Купэ, также относимом к этой фазе, базальтовый поток, залегающий над костеносным горизонтом, имеет калий-аргоновый возраст 1,97 млн лет (Бут, 1972; Azzaroli, 1983). Следовательно, время появления Archidiskodon meridionalis в Западной Европе, а соответственно и нижняя граница верхнего виллафранка древнее этих датировок и древнее эпизода Олдувей.

Верхняя граница виллафранка характеризуется исчезновением ряда форм, типичных для виллафранка, в том числе лошадей стеноновой группы, появлением Ursus deningeri и некоторых других форм, получивших широкое распространение уже в собственно плейстоценовых фаунах. Эта граница проводится непосредственно ниже эпизода Харамильо в поздней части эпохи Матуяма — около 1 млн лет (Azzaroli, 1983).

Данные по фауне мелких млекопитающих в страторегионе верхнего виллафранка практически отсутствуют. Отличительной чертой млекопитающих верхнего виллафранка Центральной Европы является появление некорнезубых полевок. Однако в настоящее время нет данных о точном соотношении времени появления некорнезубых полевок и Archidiskodon meridionalis. Верхняя граница виллафранка по мелким млекопитающим определяется по появлению рода (подрода) Pitymys и началу доминирования некорнезубых полевок.

Присутствие в фауне Псекупса Archidiskodon meridionalis meridionalis свидетельствует о принадлежности ее к верхнему виллафранку. Определить точное положение этой фауны в пределах верхнего виллафранка по этой форме не представляется возможным, поскольку A.meridionalis meridionalis характерен как для стадии Оливола, так и Тассо.

Л.П. Александрова собранную ею фауну мелких млекопитающих выделила в самостоятельную группировку, назвав ее саратовской. По ее мнению, эта группировка занимает промежуточное положение между хапровским и одесским комплексами. Основным отличием саратовской фауны от одесского комплекса (s.str.) служит отсутствие в ней некорнезубых полевок, хотя "нельзя полностью исключить возможность нахождения их при последующих сборах" (1977. С. 8).

Остатки мелких млекопитающих, собранные нами из стратиграфически более высокого горизонта, в общих чертах близки к саратовской фауне Л.П. Александровой. Некорнезубые полевки отсутствуют. Эволюционный уровень всех псекупских полевок выше, чем средневиллафранкских. Отсутствие в фауне Псекупса некорнезубых полевок может быть обусловлено как неполнотой материала, так и эколого-тафономическими причинами. Не исключена возможность регистрации временного интервала в начале верхнего виллафранка, в фауне которого еще отсутствуют некорнезубые микротины. Верхневиллафранкские фауны с прогрессивными корнезубыми полевками, где не зафиксированы некорнезубые формы, известны, например, в Нидерландах — Тегелен (Freudenthal et al., 1976), в Румынии — Драганешты-Олт (Radulesco, Samson, 1983), на Европейской территории СССР, в бассейне Верхнего Днепра — на р.Свапе (Агаджанян, Калуцкая, 1976). Следует отметить, что в местонахождении Тегелен найдены также остатки Archidiskodon meridionalis, близкого к типичной форме (Guenther, 1986).

На основании собранной нами фауны грызунов мы в настоящее время не можем определить точное положение псекупской фауны по отношению к одесскому (s. str.) фаунистическому комплексу. Для решения этого вопроса необходимо провести сравнение эволюционного уровня полевок на большом серийном материале из верхнего горизонта Крыжановки — стратотипа одесского комплекса. Однако, учитывая данные о положении фауны Псекупса в магнитохронологической шкале (ниже эпизода Олдувей), можно с уверенностью отнести ее к началу верхнего виллафранка, что согласуется с мнением Л.П. Александровой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

У большинства исследователей в настоящее время не вызывает сомнений необходимость выделения самостоятельного фаунистического комплекса между хапровским и таманским комплексами Восточной Европы. Однако вопрос о его названии остается дискуссионным.

В.И. Громов (1948) при выделении фаунистических комплексов обращал особое внимание на руководящее значение представителей семейства Elephantidae. Для хапровского комплекса характерной формой, по В.И. Громову, считался "Elephas planifrons", позднее переименованный в Archidiskodon gromovi, для псекупского — ранняя форма A. meridionalis (номинативный подвид), для таманского — поздняя форма A.meridionalis (=A.meridionalis tamanensis). Соответственно этим формам были выделены биозоны, которые и употребляются в стратиграфических схемах до последнего времени (Стратиграфия СССР..., 1982). Названия комплексов, соответствующих биозонам A.gromovi и A.meridionalis tamanensis, данные В.И. Громовым, сохранились. Биозона A.meridionalis meridionalis стала отождествляться с одесским комплексом, который был выделен первоначально по мелким млекопитающим. Именно это название и вошло в унифицированную схему Европейской территории СССР.

Мы полагаем, что по правилу приоритета следует восстановить название "псекупский фаунистический комплекс", для которого руководящей формой является Archidiskodon meridionalis meridionalis. Нижняя граница этого комплекса совпадает с нижней границей верхнего виллафранка. Ее возраст моложе 2,5 и древнее 1,97 млн лет. Псекупский комплекс соответствует по крайней мере нижней и средней стадиям верхнего виллафранка Италии — Оливола и Тассо. Вопрос

же о соответствии верхов псекупского комплекса стадии Фарнета пока остается открытым.

Костеносные толщи стратотипа псекупского комплекса соответствуют низам псекупского комплекса и низам верхнего виллафранка.

ABSTRACT

The paleomagnetic data have been obtained on the stratotype of the Psekups faunistic complex. Fossiliferous beds correspond to the lower part of the Matuyama epoch. Fossil voles of the Psekups section are represented mainly by progressive rooted forms that belong to the Mimomys group. Rootless forms have not been found. The Psekups complex is the equivalent of the Upper Villafranchian. The lower boundary of the Psekups complex is younger than 2,5 m.y. and older than 1,97 m.y. Bone bearing sediments of the stratotype with Archidiskodon meridionalis meridionalis correspod to the lower part of the Psekups faunistic complex and the lower part of the Upper Villaffranchian.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К., Калуцкая С.А. Раннетаманская фауна полевок в бассейне Верхнего Днепра // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. N 46. С. 61—72.

Александрова Л.П. Находки остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псекупс // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 5—11.

Алексеева Л.И. Влияние похолодания на формирование раннеантропогеновых комплексов млекопитающих территории Северного Причерноморья // Место и значение ископаемых млекопитающих Молдавии в кайнозое СССР. Кишинев: АН МССР, 1967. С. 46—56.

Алексеева Л.И. Последовательность смены комплексов млекопитающих в антропогене Восточной Европы // Основные проблемы антропогена Евразии. М.: Наука, 1969. С. 36—46.

Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: Наука, 1977а. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 30).

Алексеева Л.И. О фауне псекупского типа // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977б. С. 12—30.

Бут П. Абсолютный возраст вулканогенных формаций Оверни и Веле и хронология четвертичной фауны млекопитающих Европы // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972. С. 7—23.

Великовская Е.М. Основные черты строения континентальных неогеновых отложений северных предгорий западной части Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39 (2). С. 52—69.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих // Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. II. С. 163—223.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит.). М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 64. Сер. геол., N 17).

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 155 с.

Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 105 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 84).

Лебедева Н.А. Верхний виллафранк в разрезах Понто-Каспия // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 134—156.

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 135 с.

Никифорова К.В. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы // Стратиграфия. Палеонтология. Т. 4. Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ. 1973. С. 50—101.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений юга СССР // Геология четвертичного периода. Инженерная геология. Проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976. С. 101—119.

Попов Г.И. О соотношениях континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока Европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1962. Т. 20. С. 92—97.

Попов Г.И. Плиоценовые пресноводные моллюски Башкирского Предуралья и их стратиграфическое значение // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. С. 210—229.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Наука, 1982. П/т. 1. 440 с.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. П/т. 1. 417 с.; П/т. 2. 443 с.

Топачевский В.А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев: Наук. думка, 1973. 235 с.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7—59.

Azzaroli A. The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocene boundary // Giorn. geol. Ser. 2a. 1977. Vol. 41, fas 1/2. P. 61—79.

Azzaroli A. Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal event — a turning point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 117—139.

Chaline J. On nouveau critére d'etude des Mimomys, et les rapports de Mimomys occitanus — Mimomys stehlini et de Mimomys polonicus (Arvicolidae, Rodentia) // Acta zool. crac. 1974. Vol. 19, N 16. P. 337—356.

Fejfar O., Horaček I. Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen in Villanyium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der ČSSR // Schr. geol. Wiss. 1983. Bd. 19/20. S. 111—207.

Freudenthal M., Meijer T., van der Meulen A.J. Preliminary report on a field campaign in the continental Pleistocene of Tegelen (The Netherlands) // Scr. geol. 1976. N 34. P. 1—27.

Guenther E.W. Funde von Archidiskodon meridionalis und von Trogontherium cuvieri aus den interglazialen Tegelen-Schichten // Quaterpaläontologie. 1986. Bd. 6. S. 53—65.

Hibbard C.W. Late Cenozoic microtine rodents from Wyoming and Idaho // Mich. Acad. Sci. Arts and Lett. 1959. Vol. 44. P. 3—40.

Janossy D., van der Meulen A.J. On Mimomys (Rodentia) from Ostramos 3, North-Hungary // Proc. Ned. Akad. Wet. 1975. Vol. 78. P. 381—391.

Kretzoi M., Vértes L. The role of vertebrate faunae and palaeolithic lithic industries of Hungary in Quaternary stratigraphy and chronology // Acta geol. hung. 1965. Vol. 9. P. 125—143.

Rabeder G. Die Arvičoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älterem Pleistozän von Niederösterreich // Beitr. Paläontol. Österr. 1981. Bd. 8. S. 1—343.

Radulesco C., Samson P. La lignée Mimomys minor-coelodus (Rodentia, Mammalia) dans le Bassin dacique // Trav. Inst. spéol. 1983. Vol.22. P. 57—64.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.661

А.К. МАРКОВА, К.Д. МИХАЙЛЕСКУ

НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ТЕРИО- И МАЛАКОФАУНЫ В МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЗОВЬЕВ ДУНАЯ

Лиманно-морские отложения в низовьях Дуная впервые были выявлены Т. Спраттом в 1860 г. Он детально описал их разрез у с. Озерное и отметил присутствие солоноватоводной фауны кардиид. Долгое время все лиманно-морские отложения этого района считались одновозрастными и относились к древнеэвксинским (Павлов, 1925; Федоров, 1978; Macarovici, 1940). Н.А. Константинова (1967) выделяет лиманно-морские фации в разрезах трех разновозрастных террас Дуная, от среднего до позднего плейстоцена.

Проведенные в последние годы исследования в низовьях Прута и Дуная позволили не только подтвердить выводы Н.А. Константиновой относительно разновозрастности лиманно-морских осадков района, но и провести их более детальное расчленение. Установлено, что отложения с солоноватоводной фауной кардиид соответствуют различным трансгрессиям в истории развития Черного моря, которые происходили в межледниковые эпохи (Марков и др., 1986). В настоящей работе приводится биостратиграфический анализ одного из наиболее молодых горизонтов лиманно-морских осадков, относящегося ко II надпойменной террасе Дуная. При полевых исследованиях, проводимых сотрудниками Института географии АН СССР на юго-западе Русской равнины в 1984 г., в разрезе II надпойменной террасы, выраженной в восточном берегу оз. Ялпуг у с. Новонекрасовка, было обнаружено богатое местонахождение раковин солоноватоводных и пресноводных моллюсков, а также остатков мелких млекопитающих. Разрез Новонекрасовка упоминается Н.А. Константиновой (1967) и Н.Н. Тращук (1972).

В обрыве восточного берега оз. Ялпуг у с. Новонекрасовка сверху вниз вскрываются (рис. 1):

	Глубина, м
1. Современная почва. Суглинок темно-серого цвета. В нижней части слоя отмечаются редкие кротовины (диаметр до 5—7 см) и отдельные конкреции карбонатов. Нижний контакт постепенный	0,6
2. Лёссовидные суглинки, светло-палевые, микропористые, со столбчатой отдельностью. В верхней части с редкими включениями карбонатных конкреций, кротовинами, заполненными материалом из горизонта 1, со следами корней растительности	3,9
3. Слабовыраженная ископаемая почва. Светло-коричневые лёссовидные суглинки, макропористые, со столбчатой отдельностью, с редкими карбонатными конкрециями в нижней части слоя (диаметр до 1 см). Контакт постепенный	4,3
4. Лёссовидные суглинки, светло-палевые, макропористые, столбчатые, с включениями стяжений пылеватых карбонатов	4,8
5. Лёссовидные суглинки, палевые, микропористые со столбчатой отдельностью. В нижней части с редкими кротовинами	7,0
6. Ископаемая почва. Суглинок темно-коричневого цвета, с крупными кротовинами (диаметр до 7 см) и редкими раковинами наземных моллюсков: Helicella striata Müll., Chondrula tridens Müll.	8,4
7. Суглинки зеленовато-серые, горизонтально-слоистые, местами ожелезненные, с крупными раковинами пресноводных моллюсков: Viviparus fasciatus Müll., Limnaea stagnalis L., Coretus cornetus L., Anodonta piscinalis Müll.(озерная фация)	9,7
8. Глины сизовато-серые, горизонтально-слоистые, местами с прослоями алевритов	

Мощность, м

и линзами раковинного детрита. В нижней части слоя обнаружены многочисленные раковины солоноватоводных и пресноводных моллюсков: Didacna danubica Mih., D. ultima Popov., Monodacna caspia Eichw., Hypanis plicatus Eichw., Turricaspia (Micromelania) lincta Mil., Dreissena polymorpha Pall., Corbicula fluminalis Müll., Fagotia esperi Fer., F. acicularis Fer., Theodoxus danubialis G.Pf., Th. transversalis G.Pf., Th. fluviatilis L., Lithoglyphus naticoides G.Pf., Viviparus fasciatus Müll. 10,8

9. Алевриты серые, горизонтально-слоистые, с прослоями супесей и тонкозернистого песка, с богатой фауной моллюсков. Преобладают солоноватоводные формы: Didacna danubica Mih., D. ultima Popov., Monodacna caspia Eichw., Dreissena polymorpha Pall. и др. (состав пресноводных форм тот же, что и в слое 8). Из нижней части слоя намыты остатки мелких млекопитающих. Контакт четкий 11,3

10. Суглинки зеленовато-серые, горизонтально-слоистые, со следами зарывания моллюсков и с крупными раковинами пресноводных гастропод: Coretus corneus L., Planorbis planorbis L., Viviparus fasciatus Müll., Limnaea stagnalis L. (озерная фация) 12,5

11. Пески серые, тонкозернистые, горизонтально-слоистые, местами ожелезненные. В верхней части слоя отмечаются прослои алевритов и линзы раковинного детрита. Фауна солоноватоводных и пресноводных моллюсков очень богата и разнообразна: Didacna danubica Mih., D. ultima Popov., Monodacna caspia Eichw., Dreissena polymorpha Pall., Unio pictorum L., U. tumidus Retz., Sphaerium rivicola Leach., Melanopsis praerosa L., Theodoxus danubialis G.Pf., Th. fluviatilis L., Th. transversalis G.Pf., Lithoglyphus naticoides G.Pf., Fagotia acicularis Fer., F. esperi Fer. и др. В нижней части слоя отмечаются прослои грубозернистого песка и гравелитов, из которых намыты остатки млекопитающих (нижняя точка). Нижний контакт четкий, горизонтально-слоистый 13,6

12. Глины желтые, плотные, местами ожелезненные, со следами зарывания моллюсков. Они, по-видимому, представляют собой цоколь террасы. Видимая мощность слоя до уреза воды 0,8 м.

Высота террасы колеблется от 14 до 18 м над уровнем озера, а ширина в районе с. Новонекрасовка превышает 1,5 км. Отложения II террасы вскрываются и на западном берегу оз. Ялпуг у с. Плавни (вблизи фермы), где они содержат Didacna danubica Mih., D. ultima Popov., Hypanis fragilis Mil., Dreissena polymorpha Pall., Melanopsis praerosa L., Corbicula fluminalis Müll., Viviparus fasciatus Müll.

Фауна грызунов, как отмечалось выше, была получена из слоев 9 и 11. Фауна обоих слоев очень бедна по видовому составу и включает лишь остатки двух видов: Arvicola ex gr. terrestris L. и Microtus arvalis Pall. (рис. 2—4). Такая бедность фауны объясняется тафономией местонахождения — захоронения в лиманных отложениях. Захоронению подверглись остатки лишь тех видов животных, которые обитали непосредственно на берегах водоема.

Морфологические особенности остатков этих видов имеют определенную специфику. Ранее были описаны остатки Arvicola из трех микулинских местонахождений Русской равнины: Чернянка, Шкурлат и Малютино (Маркова, 1986). Зубы водяных полевок из этих местонахождений были отнесены к виду Arvicola ex gr. terrestris. Они несколько мельче, чем зубы современных Arvicola (табл. 1, 2). Средняя длина M_1 Arvicola

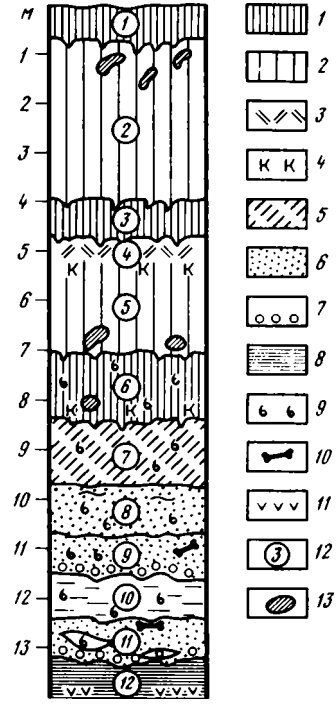


Рис. 1. Строение разреза у с. Новонекрасовка

1 — горизонт почвы; *2* — лёсс; *3* — следы оглеения; *4* — карбонаты; *5* — суглинки; *6* — пески; *7* — галечник; *8* — глина; *9* — раковины моллюсков; *10* — кости млекопитающих; *11* — следы ожелезнения; *12* — номера слоев; *13* — кротовины

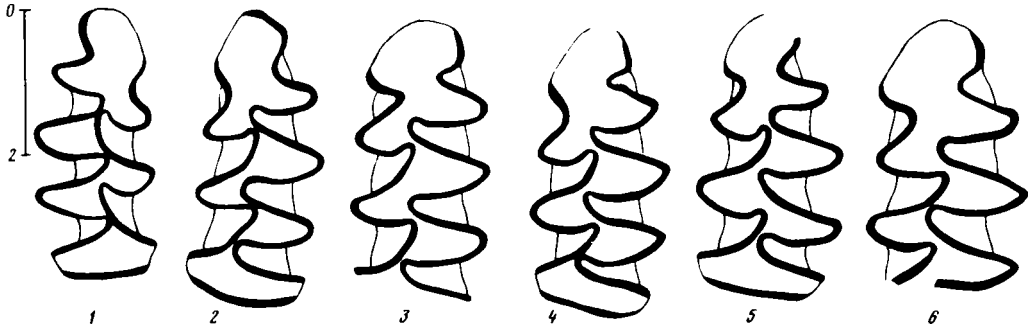


Рис. 2. Строение жевательной поверхности M_1 Arvicola ex gr. terrestris (*1—6*) из нижней лиманной толщи

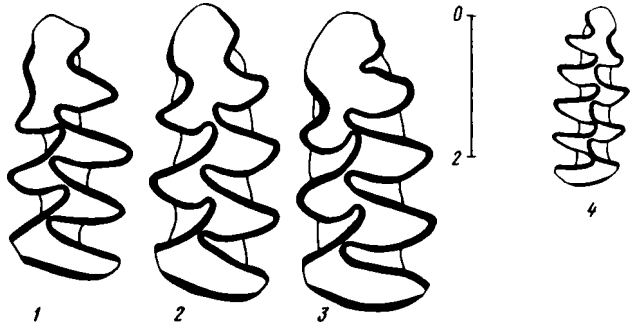


Рис. 3. Строение жевательной поверхности M_1 полевок из нижней лиманной толщи
1—3 — Arvicola ex gr. terrestris; *4* — Microtus arvalis

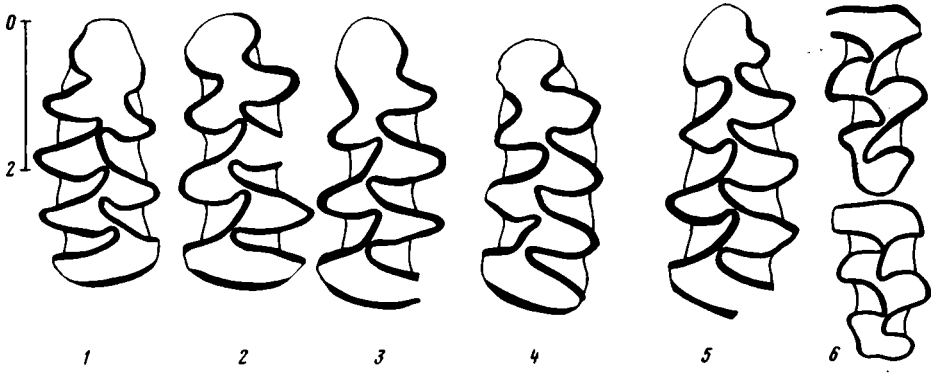


Рис. 4. Строение жевательной поверхности M_1 Arvicola ex gr. terrestris (*1—6*) из верхней лиманной толщи

из этих местонахождений меньше 4,0 мм, в то время как у современных она превышает эту величину. Структура эмали зубов микулинских водяных полевок также несколько иная, чем у современных Arvicola. Хотя практически во всех случаях эмаль на передних стенках нижних коренных зубов толще, чем на задних стенках, однако отношение это не столь велико, как у современных представителей этого рода. В то же время дифференциация эмали зубов полевок из местонахождений последнего межледниковья значительно отличается от таковой более ранних водяных полевок вида Arvicola cantiana Hinton

(=A. mosbachensis Shmidtgen) (табл. 3) и даже от строения эмали среднеплейстоценовой Arvicola chosaricus Alex., для которой характерна равномерная толщина эмали (Александрова, 1976).

Морфология и размеры зубов Arvicola из Новонекрасовки имеют строение зубов, сходное с таковыми A. terrestris, причем отмечается некоторая разница в строении зубов водяных полевок из нижней и верхней лиманных толщ (см. рис. 2, 4). Так, средняя длина M_1 Arvicola из нижней толщи несколько мельче, чем из верхней. Коэффициент эмали также говорит о несколько более прогрессивном строении зубов Arvicola из верхней толщи в сравнении с нижней (см. табл. 1).

Исследования ископаемых водяных полевок в последние годы проводятся очень интенсивно как в СССР, так и за рубежом (Александрова, 1976; Маркова, 1981, 1982, 1986; Мотузко, 1985; Koenigswald, 1973; Heinrich, 1978, 1987; Agadjanian, 1983). Основные тенденции эволюционных изменений зубов полевок этого рода заключаются в укрупнении размеров зубов, в том числе высоты коронки зубов, и в изменении характера дифференциации эмали зубов от "мимомисной" у наиболее архаичных представителей этого вида до характерной для современной водяной полевки A. terrestris.

Для измерения структуры эмали были предложены разнородные коэффициенты. Так, в 1975 г. нами был предложен коэффициент, равный отношению толщины эмали на передней стенке конидов нижних коренных зубов к толщине эмали на задней стенке конидов. Промеры эмали делались на средних конидах зубов.

Детальные промеры ископаемых Arvicola сделаны В.Д. Хайнрихом (Heinrich, 1987). Предложенный им коэффициент учитывает усредненные данные по строению эмали на всех конидах M_1 Arvicola.

При сравнении данных из Новонекрасовки с материалами по ископаемым Arvicola из центральноевропейских эемских местонахождений Таубах, Веймар-Паркхохлен, Адлерберг-Нордлинген (ГДР), Тата (Венгрия), изученных В.Д. Хайнрихом (Heinrich, 1987), выявляется некоторое различие в степени дифференциации эмали. Так, у зубов Arvicola из указанных выше центральноевропейских местонахождений дифференциация эмали несколько ближе к "мимомисной", чем к таковой A. terrestris. В восточноевропейских местонахождениях последнего межледниковья водяные полевки имеют дифференциацию эмали, близкую к дифференциации A. terrestris.

Таким образом, хотя тенденция изменений эмали у зубов водяных полевок ясна, пока нет полного совпадения данных, полученных по местонахождениям последнего межледниковья из различных регионов Европы.

Исходя из сравнения фауны Новонекрасовки с материалами из восточноевропейских местонахождений, можно отнести ее к первой половине позднего плейстоцена, к микулинскому межледниковью. Фауна Новонекрасовки сопоставима (по эволюционному уровню Arvicola) с фаунами из местонахождений последнего межледниковья, такими, как Малютино (бассейн р. Сейм), Шкурлат (бассейн р. Дон), Чернянка (бассейн р. Оскол).

Об отнесении фауны Новонекрасовки к последнему межледниковью дают представление следующие морфологические признаки Arvicola, о которых говорится ниже: M_1 Arvicola из Новонекрасовки заметно крупнее, чем M_1 ранне- и среднеплейстоценовых Arvicola cantiana и A. chosaricus, но мельче, чем M_1 Arvicola из местонахождений валдайского возраста и у современных водяных полевок (Маркова, 1982; Heinrich, 1982); эмаль дифференцирована по типу A. terrestris, хотя и не достигает величин, характерных для современных водяных полевок.

Нужно отметить, однако, что пока мы располагаем небольшим количеством материалов из местонахождений этого возраста. Этим, вероятно, вызван разброс величин дифференциации эмали, отраженный в табл. 1—3.

Фауна солоноватоводных кардиид из местонахождения Новонекрасовка пред-

Таблица 1

Размеры M_1 Arvicola ex gr. terrestris из микулинских местонахождений Русской равнины

Местонахождение		n	Длина		Ширина	
			lim	*x*	*lim*	*x*
Малютино		4	3,75—4,2	3,967	1,5—1,65	1,587
Шкурлат		3	3,5—4,0	3,716	1,5—1,8	1,65
Чернянка		4	3,8—4,2	4,0	1,5—1,6	1,55
Новонекрасовка	верхняя толща	18	3,5—4,1	3,8417	1,5—1,75	1,657
	нижняя толща	14	3,6—4,0	3,7771	1,5—1,75	1,663

Таблица 2

Размеры M^3 Arvicola ex gr. terrestris из микулинских местонахождений Русской равнины

Местонахождение		n	Длина		Ширина		Коэффициент эмали (*K*)	
			lim	*x*	*lim*	*x*	*lim*	*x*
Малютино		1	2,4	2,4	1,25	1,25	1,5	1,5
Шкурлат		4	2,3—2,9	2,587	1,2—1,5	1,338	1,111—1,25	1,1902
Чернянка		4	2,35—2,5	2,41	1,2—1,3	1,25	0,8—1,2	1,018
Новонекрасовка	верхняя толща	6	2,20—2,50	2,34	1,0—1,3	1,167	0,75—1,667	1,1528
	нижняя толща	2	2,35—2,60	2,475	1,25—1,4	1,325	1;1	1

Таблица 3

Размеры M_1 водяных полевок рода Arvicola из разновозрастных местонахождений Русской равнины

Геохронология	Местонахождение (^{14}C-возраст)		Длина			
			n	*lim*	*x*	*n*
Поздний валдай	Троица II (32,500 ± 700 27,860 ± 30 27,700 ± 350)		3	3,7—4,1	3,91	3
Микулинское межледниковье	Шкурлат		3	3,5—4,0	3,716	3
	Малютино		4	3,75—4,2	3,937	4
	Чернянка		4	3,8—4,2	4,0	5
	Новонекрасовка	верхняя толща	18	3,50—4,2	3,8417	22
		нижняя толща	14	3,60—4,00	3,7771	19
Лихвинское межледниковье	Гуньки I		23	3,15—3,7	3,43	35
	Гуньки II		12	3,2—3,45	3,38	9
	Чигирин		48	3,2—3,9	3,49	62
	Верхняя Еманча		33	3,0—3,75	3,38	48

Длина параконида		Длина головки параконида		Коэффициент эмали (*K*)	
lim	*x*	*lim*	*x*	*lim*	*x*
1,5—2,0	1,687	0,75—1,0	0,862	1,0—2,33	1,63
1,65—1,8	1,725	0,8—0,95	0,875	1,667—2,2	1,939
1,5—1,8	1,65	0,8—0,9	0,85	0,9—1,11	1,002
1,35—1,9	1,621	0,6—1,0	0,852	0,667—1,667	1,1518
1,50—2,0	1,637	0,7—1,10	0,81695	0,909—1,667	1,0825

ставлена наиболее прогрессивными видами черноморских дидакн — D. danubica Mih. (преобладает) и D. ultima Popov. Эта фауна хорошо отличается от более молодой новоэвксинской присутствием последних дидакн. От более древних — древнеэвксинской и узунларской фаун — она отличается наличием более продвинутых, плоских форм с сильно сдвинутой макушкой, какими являются D. danubica Mih. и D. ultima Popov, а также отсутствием симметричных и выпуклых форм — D. pontocaspia Palv., D. poratica Mih., D. nalivkini Wass. и др.

Отложения с фауной солоноватоводных и пресноводных моллюсков, сходной с фауной из Новонекрасовки, встречены в окрестностях сел Владычены, Котловина, Лиманское, Орловка, Криничное, Коса и др. В большинстве перечисленных разрезов II террасы Дуная и его притоков выявлено присутствие двух литологических пачек отложений. В каждой пачке снизу вверх отмечается

Ширина		Коэффициент эмали (*K*)		
lim	*x*	*n*	*lim*	*x*
1,6—1,7	1,65	3	1,2—1,4	1,25
1,5—1,8	1,65	3	1,667—2,5	1,939
1,5—1,65	1,587	4	1,0—2,33	1,63
1,5—1,6	1,55	4	0,9—1,11	1,002
1,5—1,75	1,657	21	0,667—1,667	1,1518
1,5—1,75	1,663	19	0,909—1,667	1,0825
1,3—1,55	1,45	35	0,33—1,0	0,80
1,3—1,65	1,49	12	0,33—0,83	0,47
1,3—1,65	1,47	62	0,6—1,25	0,94
1,25—1,6	1,35	8	0,75—1,0	0,96

уменьшение гранулометрических фракций пород и обеднение видового состава фауны моллюсков и остракод. Как правило, нижние слои каждой пачки представлены лиманно-дельтовыми фациями с очень богатой и разнообразной фауной солоноватоводных и пресноводных моллюсков, включающей в основном представителей теплолюбивых родов: Corbicula, Melanopsis, Unio, Theodoxus, Fagotia и др. Верхние слои обычно представлены озерными или пойменными осадками, в которых солоноватоводные виды отсутствуют, а из пресноводных форм остаются лишь холодостойкие представители родов: Sphaerium, Pisidium, Anodonta, Planorbis, Limnaea, Coretus и др.

Отложения с аналогичной фауной солоноватоводных моллюсков известны и на других побережьях Черного моря.

В нижних слоях опорного разреза карангата у с. Эльтиген (Керченский полуостров) были найдены многочисленные раковины Didacna ultima и D. danubica, которые позволяют коррелировать отложения карангатской террасы Черного моря с лиманно-морскими II террасы Дуная.

Близкий состав фауны солоноватоводных моллюсков встречен и в других местонахождениях карангатского возраста: Гудаута (Кавказ), Чушка (Тамань), Казатип, Чокрак (Крым). Судя по видовому составу фауны моллюсков, образование субаквальных накоплений II террасы происходило в теплых межледниковых условиях. Наиболее благоприятные условия (оптимум) существовали при накоплении лиманно-морских осадков в нижней пачке (см. рис. 1, сл. 11). Об этом свидетельствует присутствие раковин таких теплолюбивых форм, как Corbicula fluminalis Müll. и Melanopsis praerosa L., которые в настоящее время не встречаются в данном районе, а обитают южнее: на Балканском полуострове, в Малой Азии, в долинах Тигра и Евфрата. Присутствие богатой фауны солоноватоводных кардиид свидетельствует, что эти отложения образовались в полуизолированной лагуне при уровне моря на 5—8 м выше современного. Состав фауны слоя 10 указывает на некоторое ухудшение климата и понижение уровня моря, что привело к полному опреснению и изоляции лагуны. Аналогичные колебания климатических условий и уровня моря сопутствовали образованию верхней пачки.

Таким образом, детальное изучение остатков мелких млекопитающих, пресноводных и солоноватоводных моллюсков из лиманно-морских отложений II террасы Дуная позволяет сделать вывод, что они накопились в первой половине позднего плейстоцена, в теплое межледниковое время, в полуизолированных лагунах карангатского бассейна Черного моря.

ABSRACT

A new locality of fauna has been found in lower reache of the Danube river near Novonekrasovka village. The paleontological remains are contained in liman-marine layers of 2nd terrace. Fossil rodents and mollusks remains were found; the species composition and their morphology permit to ascribe the found to the beginning of the Late Pleistocene (the Mikulino interglacial).

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.

Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватоводных вод СССР. Определители по фауне СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 376 с. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 46).

Константинова Н.А. Антропоген Южной Молдавии и Юго-Западной Украины. М.: Наука, 1967. 137 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 173).

Маркова А.К. Изменение морфологии зубов водяных полевок на протяжении плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 91—110.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

Маркова А.К. Морфологические особенности зубов полевок родов Microtus, Arvicola, Lagurus и Eolagurus (Rodentia, Cricetidae) из микулинских местонахождений Русской равнины // Тр. ЗИН АН СССР. 1986. Т. 149. С. 74—97.

Маркова А.К., Михайлеску К.Д., Чепалыга А.А. Этапы развития причерноморских озерных и лагунных бассейнов // История современных озер: Тез. докл. VIII Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.; Таллинн, 1986. С. 193—195.

Мотузко А.Н. Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий. Минск: Наука и техника, 1985. С. 173—181.

Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мемуары геологического отделения МОИП. 1925. Вып. 5. 217 с.

Тращук Н.Н. Плейстоцен с. Озерного // Тектоника и стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1972. Вып. 2. С. 64—70.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 310).

Agadjanian A.K. Eine altertumliche Arvicola (Rodentia, Mammalia) aus dem Mittelpleistozän der Russischen Ebene // Schr. geol. Wiss. 1983. Bd. 19/20. S. 9—29.

Heinrich W.D. Zur biometrischen Erfassung eines Evolutionstrends bei Arvicola (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän Thüringens // Säugetierk. Inform. 1978. Bd. 2. S. 3—21.

Heinrich W.D. Neue Ergebnisse zur Evolution und Biostratigraphie von Arvicola (Rodentia, Mammalia) im Quartär Europas // Ztschr. geol. Wiss. 1987. Bd. 15, H. 3. S. 389—406.

Koenigswald W. Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozan) // Eiszeintalter und Gegenwart. 1973. Bd. 23/24. S. 159—167.

Macarovici N. Recherches geologiques et paleontologiques dans la Bassarabie meridionale // An. sci. Univ. Jassy. Sec. 2, 1940. Vol. 26, fasc. 1. P. 260.

Spratt T. On the freshwater deposits of Bessarabia, Moldavia, Walachia and Bulgaria // Quart. J. Geol. Soc. 1960. N 4. P. 18—36.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.793:903.63(477.42)

В.К. ПЯСЕЦКИЙ

ГЕОЛОГИЯ МУСТЬЕРСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТОЧИЛЬНИЦА

В 70-х годах получены новые данные о строении четвертичных отложений Житомирского Полесья. Это стало возможным благодаря качественному бурению ударно-канатным способом, при котором выход керна составляет 100%. Таких скважин пробурено многие сотни. В то же время выявлены новые мустьерские местонахождения. Стимулом к поиску мустье на данной территории послужило открытие В.А. Месяцем Житомирского местонахождения (Месяц, 1963. С. 54—55). В 1973 г. автором обнаружена мустьерская стоянка Рихта (Смирнов, 1979. С. 9—14), а в 1975 г. — еще одно мустьерское местонахождение, расположенное в 40 км к СЗ от Рихта. Это Точильница на р. Уж около ж.д. ст. Ушица в Коростенском районе.

Прежде чем перейти к геологической характеристике местонахождения Точильница, необходимо кратко остановиться на некоторых особенностях строения четвертичных отложений Житомирского Полесья.

Все известные теперь мустьерские местонахождения на Житомирщине находятся в пределах Украинского щита, в области распространения днепровского оледенения. Мощность четвертичных отложений здесь небольшая. В погребенных долинах мощность их иногда достигает 30 м, но местами на эрозионных возвышенностях четвертичный покров отсутствует.

Наиболее важно рассмотреть строение аллювия в долинах последнепровского времени. При этом следует обратить особое внимание на то, что во время московского, калининского и осташковского оледенений район находился в перигляциальной зоне.

В связи с относительной неотектонической стабильностью Украинского щита строение аллювиальных отложений зависело в основном от климатических условий времени осадконакопления. Цокольные террасы здесь встречаются относительно редко, чаще разновозрастные аллювиальные пачки налегают друг на друга констративно, что было прослежено на многих поперечниках, пробуренных через долины р. Ирши (левый приток р. Тетерев) и ее притоков. В современных речных долинах морфологически часто бывает выражена только одна надпойменная терраса, но под ее поверхностью могут залегать от одной до трех разновозрастных аллювиальных пачек. За пределами поймы они всегда перекрыты мелкими или средне-мелкозернистыми песками, мощность которых в среднем 2 м, но в более узких долинах может превышать 5 м. Генезис этих покровных песков эоловоделювиальный. Они являются генетическими аналогами лёссов более южных районов.

Свидетельства такого происхождения покровных песков найдены при изучении геологического строения местонахождения горы Точильница. Здесь в 1975 г. автором были обнаружены расщепленные кремни мустьерского облика. Гора Точильница находится на левом берегу р. Уж и представляет собой эрозионный останец размером около 500×300 м, высотой над поймой около 30 м. Возвышенность сложена песками эоценового возраста, в кровле которых залегает линза кварцевых песчаников. Именно наличие этой линзы способствовало

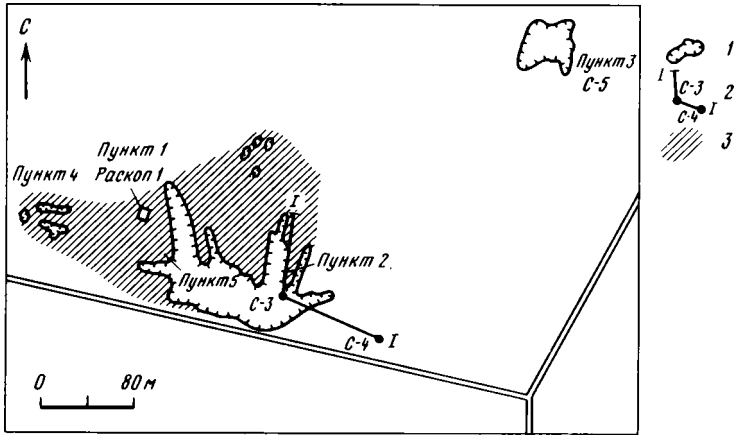


Рис. 1. Мустьерское местонахождение Точильница
1 — карьеры; *2* — линия геологического разреза скважины (С-3); *3* — площадь местонахождения

сохранению от размыва нижележащих песков. Склоны горы покрыты четвертичными отложениями. К подножию южного и восточного склонов примыкает надпойменная терраса р. Уж, которая у южного склона Точильницы сливается с поверхностью террасы ручья, впадающего в речку слева.

Мустьерский кремень обнаружен в южной части возвышенности. Он встречен на современной поверхности и на глубине до 0,6 м от нее. Площадь распространения артефактов показана на рис. 1. Выделено несколько пунктов, где обнаружено наибольшее количество кремневых изделий.

В пункте 1 заложен раскоп площадью 44 м^2. Расщепленный кремень в раскопе залегал на глубине 0,3—0,6 м под навеянным мелкозернистым песком в слое светло-серого, а ниже — охристо-желтого песка, часто вперемежку с плитками и кусками песчаника. Здесь линза песчаников имела небольшую мощность, и от монолитного пласта при воздействии эрозионных процессов остался перлювий в виде обломков песчаников. Выявленные в раскопе артефакты (474 экз.) сильно патинированы, поверхность их до блеска отполирована перевеваемым песком. Некоторые кремни затронуты процессами выщелачивания в такой степени, что фасетаж на их поверхности прослеживается с трудом.

Южный склон Точильницы изрыт неглубокими карьерами. Для выяснения строения четвертичных отложений на склоне были заложены шурфы, расчистки и скважины ручного бурения. Оказалось, что мощность четвертичных отложений здесь достигает 4—7 м и более.

Геологический разрез, полученный по расчистке в пункте 2 и по скважине 2, следующий (рис. 2, 3):

	Мощность, м
1. Песок кварцевый, светло-желтый, с редкими зернами полевого шпата, средне-мелкозернистый, окатанный, местами к подошве с примесью гравия. Слоистость слабо выражена, субпараллельна склону. По всей толще отмечены ортзанды бурого цвета. На перегибе рельефа в подошве песков отмечены криотурбации и солифлюкции в виде смеси песков и нижележащих супесей	3,0
2. Супесь желтая и бурая, прослоями близка к суглинку. Слоистость субпараллельна склону	1,0
3. Алеврит серовато-желтого цвета, вклинивается в слой 2	0,2—4,5 (в скв. 4)
4. Линза супеси коричневого цвета	0,25
5. Песок аналогичный слою 1. К подошве (в скв. 2) переслаивается с супесями бурого цвета.	

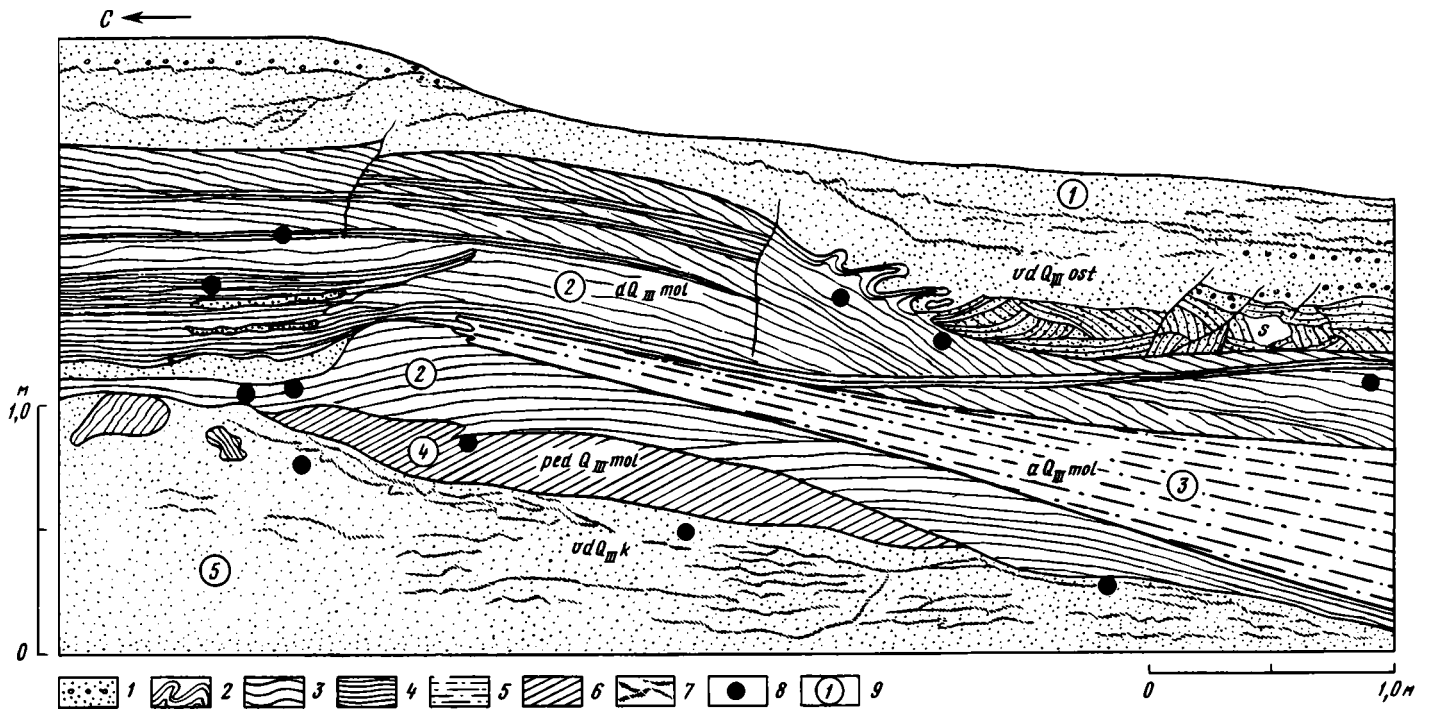


Рис. 2. Точильница, пункт 2. Зарисовка расчистки

1 — песок средне-мелкозернистый, прослои гравия (часть слоя 1 срезана бульдозером); *2* — солифлюкционные отложения; *3* — супесь; *4* — супесь более глинистая; *5* — алеврит пойменной фации; *6* — погребенные почвы, переотложенные на месте; *7* — ортзанды; *8* — расщепленный мустьерский кремень; *9* — номер слоя

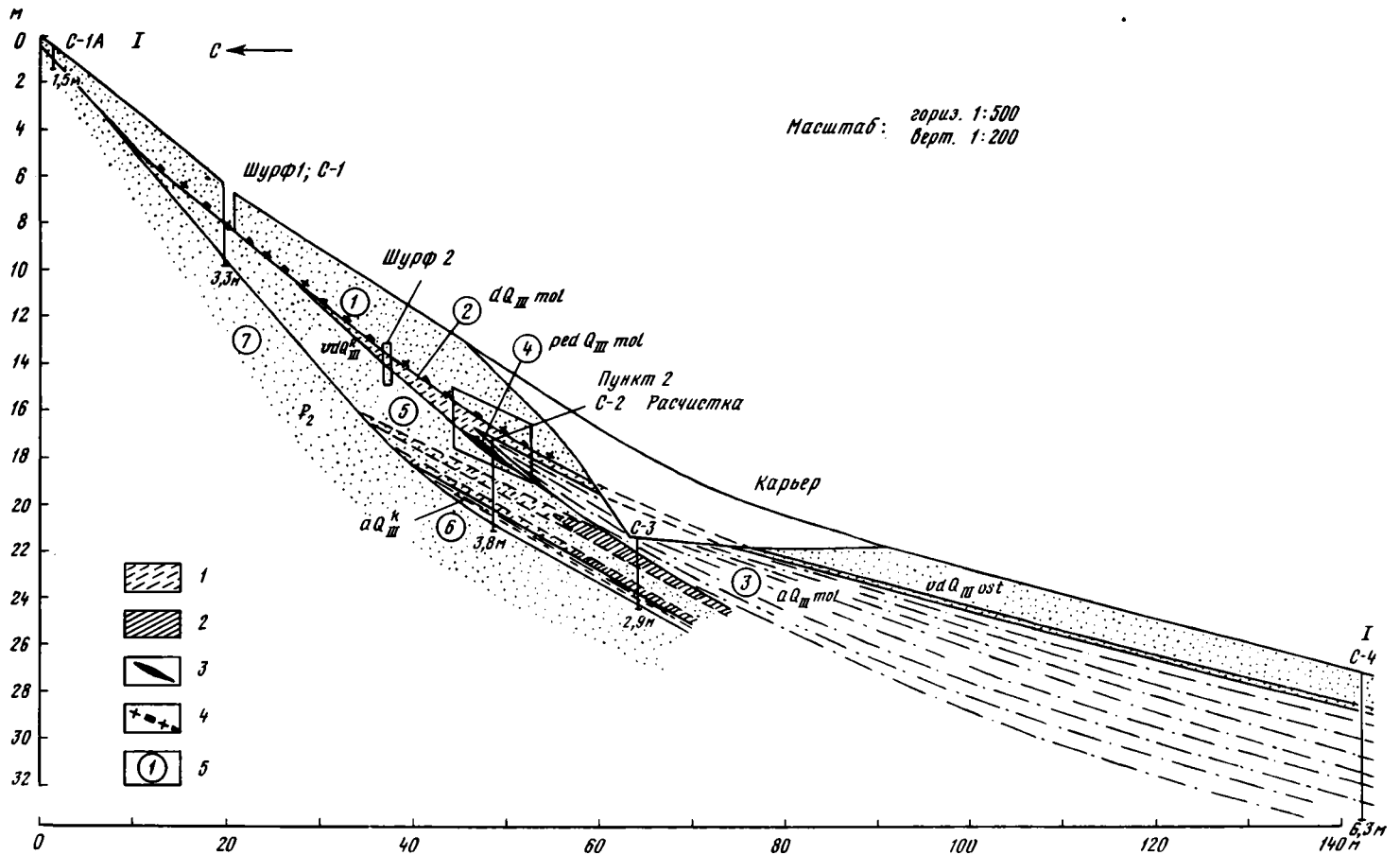


Рис. 3. Точильница, разрез по линии I—I

1 — супесь; *2* — суглинок; *3* — погребенные почвы; *4* — мустьерский кремень, обломки песчаника; *5* — номер слоя

	Мощность, м
В северной части расчистки в кровлю песка как бы погружены "обломки" супесей слоя 2	2—2,5
6. Алеврит, ниже песок с редким гравием кварца. Ниже — белый мелкозернистый палеогеновый песок	0,8

В слоях 2, 4 и в кровле слоя 5 найдены совершенно непатинированные отщепы и несколько радиальных нуклеусов. Вблизи кровли слоя 2 обнаружен нуклеус, близкий к кубовидному, и рядом с ним два отщепа.

Как видно на рис. 3, мощность слоя 1 достигает максимума вблизи перегиба рельефа. В скв. 4 она уменьшается до 1,6 м. В этой же скважине пробурена и часть слоя 2 (та, что лежит над алевритами). Мощность этого слоя составляет в скважине всего 0,2 м. К вершине возвышенности слой 1 выклинивается, впрочем, как и вся толща плейстоценовых осадков.

В шурфах 1 и 2 и в меньшем количестве в расчистке в пункте 2 между слоями 1 и 2 обнаружены переотложенные патинированные мустьерские отщепы и обломки песчаника до 10 см в поперечнике. Патина на кремнях менее интенсивная, чем на артефактах в раскопе 1. Эти находки свидетельствуют о наличии перерыва в осадконакоплении между указанными слоями.

Приведенный разрез в пункте 2 дополняется и уточняется разрезом, полученным в пункте 3 (рис. 4). В связи с тем что разрез расположен несколько ниже по склону по отношению к расчистке в пункте 2 и в соответствии с местными условиями седиментации осадков, здесь несколько уменьшена мощность песков слоя 1. Отсутствует часть слоя 2 над алевритами, а в сами алевриты вклиниваются супеси. Особенно важно, что на месте слоя 4 в пункте 2 здесь залегают две погребенные почвы (слои 4а и 4б), разделенные маломощным прослоем супеси. Не совсем ясна причина пятнистого, с четкими контурами перераспределения гумуса внутри горизонтов почв. Эти пятна не производят впечатления смятий типа криотурбаций. Верхняя почва черная, более гумусированная, нижняя — серая. В нижней погребенной почве отмечены следы ходов землероев. В кровле алевритов в пункте 3 хорошо заметно понижение.

В связи с относительно низким уровнем грунтовых вод на склоне Точильницы (этот уровень скв. 5 достигнут только на забое) и хорошими инфильтрационными свойствами песков слоя 1 возникла ситуация, когда поверхностные воды временно застаивались в понижении, проникали в алеврит и нижележащие супеси. Свидетельством тому служат сизые пятна оглеения в алеврите, вымывание тонкого песка из этого слоя, появление под алевритом мощной зоны ортзандов (правая часть разреза), вымывание гумуса из погребенных почв (сами почвы лишь слабо прослеживаются). Мелкий вымытый песчано-глинистый материал осаждался в кровле слоя 5, что привело к образованию здесь линз супесей. На уровне кровли нижней погребенной почвы в зоне вертикальной инфильтрации вод обнаружен древесный уголь. Радиоуглеродный анализ его проводился в ИГН АН УССР (при любезном содействии Д.Я. Телегина). Однако полученный возраст (всего несколько тысяч лет) оказался сильно омоложенным, что в данной геологической ситуации следовало ожидать. Палинологические анализы образцов из погребенных почв проводились Т.Б. Губкиной в лаборатории ПГО "Севукргеология". Обнаружены лишь единичные пыльцевые зерна четвертичных растений, что довольно обычно для аэральных погребенных почв, в которых пыльца плохо сохраняется. Как и в пункте 2, в скв. 5 пройден слой 5, но мощность его здесь бóльшая.

При установлении генезиса склоновых образований обратим внимание на то, что слоистость в песках и супесях слоев 1 и 2 наклонена субпараллельно склону возвышенности, а максимальная мощность этих отложений приурочена к перегибу рельефа. Эти факты свидетельствуют об эолово-делювиальном происхождении указанных слоев, причем в образовании слоя 1, как кажется, превалирующее значение имел эоловый фактор. Супеси слоя 2 делювиальные. В пункте 2 на месте

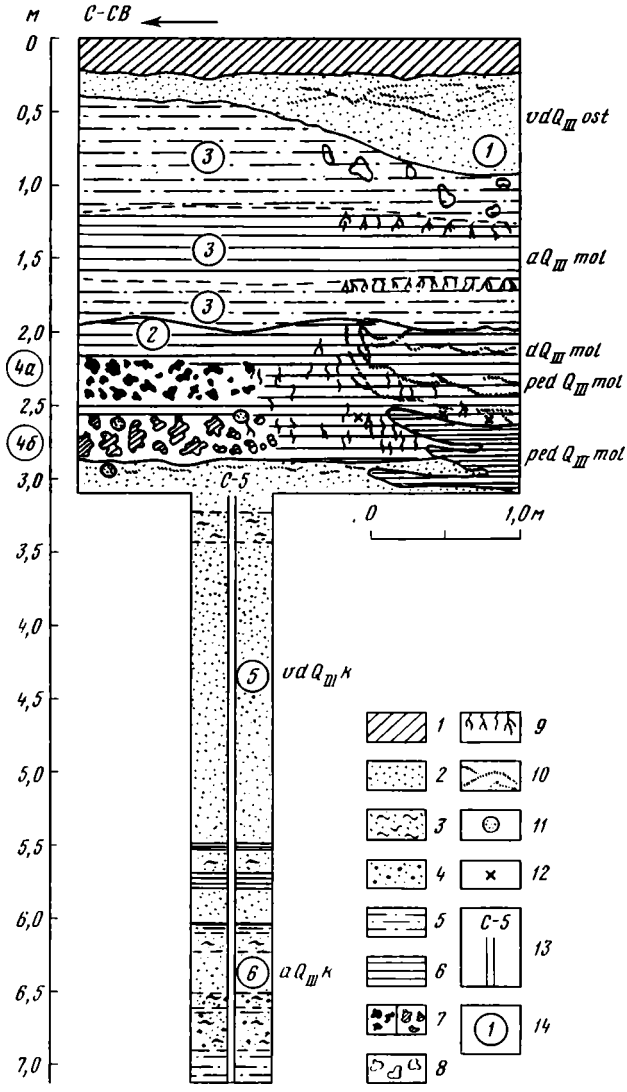


Рис. 4. Точильница, пункт 3. Расчистка и скважина 5

1 — голоценовая почва; *2* — песок средне-мелкозернистый; *3* — песок глинистый; *4* — песок разнозернистый; *5* — алеврит; *6* — супесь; *7* — погребенные почвы; *8* — пятна оглеения в алеврите; *9* — следы вымывания тонкопесчанистого материала; *10* — ортзанды; *11* — норы землероев; *12* — древесный уголь; *13* — скважина и ее номер; *14* — номер слоя

слоя 4 должны были бы находиться две погребенные почвы, но они здесь переотложены на месте.

Алевриты слоя 3 представляют собой пойменную фацию аллювия надпойменной террасы. Скв. 4, если бы ее удалось добурить, возможно были бы пройдены пески русловой фации и базальный горизонт.

Под эолово-делювиальными песками слоя 5 лежат алевриты и пески еще одной аллювиальной пачки — слой 6.

Мустьерское местонахождение на горе Точильница существовало в какой-то период накопления слоев 2—4. В какой именно, определить затруднительно, так как кремень в этих слоях переотложен. Но так как кремни найдены и в подошве этого

комплекса, то, по-видимому, местонахождение существовало уже в ранний период, когда происходили процессы почвообразования. Отметим еще, что в верхнюю часть слоя 5 артефакты попали, вероятно, случайно, как случайно оказались там "обломки" супесей слоя 2 (см. рис. 2).

Слои 1 и 5, судя по литологическому составу (чистые пески в пунктах 2 и 3), накапливались в холодных перигляциальных условиях. Слой 1 по вертикали довольно однородный. По возрасту он сравним с лёссами осташковского оледенения по терминологии А.И. Москвитина. По нашим наблюдениям, пески, аналогичные слою 1, перекрывают в Полесье не только террасы, но широко развиты и на водоразделах рек, точно так же, как и синхронные им лёссы более южных районов, например на Волынской возвышенности. На этой возвышенности лёссы осташковского времени, залегающие на плато, имеют эоловый генезис. Под ними лежит самая верхняя полноразвитая погребенная почва. Но она нередко деградирована, нарушена криогенными процессами.

Слои 2—4 на Точильнице, судя по их литологическому составу, накапливались в более теплых климатических условиях по сравнению со слоями 1 и 5. Тем более это касается погребенных почв. Залегание этих образований под осадками осташковского времени позволяет отнести эти слои (по аналогии с лёссовой зоной) к молого-шекснинскому теплому периоду, который сопоставляется с паудорфом или со штильфридом Б (Москвитин, 1970. С. 57). Тогда слой 5, видимо, соответствует главной фазе калининского оледенения.

Осадки, которые А.И. Москвитин принимал ранее за стратотипические для молого-шекснинского межледниковья, теперь относят к микулинским (Чеботарева, Макарычева, 1974. С. 5, 51). С этим согласился и А.И. Москвитин (1976, с. 136). Но имеются другие разрезы, где уверенно выделяются молого-шекснинские отложения (Москвитин, 1976. С. 134, рис. 40). Кроме того, в лёссовой области реально существуют паудорфские погребенные почвы, с которыми коррелирует молого-шекснинский временнóй интервал.

Стратиграфическое положение слоев 2—4 Точильницы таково, что их вряд ли возможно отнести к какому-либо другому времени, кроме паудорфского (или штильфрид Б). Именно поэтому они могут со значительной долей вероятности датироваться и молого-шекснинским временем. Если это так, то две погребенные почвы Точильницы могут соответствовать каким-то климатическим оптимумам молого-шекснинского времени (как известно, в этом теплом интервале таких оптимумов три). В целом эти почвы, по-видимому, соответствуют базальному горизонту верхней аллювиальной пачки.

Можно допустить, учитывая известные радиоуглеродные даты, полученные для финального мустье Франции, что мустье Точильницы относится к какому-то раннему отрезку паудорфа. Но не исключено, что это местонахождение посещалось мустьерцами неоднократно, о чем может свидетельствовать инситное положение кубовидного нуклеуса и двух отщепов в кровле слоя 2.

Кремень, использовавшийся на мустьерской стоянке, желваковый, серого цвета. На стоянку он принесен из долины р. Уж, где и теперь известны выходы такого кремня мелового возраста. Желваки неправильной формы, с различными выступами. В целом это сырье невысокого качества. В раскопе 1 обнаружено очень большое количество обломков кремня — около 700 экз., которые чаще вообще не использованы. Лишь в небольшом количестве случаев на таких обломках видны следы снятий одного или нескольких отщепов. Обломки количественно превышают сумму всех других находок, которых насчитывается в раскопе 474 экз. В таблице приведены данные по раскопу 1, характеризующие технику расщепления кремня. При этом нужно учесть сильную выветрелость поверхности кремней, что негативно сказалось на некоторых результатах подсчета. Обломки в подсчете не учтены, так как большое их количество является специфической особенностью лишь данного местонахождения.

Категории кремневых находок раскопа 1 мустьерского местонахождения Точильница

Категории находок	Количество	%
I. Нуклеусы	29	6,1
1. Двухсторонние радиальные	2	
2. Односторонние:	24	
радиальные	6	
двуплощадочные	5	
одноплощадочные	6	
неопределимые (сломанные, выветрелые)	7	
3. Близкие к призматическим	3	
II. Нуклевидные обломки	16	3,4
III. Отщепы	365	77,0
1. Первичные или полупервичные:	119	
ударная площадка с коркой или одного снятия	56	
площадка двугранная или многогранная	15	
площадка тонкофасетированная	5	
площадка точечная или линейная	4	
Всего отщепов с определимой ударной площадкой	70	
2. Отщепы вторичные:	246	
ударная площадка с коркой или одного снятия	57	
площадка двугранная или многогранная	55	
площадка тонкофасетированная	23	
площадка точечная или линейная	14	
Всего отщепов с определимой ударной площадкой	149	
IV. Чешуйки	24	5,0
V. Пластины:	16	3,4
ударная площадка с коркой или одного снятия	0	
площадка двугранная или многогранная	1	
площадка тонкофасетированная	2	
площадка точечная	1	
Всего пластин с определимой ударной площадкой	4	
VI. Орудия труда с вторичной обработкой:	24	5,1
ударная площадка с коркой или одного снятия	7	
площадка двугранная или многогранная	5	
площадка тонкофасетированная	5	
Всего орудий с определимой ударной площадкой	17	
Общая сумма (категории I—VI)	474	100

Общее количество типов ударных площадок по всем категориям находок составляет: ударная площадка с коркой или одного снятия — 120; площадка двугранная или многогранная — 76; площадка тонкофасетированная — 35; площадка линейная, точечная — 19. Всего учтенных ударных площадок (без линейных и точечных) — 231. Индекс фасетирования ударных площадок широкий составляет: $(76+35)\times 100/231=48$; индекс фасетирования узкий равен 15,1.

Общий индекс фасетирования довольно высокий в отличие от индекса тонкого фасетирования. Возможно, последний индекс в действительности выше, так как не исключено, что часть плохо выраженных из-за выветрелости тонкофасетированных площадок отнесена в группу многогранных.

Нуклеусы комплекса имеют небольшие размеры — в среднем 5—7 см в поперечнике (или по направлению снятия заготовок), а в некоторых случаях они еще меньше из-за сильной сработанности. Обращает на себя внимание преобладание одно- и двухплощадочных нуклеусов, наличие нуклеусов, близких по форме к призматическим. Следует обратить внимание и на низкий индекс пластинчатости, который равен $16\times 100/(16+365)=4{,}2$, причем не исключено, что среди пластин

в раскопе 1 имеется несколько позднепалеолитических. Некоторые из пластин и пластинчатых отщепов можно отнести к леваллуазским. Эти изделия достаточно массивны, с тонкофасетированными ударными площадками. Но в целом индустрия нелеваллуазская. Об этом свидетельствуют как заготовки, так и нуклеусы.

В техническом отношении индустрия мустьерская, нелеваллуазского пути развития, непластинчатая, с низким индексом тонкой фасетированности ударных площадок. Характерно преобладание нуклеусов мустьерских форм с одной или двумя ударными площадками.

Процент орудий (5,1) достаточно высок для того, чтобы считать местонахождение в районе раскопа 1 стоянкой. Если на площади раскопа выявлено 24 орудия труда, то всего в разных пунктах местонахождения найден 41 экз.

В коллекции имеются различные типы скребел, обработанные с одной стороны крутой, полукрутой и мелкой краевой ретушью (в случае, если заготовки достаточно тонкие). Выемчатые и выемчато-зубчатые орудия (всего 16 экз.) составляют значительный процент от суммы орудий (39). Найдено два долотовидных орудия, одно небольшое рубильце, имеются отщепы с ретушью и два скребка на крупных массивных отщепах. Характерно, что не найдены остроконечники. Скребки, аналогичные упомянутым выше, найдены автором на позднепалеолитической паудорфской стоянке Иваничи на Ровенщине. Для стоянки Иваничи характерны типично позднепалеолитическая техника расщепления кремня и набор орудий, позволяющий отнести ее к раннеориньякскому времени (Пясецкий, 1988). Поэтому трудно сказать, относятся ли упомянутые скребки на Точильнице к мустьерскому времени, хотя это не исключено.

Обращают на себя внимание некоторая атипичность и размытость мустьерских черт комплекса в типологическом отношении. Орудия труда Точильницы резко отличаются от орудий мустьерской стоянки Рихта и Житомирского местонахождения. Причиной этого является большой временнóй разрыв между финальной мустьерской стоянкой Точильница и значительно более ранними стоянками Рихта и Житомирской.

Выше было высказано предположение о возможном повторном посещении мустьерцами Точильницы. Поэтому не исключено, что в различных пунктах местонахождения можно встретить комплексы находок, которые в чем-то несхожи друг с другом. Предстоит еще определить положение в разрезе позднепалеолитического культурного пласта, так как на возвышенности, в том числе и в раскопе 1, найдено несколько типичных позднепалеолитических скребков и нуклеусов.

ABSTRACT

The article reveals a description of geological conditions of the final-Mousterian Location flint findings' bedding in Totchilnitsa situated in Zhitomir Polyesye. The following conclusion is possible: the location can be dated from Mologa-Sheksna period (Paudorf, Shtilfrid B). The main features of the Mousterian complex of flint are characterized.

ЛИТЕРАТУРА

Месяц В.А. Находки древнепалеолитических орудий в районе Житомира // Крат. сообщ. Ин-та археологии АН СССР. 1963. N 92. С. 54—55.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. М.: Наука, 1970. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 193).

Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 195 с.

Пясецький В.К. Орiньякська стоянка Iваничi // Археологiя. Київ: Наук. думка, 1988. Вип. 64. С. 49—55.

Смирнов С.В. Мустьерская стоянка Рихта // Крат. сообщ. Ин-та археологии АН СССР. 1979. N 157. С. 9—14.

Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1971. 201 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.79.26(470.333)

Л.В. ГРЕХОВА

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТ СТОЯНОК ЕЛИСЕЕВИЧИ

Несмотря на то что хронологические рамки позднего палеолита Русской равнины как будто определились, дискуссия по вопросам возраста отдельных стоянок и целых регионов продолжается, что нашло отражение в сводной работе "Палеолит СССР". (1984). Еще А.Н. Рогачев (1969) высказал мнение, что развитие позднего палеолита Среднеднепровского бассейна отличается от развития палеолита Среднедонского и Среднеднестровского бассейнов. В связи с этим вопрос о радиоуглеродном возрасте позднего палеолита Днепровского бассейна и Десны, в частности, может явиться темой специального, отдельного исследования.

По вопросам координации относительной и "абсолютной" хронологии позднепалеолитических памятников Деснинского бассейна в последнее время определенную точку зрения высказали только геоморфологи и палеогеографы (Вознячук и др., 1969; Калечиц, 1972; Величко и др., 1977; Куренкова, 1980), но и среди них нет единой точки зрения на возраст некоторых стоянок. Л.Н. Вознячук и Е.Г. Калечиц считают радиоуглеродные даты по Елисеевичам и Юдинову омоложенными, не соответствующими геологической ситуации. А.А. Величко и Е.И. Куренкова рассматривают даты по этим памятникам как соответствующие геологическому положению культурного слоя.

С развитием метода радиоуглеродного датирования у археологов появилась надежда на более объективную оценку древности памятника, но реально возникли сложности в отношениях между результатами анализа, выраженными в цифрах, и субъективной оценкой археологического материала исследователями палеолитических стоянок. Разброс дат, растянутость хронологической шкалы для одного и того же памятника некоторые исследователи относят за счет ошибок собственно датирования и выбирают из дат те, которые больше всего отвечают их представлениям о возрасте памятника. Но этот разброс может получиться в результате субъективных свойств образцов: сохранности, условий захоронения, динамики накопления и сноса минералогического вещества, отбора. Наиболее интересные результаты дают анализы серии дат. К настоящему времени получена серия дат по материалам стоянок Елисеевичи, и задача состоит в том, чтобы проанализировать эти даты с точки зрения полевых наблюдений и камеральных археологических исследований всей суммы данных по двум памятникам: Елисеевичи-I и Елисеевичи-II.

В системе деснинского палеолита Елисеевические стоянки занимают особое место. Они расположены на расстоянии около 300 м одна от другой, но находятся в различных геолого-геоморфологических условиях, культурные остатки залегают в разных по литологии слоях и относятся к различным археологическим культурам (Грехова, 1985а). По одному и другому памятникам имеются радиоуглеродные даты.

Стоянка Елисеевичи-I расположена на второй надпойменной террасе правого берега р. Судость. Основной культурный слой залегает на глубине 1,2—1,3 м от

поверхности и на 2 м выше аллювия террасы в покровных лёссовых супесях. Он имеет мощность до 80 см и представлен сложными структурными элементами, скоплениями костей, кострищами, очажными и зольными массами, скоплениями кремня и отдельными находками костей и кремня. Минимальная мощность 5—7 см. Горизонт, заключающий культурные остатки, по цвету и структуре мало отличается от вмещающей породы. К.М. Поликарпович еще в 30-е годы отметил, кроме основного слоя, наличие верхнего, второго, слоя, который он отнес к мезолиту на основе его стратиграфии (см. Поликарпович, 1968). Верхний слой специально в процессе раскопок не исследовался. К.М. Поликарпович отмечал только отдельные скопления культурных остатков в лёссе на глубине 0,5—0,7 м на уровне "выше мадленского слоя с костями". В.Д. Будько в южном профиле раскопа 1965 г. неожиданно обнаружил стерильную прослойку в 80 см между двумя горизонтами находок. Планиграфически верхний слой был выделен нами в процессе работы с архивными материалами путем сопоставления глубин залегания культурных остатков от единой нулевой линии. Наличие двух горизонтов находок подтвердилось во время раскопок ГИМ 1978 г. северного участка стоянки. Культурные остатки (кости утробной особи мамонта) верхнего уровня были обнаружены нами при зачистке осыпавшейся западной стенки раскопа 1965 г. Уровень превышения их над зольником, вскрывавшимся в том же году на 9 м к ЮВ, составил около 80 см. На основании материалов раскопок В.Д. Будько 1965 г. и раскопок экспедиции ГИМ 1978 г. можно считать установленным фактом наличие двух горизонтов находок палеолитического возраста на северном участке площади стоянки.

Второй участок концентрации находок верхнего слоя. как уже говорилось, был отмечен К.М. Поликарповичем в 1935, 1936 гг. в центральной части стоянки "выше мадленского слоя с костями". По описи фауны 1935 г. в этом горизонте найдены кости песца, волка, обломки плоских костей мамонта, а кроме того, краска и угли. Плейстоценовый возраст этой фауны не вызывает сомнения. Кремень верхнего горизонта отделен от нижнего только в описи 1935 г. (около 1000 предметов). В этой коллекции кремневый инвентарь по морфологии орудий тот же, что и основной, но малочисленный. Отдельные целые кости мамонта выше основного слоя, как бы в подвешенном состоянии, под горизонтом ортзандов были обнаружены в раскопе 1972 г. — нижняя челюсть мелкого мамонта, в раскопе 1978 г. — обломанная нижняя челюсть мелкого мамонта очень плохой сохранности. Эти данные свидетельствуют о еще не понятой нами до конца сложной стратиграфии культурного слоя поселения Елисеевичи. Мы пытаемся использовать радиоуглеродные даты для анализа этой сложной ситуации.

Для Елисеевичей получено несколько радиоуглеродных дат в различных лабораториях (таблица). Первые даты были получены в лаборатории Ленинградского университета по данным белорусских исследователей. Костный уголь, переданный В.Д. Будько, с глубины 1,6—1,7 м дал дату 12970±140 (ЛУ-102), по зубу мамонта в той же лаборатории получена дата 14470±100 (ЛУ-126). Обе даты получены по материалам северной части стоянки. И именно они, по мнению Н.Г. Калечиц (1972), являются омоложенными.

С 1970 г. началось комплексное исследование памятника экспедицией ГИМ и Института географии. В процессе работы на анализ был отобран зуб мамонта из овального в плане скопления костей в раскопе 1970, 1972 гг. Этот образец дал дату 17340±170 (ЛУ-360). Разброс дат, полученных в одной лаборатории, не мог уточнить хронологии памятника. В 1980 г. была получена еще одна дата — 15600±1350 (QC-889) — по костному углю из заполнения мерзлотной деформации, вскрытой в 1978 г. в северной части стоянки. Получалось, что даты с северной части площади более молодые, чем с центральной.

В 1986 г. в радиоуглеродной лаборатории Геологического института была получена серия дат по образцам из разных участков раскопанной площади

Радиоуглеродные даты по материалам стоянок Елисеевичи

№ обр.	Название предмета и условия залегания	Лабораторный номер	Дата
1*	Костный уголь, глубина 1,6—1,7 м	ЛУ-102	12 970 ± 140
2*	Зуб мамонта из раскопа 1965 г.? 1963 г.?	ЛУ-126	14 470 ± 100
3	Зуб мамонта из скопления 5, раскоп 1970, 1972 гг., глубина 1,9 м	ЛУ-360	17 340 ± 170
4	Костный уголь из клина, северный раскоп 1978 г.	QC-889	15 600 ± 1350
5	Очажная масса (костный уголь) Ел-65, Р-72, глубина около 1 м	ГИН-4135	14 080 ± 70
6	Зубы мамонта из одной челюсти Ел-65, УТ-73, глубина около 1 м	ГИН-4136	14 ±590 140
7	Зубы мамонта Ел-70, яма 1, глубина 1,3 м	ГИН-4137	12 630 ± 360
8	Зуб мамонта — там же	ГИН-4138	16 850 ± 120
9	Зубы мамонта и их фрагменты с площади зольника, Ел-48, глубина 1,5 м	ГИН-4139	14 100 ± 400
10	Зуб мамонта из клина (верхняя часть), раскоп 1980 г.	ИГАН-556	15 620 ± 200
11	Уголь из зольника кв. 69,68 раскоп 1986 г., глубина 1,7—1,6 м	ГИН-5475	14 240 ± 120

*Образцы переданы В.Д. Будько.

(см. таблицу, N 5—9)[1]. Из раскопа 1965 г. с глубины около 1 м от поверхности по костному углю (кв. Р-72) была получена дата 14080±70 (ГИН-4135), зуб мамонта (кв. УТ-73) дал дату 14590±140 (ГИН-4136). С площади западных участков были получены две даты по зубам мамонта из одного и того же скопления костей в яме 1 раскопа 1970 г. с глубины около 2 м (Грехова, 1985б). Образцы по внешнему виду ничем не отличались друг от друга, но при обработке соляной кислотой один обнаружил глубокую карбонатизированность и дал дату 16850±120 (ГИН-4138), другой дал спокойную реакцию. По нему получена дата 12630±360 (ГИН-4137). Из материалов южной части стоянки были отобраны на анализ пластины зубов и раскрошившиеся зубы мамонта с глубины 1,5 м от поверхности из зольника, раскопанного в 1948 г. Дата 14100±400 (ГИН-4139). Имеющаяся в нашем распоряжении серия дат (таблица) позволяет подметить определенные их соотношения.

Две лаборатории в разное время дали более или менее одинаковый набор дат по одному памятнику, но время существования стоянки оказалось значительно растянутым. Именно эта растянутая хронология заставила обратиться к более детальному анализу и сопоставлению исходного материала и конечного результата. Представленная серия дат распадается на три хронологические группы. Самая поздняя группа — две даты ~12 тыс. лет (см. таблицу, N 1, 7). Даты разных лабораторий, но совпадают в пределах поправки почти полностью. Другая однородная группа из пяти дат показывает возраст около 14 тыс. лет (N 2, 5, 6, 9, 11), из них две совпадают в пределах поправки. Наиболее древние две даты (N 3, 8) также отражают одно время.

Мы не можем назвать эти группы случайными, так как они сопоставляются с конкретным фактическим материалом и конкретной ситуацией. Случайной датой в этой серии можно было бы назвать 15600±1350 (QC-889) из-за слишком большой величины поправки. Этот образец взят при особых условиях. Зольная масса очага и костный уголь, просевший в центр мерзлотной деформации, обнаружены в нижней

[1] Приношу глубокую благодарность Л.Д. Сулержицкому за переданные результаты анализов и разрешение их публикации.

части клина. Однако в пределах доверительного интервала по этому образцу мы можем получить даты 16950 и 14250, т.е. они окажутся в тех же хронологических группах, которые определяются по датам с меньшими ошибками. В этом смысле образец N 4 очень показателен, и его возраст ничему не противоречит.

Как объяснить наличие трех групп радиоуглеродных дат для одного памятника? Совпадение результатов анализов различных лабораторий не вызывает сомнения в их достоверности вне зависимости от отношения к ним исследователей. Остается предположить наличие трех разновозрастных групп археологического материала.

При попытке выделить планиграфически верхний слой мы обратили внимание на два локальных участка его концентрации — в центральной и северной частях стоянки. С северной части территории у нас взято четыре образца, один из которых дал дату около 12 тыс. и три — около 14 тыс. лет, т.е. они могут отражать среднюю и позднюю группу археологического материала.

Центральная часть поселения дает более сложную картину. Здесь получены даты всех трех групп. Особенно интересны две даты: ранняя — 16 и поздняя — 12 тыс. лет (см. таблицу, N 7, 8), полученные из одного объекта по одному материалу (зуб мамонта). Различная карбонатизированность образцов дает основание предполагать различные условия их нахождения до захоронения в одном объекте. Наиболее простой вариант — предположить использование более древнего предмета в позднее время. На основании поздней даты образца 2 яма 1 может быть отнесена к поздней группе объектов этого поселения. Однако использование более древнего предмета позволяет предположить его наличие на стоянке или около нее к моменту появления здесь поздних поселенцев. Этот факт может явиться косвенным доказательством существования на этой площади более древнего поселения.

Разница в цифровом выражении дат образцов N 6, 8 не обязательно соответствует продолжительности перерыва во времени повторного появления здесь человека: она фиксирует тот перерыв. Однако предположения исследователей Елисеевического поселения (Поликарпович, 1968) о наличии позднего материала, стратиграфически расположенного в нижней части или сразу под горизонтом ортзандов, подкрепляются полученными датами ~12 тыс. лет.

Хронологический срез ~12 тыс. лет намечается по радиоуглеродным датам некоторых памятников Днепровского бассейна: Тимоновка-I — 12200±300 (ИГАИ-82), Юдиново, Добраничевка, Межирич, жилище 1 и две даты по Елисеевичам — 12970±140 (ЛУ-102), 12630±360 (ГИН-4137). Хотя даты единичны по каждому памятнику, но при относительной плотности стоянок в бассейне Десны и Среднего Днепра и почти полном совпадении дат в пределах поправки они могут отметить определенный пласт палеолитических поселений.

Для центральной части площади стоянки Елисеевичи, кроме ранней и поздней даты, имеется дата ~14 тыс. лет (см. таблицу, N 9), полученная по зубам мамонта из верхнего слоя зольника (раскоп 1948 г.). Интересно отметить, что К.М. Поликарпович (1968) считал зольник более молодым образованием, чем спальная яма. Заполнение ямы и состав очажного слоя идентичны, а следовательно, и характер и назначение этих структур могут быть одинаковыми, но разновременными. Дата ~14 тыс. лет для верхней части зольника совпадает с датами (см. таблицу), полученными для северного раскопа. Очевидно, группа дат ~14 тыс. лет обозначает период максимального использования жилой площади. Отдельные наблюдения на различных участках Елисеевического поселения по стратиграфии культурного слоя дают отрывочные сведения о разновозрастном материале и о существовании каких-то более древних элементов по отношению к сплошному распространению культурного слоя на большой площади. Эти более древние объекты могут быть сопоставлены с ранней группой дат около 17—16 тыс. лет.

О том, что культурный слой стоянки не един и не однороден, свидетельствует анализ различных скоплений костей и кремня на площади поселения. Но, к со-

жалению, четких критериев для выделения разновозрастного материала мы не имеем. В данном случае серия радиоуглеродных дат заставляет еще и еще раз пересматривать архивные материалы, чтобы приблизиться к пониманию памятника как суммы разновременных стоянок.

К сожалению, кремневый комплекс рассматривался, за исключением верхнего слоя 1935 г., как единое целое. Планиграфический анализ его возможен, но это дело будущего. Пока он не дает данных для сопоставления различных типов кремневого инвентаря с тремя группами радиоуглеродной хронологии.

Для понимания разновозрастных явлений, зафиксированных в культурном слое Елисеевичей-I, большое значение могут приобрести материалы стоянки Елисеевичи-II (Грехова, 1985а). Она находится в 300 м к СЗ от Елисеевичей-I и почти разрушена современной хозяйственной деятельностью. Оставшаяся часть расположена на краю плато. По площади стоянки проходит псевдоморфоза по жильному льду. Для анализа был взят зуб мамонта из нижней челюсти, которая находилась в верхней части заполнения мерзлотной структуры. Получена дата 15620±200 (ИГАН-556)[1], которая находится в серии датировок Елисеевичей-I. Существование стоянки Елисеевичи-II в пределах того же, но достаточно широкого хронологического диапазона, что и Елисеевичи-I, не отрицает возможности обнаружения синхронного культурного горизонта на площади второй террасы. По поводу временнóго соотношения этих двух стоянок можно высказать различные предположения, но интересно сопоставить даты около 15 тыс. лет Елисеевичей-II и Елисеевичей-I (см. таблицу, N 10, 4). Здесь примечательно не только совпадение дат, но и положение образцов, по которым получены даты. Оба взяты из заполнения мерзлотных структур. Анализ серии дат стоянок Елисеевичи с точки зрения археологического материала показал, что обе даты отражают объективную реальность археологического источника, который пока нами не до конца понят.

Серия радиоуглеродных дат дает информацию к размышлению и требует пересмотра археологического материала и архивных источников. Возникший разброс дат по одному памятнику, видимо, должен заставить исследователя рассматривать стоянку-поселение не как единое целое, законченное, одновременное, а как сумму объектов динамичных, развивавшихся в древности и имевших в своем развитии определенные этапы. Уловить и выделить эти этапы или их вехи при помощи радиоуглеродных дат — наиболее, как нам кажется, перспективный путь исследования палеолитических поселений. Елисеевические стоянки дают этому наглядный пример.

ABSTRACT

The paper provides a review and analysis of radiocarbon for cultural remains at the Paleolithic sites of Yeliseevichi village, river Sudost, Bryansk region. The dates were obtained by different laboratories and fall into three chronological groups within the range of 17 to 12 thous. years B.P. The most numerous series is timed to about 14 thous. years B.P. Life time of sites appears rather prolonged, but stays within one geological phase. Further on the archeological background samples taken from different portions of the cultural layer and from one site is discussed. The series of radiocarbon dates allows to identify specific stages in development of settlements in Yeliseevichi.

[1] Приношу глубокую благодарность сотрудникам лаборатории ИГАН и Е.Н. Куренковой за предоставленные результаты анализа.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. М.: Наука, 1977. 136 с.

Вознячук Л.Н., Будько В.Д., Калечиц Е.Г. Схема стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Древности Белоруссии. Минск: Ин-т истории АН БССР, 1969. С. 179—212.

Грехова Л.В. Позднепалеолитическая стоянка Елисеевичи II // Сов. археология. 1985а. N 1. С. 131—142.

Грехова Л.В. Костно-земляные конструкции на позднепалеолитической стоянке Елисеевичи // Новые материалы по истории племен Восточной Европы в эпоху камня и бронзы. М.: Гос. Истор. музей, 1985б. С. 5—25. (Тр. ГИМ; Вып. 60).

Калечиц Е.Г. Палеогеография эпохи верхнего палеолита на территории Белоруссии и Брянской области: Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. Минск: Изд-во БГУ, 1972. 23 с.

Куренкова Е.И. Радиоуглеродная хронология и палеогеография позднепалеолитических стоянок верхнего Приднепровья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГАН АН СССР, 1980. 21 с. Палеолит СССР. М.: Наука, 1984. 202 с.

Поликарпович К.М. Палеолит Верхнего Поднепровья. Минск: Наука и техника, 1968, С. 37—139.

Рогачев А.Н. Значение и роль социальной среды в развитии культуры первобытного общества // Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 181—196.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 551.791(261)

М.Е. БЫЛИНСКАЯ, Л.А. ГОЛОВИНА

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ И НАННОПЛАНКТОНУ

Предлагаемая работа посвящена стратиграфическому расчленению глубоководных четвертичных отложений тропической части Северной Атлантики, вскрытых трубками большого диаметра в 3-м и отчасти в 4-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов". В 3-м рейсе было поднято 17 трубок, вскрывших биогенные отложения, преимущественно фораминиферово-кокколитовые илы. Материалом для настоящей работы послужили детально опробованные (через 2—5 см) разрезы этих колонок. Станции расположены практически на одной широте и составляют профиль абиссальной котловины Зеленого Мыса к Срединно-Атлантическому хребту (табл. 1).

Несмотря на большие глубины, с которых подняты трубки (в основном свыше 4500 м), осадки почти повсеместно содержат богатую фауну и флору, хотя и затронутую частичным растворением. Исключение составляет трубка 4, расположенная, по-видимому, ниже уровня карбонатной компенсации. Благодаря очень низким скоростям осадконакопления на абиссальных глубинах трубками была вскрыта бóльшая часть плейстоценового разреза, а наличие представительных комплексов планктона дало возможность детально стратифицировать осадки и провести сопоставление зональных стратиграфических шкал по фораминиферам и наннопланктону с учетом палеомагнитных данных. Палеомагнитный анализ был выполнен К.С. Бураковым и А.Н. Диденко (ИФЗ АН СССР). В результате проведенных работ уточнен возраст границ зональных подразделений четвертичного периода по фораминиферам, их объем и дана детальная корреляция зон по фораминиферам и наннопланктону. Несомненно, что предлагаемые результаты потребуют дальнейшей детализации и проверки на более обширном материале.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Зональные шкалы для подразделения плиоцен-четвертичных отложений были предложены в ряде работ (Blow, 1969; Lamb, Beard, 1972; Bolli, Premoli Silva, 1973; Rögl, Bolli, 1973; Berggren, 1973; Berggren et al., 1985; Stainforth et al., 1975; Bolli, Saunders, 1985). Наиболее детальное расчленение плейстоценовых отложений провели Болли и Премоли Сильва в Карибском море (Bolli, Premoli Silva, 1973). В пределах плейстоцена (1,8 млн лет — зона Globorotalia truncatulinoides) они выделили пять подзон: Globorotalia crassaformis viola, Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi и Globorotalia fimbriata. Впоследствии эти подзоны были установлены в различных частях Атлантического (Krasheninnikov, 1978; Pflaumann, Krasheninnikov, 1978) и Индийского (Rögl, 1974) океанов. При сравнении этой шкалы с двучленной зональной стратиграфической шкалой плейстоцена Блоу (Blow, 1969) большинство исследователей единодушны в том, что его нижнюю зону N 22 Globorotalia truncatulinoides s.

Таблица 1

Данные о колонках 3-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"

Номер трубки*	Северная широта	Западная долгота	Глубина океана, м	Длина трубки, см
31T1	16°17′	29°04′	5095	400
32T2	16°03′	29°03′	4483	435
34T3	16°04′	29°05′	4844	275
37T4	13°47′	30°07′	5935	400
310T6	14°47′	42°29′	5235	315
321T9	14°43′	42°32′	4701	400
322T10	14°51′	42°29′	4425	110
328T11	15°14′	45°11′	4890	225
346T12	15°14′	44°56′	4500	425
359T16	15°40′	48°38′	4450	275
374T17	15°16′	46°15′	4505	120

*В тексте для краткости приводятся последние цифры номера трубки.

str. следует коррелировать с подзонами Globorotalia crassaformis viola и Globorotalia crassaformis hessi, а верхнюю зону N 23 Globigerina calida calida — Sphaeroidinella dehiscens excavata — с подзонами Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi и Globorotalia fimbriata.

Изучение материалов 3-го и 4-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов" позволило использовать детальную схему Болли и Премоли Сильва и подтвердить ее обоснованность. В изученных разрезах мы использовали такие же критерии выделения подзон с некоторыми уточнениями и дополнениями. Верхняя граница подзоны Globorotalia crassaformis viola проводится по исчезновению индекс-вида. Globorotalia crassaformis hessi появляется в верхней части подзоны и какое-то время встречается вместе с G. crassaformis viola. По-видимому, это справедливо и для Южной Атлантики (Barash et al., 1983), но противоречит данным из Карибского моря, так как авторы применяемой в работе зональной шкалы отмечают появление G. crassaformis hessi несколько выше исчезновения G. crassaformis viola (Bolli, Premoli Silva, 1973). Подзона Globorotalia crassaformis hessi определяется как интервал от исчезновения G. crassaformis viola до появления Globigerina calida calida. Выделение нижней границы следующей подзоны Globigerina bermudezi является наиболее сложным, и этот вопрос будет ниже рассмотрен подробнее. Подзона Globorotalia fimbriata соответствует интервалу распространения индекс-вида.

В разрезах пелагических отложений 3-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" встречена богатая и разнообразная фауна планктонных фораминифер, насчитывающая 40 видов и подвидов, принадлежащих 13 родам, и состоящая в основном из тропических и субтропических форм.

Отложения самой древней плейстоценовой подзоны Globorotalia crassaformis viola вскрыты трубкой 4524А в Карибском море[1] и трубкой 2 (рис. 1). В нижней части подзоны (соответствующей зоне Calcidiscus macintyrei по наннопланктону) встречаются Globorotalia crassaformis viola, G. truncatulinoides и G. tosaensis наряду с обычным тропическим комплексом с обильными Globorotalia cultrata, G. menardii, Globigerinoides trilobus, G. sacculifer, G. ruber, G. conglobatus, Orbulina universa, Neogloboquadrina dutertrei, Pulleniatina obliquiloculata. Здесь встречены, возможно, переотложенные плиоценовые Globorotalia exilis, G. miocenica, Pulleniatina praecursor. Верхняя часть подзоны вскрывается в интервале 325—

[1] Трубка была взята в 4-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" и предоставлена для исследования Э.П. Радионовой.

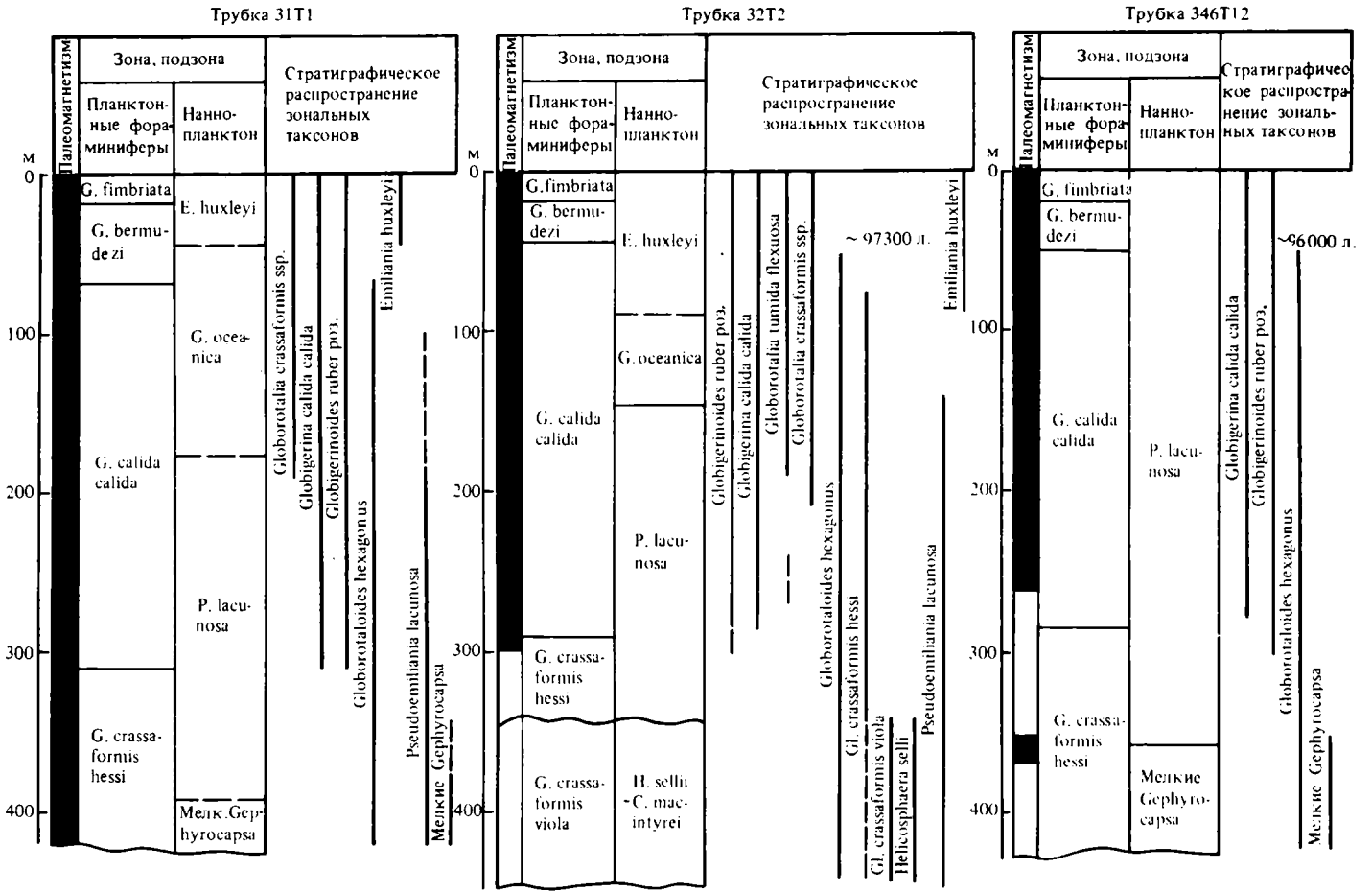


Рис. 1. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в трех колонках 3-го рейса НИС "Академик Николай Страхов"

435 см трубки 2, где отсутствуют G. tosaensis и переотложенные виды, но встречается G. crassaformis hessi, а также появляется Pulleniatina finalis. Комплекс этого интервала характеризуется очень низким содержанием Globorotalia menardii, G. cultrata и G. tumida, последний вид встречается единично. По этому признаку интервал можно предположительно отнести к нижней части зоны S (Ericson, Wollin, 1968), возраст которой 1,4—1,2 млн лет. По наннопланктону здесь установлена нерасчлененная зона Calcidiscus macintyrei — Helicosphaera sellii. Граница подзон Globorotalia crassaformis viola и Globorotalia crassaformis hessi в изучаемых колонках не была вскрыта и точное ее положение по отношению к шкале по наннопланктону не установлено. Однако можно предположить, что эта граница проходит где-то вблизи границы зон Helicosphaera sellii и мелких Gephyrocapsa.

Подзона Globorotalia crassaformis hessi установлена в осадках трубок 1, 2, 6, 12. Планктонные фораминиферы представлены в основном теми же тропическими и субтропическими видами. Но в отличие от нижележащей подзоны здесь в большом количестве встречается типичная Globorotalia crassaformis hessi, G. tumida flexuosa, Globigerinoides tenellus. По-видимому, близко к кровле подзоны (или чуть выше ее) исчезает Globorotalia crassaformis ronda. В верхней части подзоны в трубке 12 фиксируется палеомагнитный эпизод Харамильо, совпадающий с границей зоны мелких Gephyrocapsa по наннопланктону. Во всех трубках, за исключением трубки 2, к верхней части подзоны Globorotalia crassaformis hessi вблизи эпизода Харамильо приурочен интервал сильного растворения, обусловленного, по-видимому, понижением температуры антарктических придонных вод. Ни в одной колонке в вышележащих отложениях эпизода такого сильного растворения не обнаружено. Это согласуется с данными Брискин и Берггрена, которые исследовали колонку плейстоценовых осадков из этого же района и на такой же глубине. Они сделали вывод, что самое сильное похолодание за весь плейстоцен (1,8 млн лет) фиксируется на уровне эпизода Харамильо (Briskin, Berggren, 1975). В разрезе трубки 2 под инверсией Матуяма—Брюнес нами обнаружен перерыв осадконакопления, охватывающий бóльшую часть подзоны Globorotalia crassaformis hessi и, возможно, самую верхнюю часть нижележащей подзоны. О наличии перерыва свидетельствует отсутствие в колонке эпизода Харамильо и зоны мелких Gephyrocapsa, а также горизонта сильного растворения планктонных фораминифер.

Подзона Globigerina calida calida фиксируется во всех изученных колонках (кроме трубки 4524А, в которой представлены только самая нижняя и самая верхняя части четвертичного разреза). Подошва этой подзоны определяется по появлению G. calida calida и почти одновременно — розовоокрашенных Globigerinoides ruber и Globigerina rubescens. Практически повсеместно единичные слабоокрашенные экземпляры G. ruber появляются на 10—20 см ниже уровня возникновения G. calida calida. Выше по разрезу количество розовых G. ruber и интенсивность их окраски возрастают и достигают наибольшей степени в двух вышележащих подзонах. В комплексе планктонных фораминифер подзоны Globigerina calida calida, так же как в предыдущей, широко развиты Globorotalia crassaformis hessi и в ряде колонок — G. tumida flexuosa. В отношении возраста нижней границы этой подзоны нет единого мнения. Первоначально ее абсолютный возраст был определен как 0,14 млн лет (Bolli, Premoli Silva, 1973). Однако по другим данным возраст базальных слоев зоны Globigerina calida calida — Sphaeroidinella dehiscens excavata (Blow, 1969), соответствующей по объему трем верхним подзонам Болли и Премоли Сильва, определялся величиной 0,7 млн лет (Berggren, 1973; Berggren, Van Couvering, 1974). Наконец, в работе Бараша и др. (Barash et al., 1983) путем интерполяции по скоростям осадконакопления установлено, что возраст подошвы подзоны Globigerina calida calida в Южной Атлантике 0,81 млн лет.

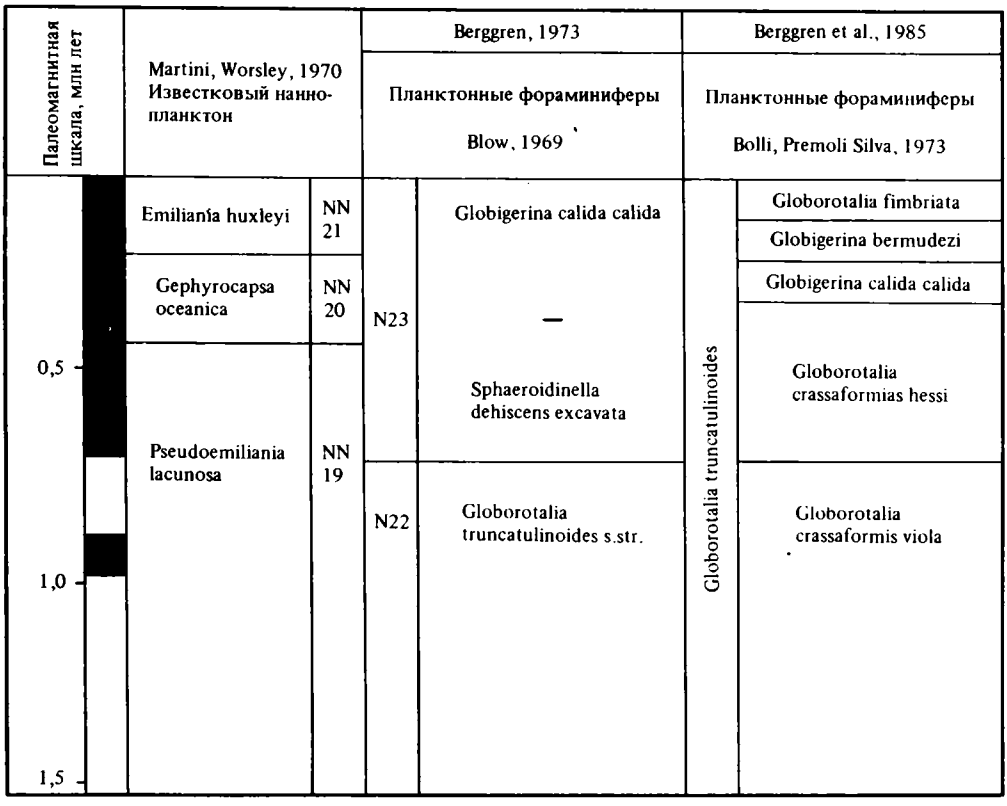


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических шкал по фораминиферам и наннопланктону (Berggren, 1973; Berggren et al., 1985)

Благодаря сравнению палеонтологических данных с палеомагнитной шкалой по материалам 3-го рейса есть основания полагать, что нижняя граница подзоны Globigerina calida calida примерно совпадает с инверсией Матуяма—Брюнес, и, следовательно, ее возраст около 0,7 млн лет.

При изучении осадков подзоны Globigerina calida calida во всех колонках обнаружена форма, условно называемая Globorotalia crassaformis ssp., которая, по-видимому, имеет стратиграфическое значение. Это очень характерный подвид, имеющий четкие морфологические отличия от других подвидов Globorotalia crassaformis. Появляется он в нижней половине подзоны Globigerina calida calida, а максимальное развитие получает в двух вышележащих подзонах. В трубках 2 и 12 возраст уровня его возникновения, вычисленный путем интерполяции при отсчете от подошвы палеомагнитной эпохи Брюнес и эпизода Харамильо, составляет около 500 тыс. лет. Похожая форма и со сходным интервалом распространения (примерно с низов подзоны Globigerina calida calida) отмечалась в осадках у западного побережья Африки (Pflaumann, Krasheninnikov, 1978) и в Индийском океане (Rögl, 1974).

Установление границы подзон Globigerina calida calida и Globigerina bermudezi наиболее сложно. Ранее принятый маркер — исчезновение Globorotalia tumida flexuosa 0,08 млн л.н. — является спорным. В литературе уже приводились свидетельства того, что эта форма обнаружена в более молодых осадках вплоть до современных (Крашенинников и др., 1983; Krasheninnikov, 1980) и высказывались предположения о том, что уровень ее исчезновения имеет более

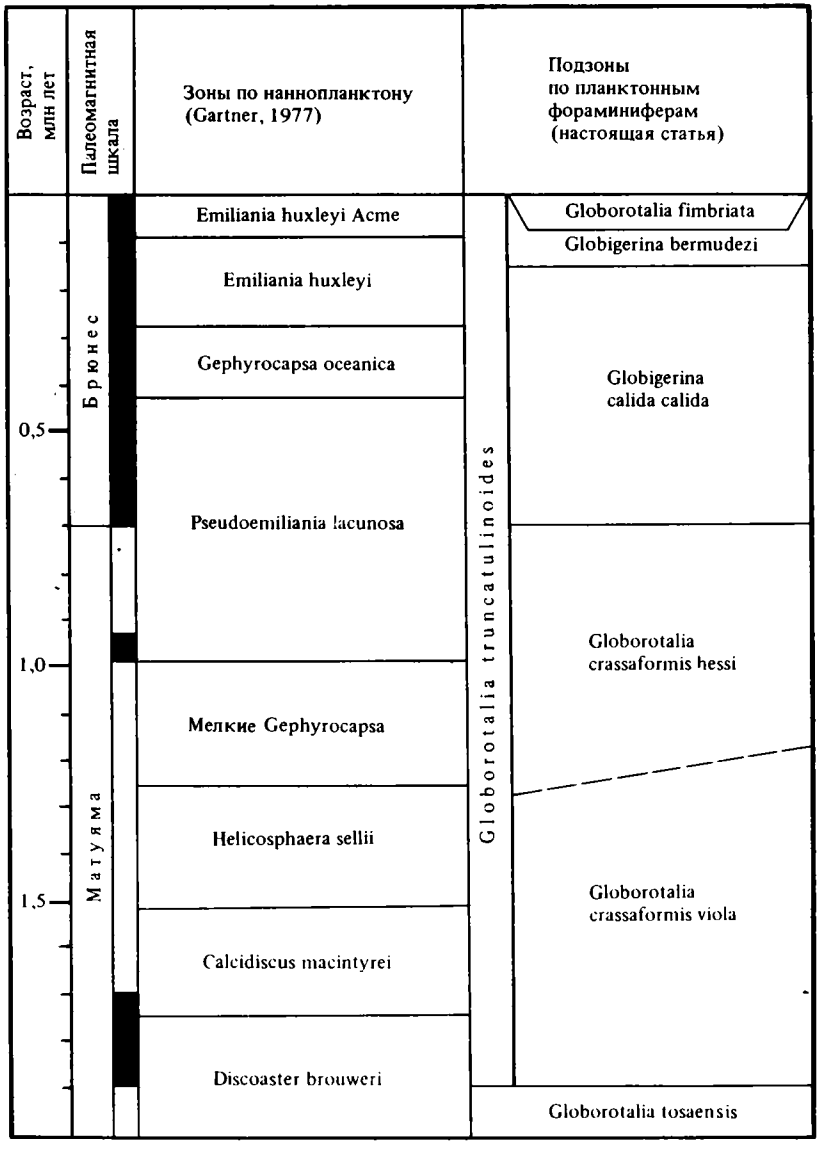


Рис. 3. Корреляция зональных стратиграфических шкал плейстоцена по планктонным фораминиферам и наннопланктону

молодой возраст (Бараш, 1988). В нашем материале G. tumida flexuosa во многих колонках также встречается в самых молодых осадках. Поэтому эта форма, по-видимому, не может служить маркером границы хроностратиграфического подразделения.

В верхней части подзоны Globigerina calida calida заканчивают свое развитие также Globorotalia crassaformis hessi и Globorotaloides hexagonus. Однако экземпляры G. crassaformis hessi становятся мелкими, нетипичными и в ряде случаев трудноопределимыми. Поэтому, возможно, что границу подзон Globigerina calida calida и Globigerina bermudezi следует проводить по уровню исчезновения G. hexagonus. В двух колонках вычисленный возраст этой границы составил около 97 000 лет.

Верхняя подзона Globorotalia fimbriata определяется интервалом распространения индекс-вида и соответствует голоцену. Комплекс планктонных фораминифер этой подзоны характеризуется также большим количеством типичной Globorotalia tumida tumida, что дало основание ряду авторов выделять ее как зону Globorotalia tumida (Lamb, Beard, 1972; Stainforth et al., 1975).

Таким образом, по нашему материалу можно сделать вывод, что зональная стратиграфическая схема Болли и Премоли Сильва в целом является хорошо обоснованной и правильно отражает стадии эволюционного развития планктонных фораминифер в плейстоцене. Кажущаяся неравномерность расчленения четвертичной системы на ее основе, когда три верхние подзоны занимают последние 140 тыс.лет, а две нижние — почти весь объем четвертичного периода (рис. 2), была обусловлена неверным определением возраста нижней границы подзоны Globigerina calida calida, и в новом виде эта схема представляется вполне логичной (рис. 3). Можно предположить, что при дальнейшем изучении четвертичных планктонных фораминифер будет возможна дальнейшая детализация этой схемы.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПО НАННОПЛАНКТОНУ

Впервые зональное расчленение плиоцена и плейстоцена по наннопланктону было предпринято Хэем (Hay et al., 1967), Будро и Хэем (Boudreaux, Hay, 1969) и Гартнером (Gartner, 1969). В стандартной шкале Мартини (Martini, 1971) были учтены результаты работ Гартнера.

Несколько отличающееся зональное расчленение этого интервала было предложено Бакри (Bukry, 1973, 1978) и разрабатывалось им в дальнейших работах (Okada, Bukry, 1980).

В 1977 г. Гартнером была предложена более детальная зональная схема, подразделения которой сопоставлены с палеомагнитной шкалой (Gartner, 1977). Установленная Гартнером последовательность событий в ассоциациях четвертичной наннофлоры подтверждена в последующих работах многих исследователей и служит надежным инструментом для детальных биостратиграфических работ.

В настоящее время сделана попытка еще более дробного расчленения этого интервала. Такаяма и Сато при изучении наннопланктона из кернов скважин глубоководного бурения в Северной Атлантике (94-й рейс "Гломар Челленджер") установили начиная с уровня вымирания Discoaster brouweri последовательность из 11 событий (Takayama, Sato, 1987).

При изучении наннопланктона в настоящей работе мы использовали шкалу Гартнера. В большинстве случаев возраст вскрытых осадков (за исключением двух колонок) не выходил за пределы зон Pseudoemiliania lacunosa или мелких Gephyrocapsa.

Отложения всех колонок, кроме трубки 4, содержат обильный и разнообразный наннопланктон хорошей сохранности, характерный для тропической части Атлантики. Здесь обычны: Calcidiscus macintyrei, C. leptoporus, Ceratolithus cristatus, C. telesmus, многочисленны Emiliania huxleyi, Gephyrocapsa caribbeanica, G. oceanica s.l., G. oceanica (крупные формы), мелкие Gephyrocapsa, Helicosphaera sellii, H. carteri, Pseudoemiliania lacunosa, Rhabdosphaera clavigera, Scapholithus fossilis, Scyphosphaera sp., Thoraeosphaera heimi, Umbilicosphaera mirabilis и т.д.

Зона Calcidiscus macintyrei. Ассоциация наннопланктона, характерная для этой самой нижней зоны шкалы Гартнера, определена в разрезе колонки 4524А и, возможно, в основании трубки 2, где вскрывается ее самая верхняя часть. Следует отметить, что определение верхней границы зоны по исчезновению индекс-вида C. macintyrei вообще довольно сложно из-за трудностей таксономического характера. Основными критериями отличия C. macintyrei от C. leptoporus,

существующего доныне, являются диаметр (4—8,5 мкм для C. leptoporus и 7,4—11,8 мкм для C. macintyrei) и количество элементов на дистальном щитке (17—33 элемента для C. leptoporus и 38—42 элемента для C. macintyrei) (Bukry, Bramlette, 1969; McIntyre et al., 1967). Позднее исследования Жанин (Janin, 1981) показали, что существует ряд переходных форм между этими двумя видами; по мнению автора, к C. macintyrei следует относить лишь те кокколиты, дистальный щиток которых несет свыше 40 элементов, а диаметр порядка 10—14 мкм. У C. macintyrei и C. leptoporus варьирует не только диаметр и количество элементов, но отмечаются и изменения формы и размера центрального отверстия (Perch-Nielsen, 1985). При просмотре большого количества образцов в световом микроскопе мы относили к C. macintyrei крупные формы (свыше 10 мкм), не учитывая количество элементов на дистальном щитке. Однако в разрезе трубки 2 оказались многочисленными именно "переходные" формы диаметром 8—12 мкм, поэтому отложения зон Calcidiscus macintyrei и Helicosphaera sellii здесь не расчленены.

Косвенным критерием определения верхней границы зоны Calcidiscus macintyrei может служить начало устойчивого присутствия Gephyrocapsa oceanica в ассоциации наннофлоры. Появление G. oceanica — важный биостратиграфический маркер, и большинство исследователей считают его практически синхронным с исчезновением Discoaster brouweri. Гартнер также отмечает появление G. oceanica одновременно с исчезновением D. brouweri, но указывает на отсутствие ее в верхней части зоны Calcidiscus macintyrei и в самой нижней части зоны Helicosphaera sellii. Замтлебен, рассматривавший эволюцию рода Gephyrocapsa на основании данных, полученных в Атлантике, также считает, что в самом нижнем интервале своего распространения G. oceanica встречается редко (Samtleben, 1980). По другим данным, появление G. oceanica синхронно с исчезновением C. macintyrei и возраст этого события 1,57 млн лет (Takayama, Sato, 1987).

К сожалению, фрагментарность и неполнота материала, бывшего в нашем распоряжении, не дают возможности проследить характер распространения G. oceanica с момента ее появления и до начала устойчивого присутствия в ассоциации наннопланктона. Поэтому, следуя за Гартнером, мы предполагаем, что в самой верхней части зоны Calcidiscus macintyrei G. oceanica встречается спорадически, а несколько выше нижней границы зоны Helicosphaera sellii встречается уже постоянно. На этом основании в разрезе трубки 2 мы проводим условно нижнюю границу зоны Helicosphaera sellii на уровне 335 см, начиная с которого в ассоциации наннопланктона постоянно присутствует Gephyrocapsa oceanica.

Зона Helicosphaera sellii. Отложения этой зоны установлены в разрезе трубки 2. Верхняя граница зоны определяется по исчезновению индекс-вида. Вышележащая зона мелких Gephyrocapsa характеризуется резким преобладанием мелких форм Gephyrocapsa в ассоциации наннопланктона. Однако выше зоны Helicosphaera sellii в отложениях трубки 2 комплекс наннопланктона скорее характерен для зоны Pseudoemiliania lacunosa. Поэтому, как уже отмечалось выше, здесь предполагается перерыв, охватывающий верхнюю часть зоны Helicosphaera sellii и зону мелких Gephyrocapsa.

Зона мелких Gephyrocapsa. Для комплекса этой зоны характерно резкое преобладание мелкоразмерных Gephyrocapsa. Такая особенность в развитии плейстоценовой наннофлоры подтверждена во всех океанах и, очевидно, вызвана всеобщим изменением экологических условий. Этот период связывается с наиболее сильным плейстоценовым похолоданием (Briskin, Berggren, 1975).

Верхняя граница зоны мелких Gephyrocapsa шкалы Гартнера совпадает с основанием эпизода Харамильо. Отложения этой зоны вскрываются колонками 4, 12, и, возможно, самая верхняя часть зоны представлена в основании

трубки 1. По результатам палеомагнитного анализа осадки, вскрытые трубкой 1, намагничены положительно, а данные фораминиферового анализа свидетельствуют о более древнем возрасте осадков. Увеличение количества мелких Gephyrocapsa в основании разреза также говорит о возрасте отложений древнее эпохи Брюнес.

В разрезах трубок 4 и 12 вскрывается верхняя часть зоны мелких Gephyrocapsa. В ассоциации наннопланктона господствуют мелкоразмерные Gephyrocapsa, которые вверх по разрезу вновь становятся немногочисленными. По палеомагнитным данным здесь фиксируется эпизод Харамильо. К этому интервалу приурочен горизонт сильного растворения карбонатного материала. Усиление растворения в этот период на больших глубинах отмечается и в Тихом океане (Бурмистрова и др., 1986) и, по-видимому, связано с увеличением агрессивности вод.

Зона Pseudoemiliania lacunosa. Положение верхней границы зоны, определяемое по исчезновению индекс-вида, обычно легко устанавливается в разрезе. Отложения этой зоны вскрыты всеми колонками.

Зона Gephyrocapsa oceanica устанавливается как интервал от исчезновения P. lacunosa и до появления Emiliania huxleyi. Если установление нижней границы зоны обычно не вызывает трудностей, то иначе дело обстоит с ее верхней границей. Из-за чрезвычайно маленьких размеров E. huxleyi (от 1 до 3 мкм) определение ее появления при использовании лишь светового микроскопа довольно сложно и требует просмотра образцов в электронном микроскопе. Отложения этой зоны вскрыты во всех разрезах, ее ассоциации наннопланктона характеризуются многочисленными гефирокапсами.

Зона Emiliania huxleyi определяется как интервал от появления индекс-вида и до начала его расцвета. Отложения зоны вскрыты во всех трубках и обычно характеризуются обильным комплексом наннопланктона прекрасной сохранности. Почти во всех разрезах в самой верхней части зоны отмечается горизонт с повышенным содержанием Helicosphaera carteri. Часто в одном поле зрения можно наблюдать свыше 30 экземпляров этого вида.

Акме-зона Emiliania huxleyi характеризуется как интервал максимального развития E. huxleyi. Это самая верхняя, водонасыщенная часть разреза, которая легко утрачивается при отборе трубками ударного типа и при разборке керна. Поэтому в исследованных разрезах отложения двух верхних зон не расчленялись.

СОПОСТАВЛЕНИЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПО НАННОПЛАНКТОНУ И ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Одной из основных задач настоящей работы было сравнение распространения в разрезах двух групп микроорганизмов и корреляция зональных стратиграфических шкал, построенных на их основе. Литературные данные по сопоставлению зональных подразделений плейстоцена и их сравнению с палеомагнитной шкалой довольно немногочисленны. В нескольких работах приводится привязка датировочных уровней неоген-четвертичных фораминифер и наннопланктона к шкале абсолютного возраста (Berggren, 1973; Stainforth et al., 1975; Berggren et al., 1980; Bolli, Saunders, 1985). Сравнение двучленной плейстоценовой шкалы Блоу по фораминиферам со шкалой Мартини (Martini, Worsley, 1970) по наннопланктону было проведено Берггреном (Berggren, 1973; Berggren, Van Couvering, 1974). По его схеме сопоставления граница зон N 22 и N 23 Блоу проходит на уровне 0,7 млн лет внутри зоны NN 19 Pseudoemiliania lacunosa (см. рис. 2). В более поздней работе (Berggren et al., 1985) он коррелирует зону N 22 с подзоной Болли Globorotalia crassaformis viola, кровлю которой также располагает внутри зоны NN 19. Нижнюю границу подзоны Globigerina calida calida он проводит на уровне 0,2 млн лет.

Таблица 2

Схема сопоставления стратиграфических шкал по фораминиферам и наннопланктону (Крашенинников и др., 1983)

Возраст	Подзоны по фораминиферам	Зоны по наннопланктону
Четвертичный	Globigerina calida calida — Sphaeroidinella dehiscens excavata N 23	Emiliania huxleyi Acme
		Emiliania huxleyi
	excavata N 23	Gephyrocapsa oceanica
	? ?	Pseudoemiliania lacunosa
	Globorotalia truncatulinoides s.str. N 22	Small Gephyrocapsa
		Helicosphaera sellii
		Calcidiscus macintyrei

Сопоставление более дробной шкалы Гартнера (Gartner, 1977) по наннопланктону со шкалой по фораминиферам проводилось в работе В.А. Крашенинникова и др. (1983). В результате того, что четвертичные отложения восточной экваториальной части Тихого океана содержат обедненные комплексы планктонных фораминифер, они были подразделены на две зоны — N 22 и N 23 по шкале Блоу, граница между которыми, соответствующая основанию подзоны Globigerina calida calida, проведена условно (пунктиром) на уровне границы зон Gephyrocapsa oceanica и Pseudoemiliania lacunosa или несколько ниже (табл. 2).

Благодаря присутствию богатых комплексов фораминифер и наннопланктона в нашем материале оказались возможными применение и корреляция наиболее детальных зональных стратиграфических схем Болли и Гартнера. Использование палеомагнитных данных и датировочных уровней зональных видов наннопланктона сделало это сопоставление более обоснованным (см. рис. 3). В предлагаемой нами схеме подзона Globorotalia fimbriata соответствует голоцену. Подошва подзоны Globigerina bermudezi лежит чуть ниже границы зон Emiliania huxleyi Acme и Emiliania huxleyi. Нижняя граница подзоны Globigerina calida calida понижена и проводится на уровне инверсии Брюнес—Матуяма внутри зоны Pseudoemiliania lacunosa. Подзона Globorotalia crassaformis hessi перекрывается с нижней частью этой зоны и включает в себя всю или бóльшую часть зоны мелких Gephyrocapsa. Самая нижняя четвертичная подзона Globorotalia crassaformis viola коррелирует с зонами Helicosphaera sellii (всей или частью), Calcidiscus macintyrei и, по-видимому, частично Discoaster brouweri.

ABSTRACT

Quaternary micropaleontology and stratigraphy of the Cape Verde abyssal plain deposits were studied and correlated with paleomagnetic scale in 12 deep-sea cores (correlational scheme is presented). On the base of nannofossils deposits

were subdivided into 7 zones following the stratigraphic scale of Gartner. As for planktonic foraminifers we used the zonal scale of Bolli with revised datum levels of some species. The lower boundary of the Globigerina calida calida subzone is correlated with Brunhes/Matuyama boundary.

ЛИТЕРАТУРА

Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.

Бурмистрова И.И., Головина Л.А., Чеховская М.И. О стратиграфии и условиях накопления плиоцен-четвертичных осадков хребта Кюсю-Палау // Океанология. 1986. Т. 26, вып. 1. С. 88—93.

Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам // Вопр. микропалеонтологии. 1983. Вып. 26. С. 94—194.

Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S. Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures based on planktonic foraminifers // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 72. P. 849—869.

Berggren W.A. The Pliocene time-scale: calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones // Nature. 1973. Vol. 243. P. 391—397.

Berggren W.A., Burckle L.H., Cita M.B. et al. Towards a Quaternary time-scale // Quatern. Res. 1980. Vol. 13. P. 277—302.

Berggren W.A., Kent V., Flynn J.J. et al. Cenozoic geochronology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. Vol. 96. P. 1407—1418.

Berggren W.A., Van Couvering J.A. The Late Neogene: biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 mln years in marine and continental sequences // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1974. Vol. 16, N 1/2. P. 1—216.

Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. I Intern. Conf. Plankt. Microfoss. 1969. Vol. 1. P. 199—421.

Bolli H.M., Premoli Silva. I. Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 15. P. 475—497.

Bolli H.M., Saunders J.B. Oligocene to Holocene lowlatitude planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 155—262.

Boudreaux J.E., Hay W.W. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the Late Pliocene — Pleistocene sediments in Submarex cores // Rev. esp. micropaleontol. 1969. Vol. 1. P. 249—292.

Briskin M., Berggren W.A. Pleistocene stratigraphy and quantitative paleooceanography of tropical North Atlantic core V16—205 // Late Neogene epoch boundaries N.-Y.: Micropaleontol. press, 1975. P. 167—198.

Bukry D. Coccolith stratigraphy — Leg 13 DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 13, pt 2. P. 817—821.

Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils // Micropaleontology. 1978. Vol. 24, N 1. P. 44—60.

Bukry D., Bramlette M.N. Some new and stratigraphically usefull calcareous nannofossils of the Cenozoic // Tulane Stud. Geol. Paleontol. 1969. Vol. 7. P. 131—142.

Ericson D.B., Wollin G. Pleistocene climates and chronology in deep sea sediments // Science. 1968. Vol. 162. P. 1227—1234.

Gartner S. Correlation of Neogene planktonic foraminifera and calcareous nannofossil zones // Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc. 1969. Vol. 19. P. 585—599.

Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropaleontol. 1977. Vol. 2. P. 1—25.

Hay W.W., Mohler H.P., Roth P.H. et al. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation // Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc. 1967. Vol. 17. P. 438—480.

Janin M.C. Essai de datation de concretions polymetalliques et evolution quaternaire du coccolithe Cyclococcolithus leptoporus — macintyrei // Bull. Soc. geol. Fr. Ser. 7. 1981. Vol. 23 (3). P. 287—296.

Krasheninnikov V.A. Stratigraphy and planktonic foraminifers of Neogene and Quaternary sediments of Site 396 Leg 46 of DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 46. P. 409—414.

Krasheninnikov V.A. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Pliocene and Quaternary deposits of the East Pacific Rise and the Galapagos spreading center, DSDP, Leg 54 // Ibid. 1980. Vol. 54. P. 509—533.

Lamb J.L., Beard J.H. Late Neogene planktonic foraminifers in the Caribbean, Gulf of Mexico, and Italian stratotypes // Univ. Kansas Paleontol. Contrib. 1972. Art. 59. P. 1—103.

Martini E. Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Plankt. Conf. Roma. 1971. Vol. 2. P. 739—785.

Martini E., Worsley T. Standart Neogene calcareous nannoplankton zonation // Nature. 1970. N 225. P. 269—290.

McIntyre A., Be A.W.H., Preikstas R. Coccoliths and the Pliocene—Pleistocene boundary // Progr. Oceanogr. 1967. N 4. P. 3—25.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the lowlatitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Mar. Micropaleontol. 1980. N 5. P. 321—325.

Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 427—554.

Pflaumann U., Krasheninnikov V.A. Quaternary stratigraphy and planktonic foraminifers of the Eastern Atlantic, DSDP, Leg 41 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41, suppl. P. 883—912.

Rogl F. The evolution of the Globorotalia truncatulinoides and G. crassaformis group in the Pliocene and Pleistocene of the Timor trough, DSDP Leg 27, Site 262 // Ibid. 1974. Vol. 27. P. 743—767.

Rogl F., Bolli H.M. Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin, Caribbean Sea) and their climatic interpretation // Ibid. 1973. Vol. 15. P. 553—615.

Samtleben C. Die Evolution der Coccolithophoriden—Gattung Gephyrocapsa nach Befunden im Atlantik // Paläontol. Ztschr. 1980. Bd. 54, N 1/2. S. 91—127.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H. et al. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms // Univ. Kansas Paleontol. Contrib. Artic. 1975. N 62. P. 1—162.

Takayama T., Sato T. Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, DSDP, Leg 94 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1987. Vol. 94. P. 651—702.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 553.492(266)

Л.Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Б.И. ВОРОНИН

ОБЛОМКИ ЦИНКИТА (ZnO) В ОСАДКАХ СТАНЦИИ 655 (северо-восток Тихого океана)

Северо-восточная часть Тихого океана, точнее район субширотного трансформного разлома Кларион, давно привлекает к себе внимание многих исследователей благодаря широкому развитию здесь Fe-Mn-конкреций, богатых никелем, медью и рядом других элементов.

Сравнительно много публикаций было посвящено осадко- и рудообразованию в районе ст. 655 (9-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев"), находящейся примерно в 800 км от побережья Мексики (18°56' с.ш., 113°33' з.д.), вблизи группы островов Ревилья-Хихедо, тесно связанных с разломной зоной Кларион (рис. 1).

В работах Г.Ю. Бутузовой с соавт. (1975, 1976), Н.А. Лисицыной и Г.Ю. Бутузовой (1979) и др. указывается, что вскрытые на глубину 2,4 м осадки ст. 655 представлены глинистыми и алевритисто-глинистыми илами. Эти осадки в нижней части разреза характеризуются более высокими содержаниями марганца и железа, а также повышенными величинами железо-марганцево-титанового модуля, предложенного Н.М. Страховым (1974) для оценки участия эксгалятивных компонентов в океанском осадкообразовании. В нижней половине разреза установлены кристаллы барита и выделения гипса (?), "запечатанные" в микросгустках гидроокислов марганца и железа, что, по мнению указанных выше авторов, связано с гидротермальными проявлениями в нижних частях разреза осадков ст. 655.

Вместе с тем М.А. Глагольева с соавт. (Глагольева и др., 1976; Глагольева, 1979) считают, что эксгаляционные процессы, фиксируемые на основании химических анализов осадков, проявляются не только на ст. 655, но и на ряде соседних с ней станций — 674, 675, 653 (см. рис. 1).

Данные, полученные С. Аоки и др. (Aoki et al., 1975), еще больше расширяют возможную область распространения гидротермальных образований в осадках рассматриваемого района. При изучении разреза осадков ст. 9 Токийского университета (см. рис. 1) в интервале 190—420 см установлены железистые смектиты, образовавшиеся в результате взаимодействия гидротермальных растворов с морской водой.

Дж. Бишофф и Р. Розенбауэр (Bishoff, Rosenbauer, 1977) обнаружили металлоносные осадки в нижней части разреза осадков ст. 18В. Подобные образования отсутствуют как в верхней части разреза этой станции, так и в осадках близко расположенной к ней ст. 20 (см. рис. 1). На ст. 18В дночерпательная проба составляла по глубине 36 см. В нижних 16 см находились относительно чистые металлоносные осадки темно-шоколадно-коричневого цвета, резко отличные по цвету от верхней части разреза осадков, имеющих желтовато-коричневую окраску. Металлоносные компоненты сложены глобулями, достигающими 0,1 мм в диаметре. Эти глобули, по Дж. Бишоффу и Р. Розенбауэру, представлены смесью полупрозрачных красновато-желтоватых агрегатов и обломочных глинистых минералов, характеризующихся низкими величинами двупреломления. Дифрактометрический анализ осадков показал, что они представлены рентгеноаморфной фазой со слабым пиком смектита и весьма незначительными пиками

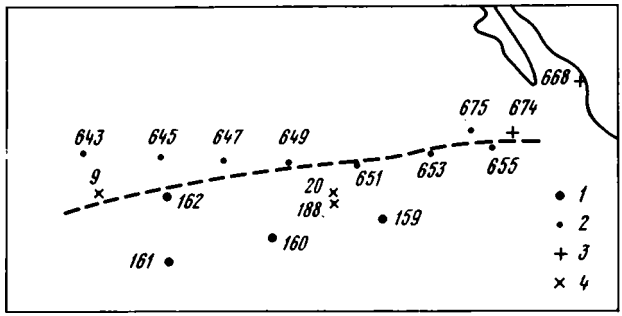


Рис. 1. Расположение станций и скважин глубоководного бурения в районе субширотного разлома Кларион

1 — скважины глубоководного бурения (Cronan, 1973); *2* — изученные станции 9-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев"; *3* — станции этого рейса, осадки которых не были изучены авторами статьи; *4* — ст. 9 Токийского университета (Aoki et al., 1975), ст. 20 и 18В — по (Bishoff, Rosenbauer, 1971)

иллита, каолинита и хлорита. В своих выводах авторы подчеркивают, что металлоносные осадки, установленные в нижней части разреза ст. 18В, по физическим свойствам, содержанию воды, минералогии и химическому составу весьма сходны с типичными металлоносными осадками депрессии Бауэр, а также с образованиями, найденными на ст. 9 Токийского университета. Локальная гидротермальная активность, по их мнению, может быть связана с разломной зоной Кларион, однако характер этой связи Дж. Бишоффом и Р. Розенбауэром не был выяснен.

Поднятые во время 9-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" осадки и руды изучены комплексом методов исследования. Особое внимание при этом уделено встречающимся среди осадков небольшого размера (>0,1 мм) гидротермальным и эндогенным образованиям.

Было установлено, что практически в осадках всех изученных станций (см. рис. 1) помимо биогенных, терригенных и гидрогенных компонентов, присущих обычным пелагическим океанским илам, присутствуют чуждые им по природе образования. В их составе — различные компоненты, находящиеся в самых разных соотношениях. Среди них существенны железистые глобули (железистый смектит, гидрогётит), железистая рентгеноаморфная взвесь, эдафогенные обломки пород и минералов, обломки самородных металлов (алюминий, железо, медь, серебро, золото, цинк, олово, свинец и др.), интерметаллические соединения, сульфиды (железа, меди, цинка), карбонаты (марганца и железа), барит, гипс, вюстит, корунд, графит и другие минералы (Штеренберг, 1978; Штеренберг и др., 1974, 1979, 1980, 1985, 1986, 1988). Весь этот сложный комплекс гидрогенных, гидротермальных, эндогенных и других образований, в той или иной степени участвующий в сложении осадков изученных нами станций и наиболее ярко проявившийся в нижних частях разреза ст. 655, вероятнее всего, попал сюда из разломной зоны Кларион механическим путем. Возможно, поэтому устанавливается столь неравномерное распределение их по площади и разрезам. Сложное строение района субширотного разлома Кларион подмечено и в работах Г.А. Семенова с соавт. (1985), В.Н. Свальнова (1986) и др., установивших неровности дна, связанные с тектоническими движениями и подводной эрозией, перемывами и переотложениями ранее отложившихся осадков и руд.

А.В. Дубинин и И.И. Волков (1985) рассмотрели вопрос о влиянии гидротермальных процессов на осадкообразование в районе ст. 655. Эти исследователи определяли содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) и иттрия в поверхностных осадках ст. 668 и 649 и на шести горизонтах, включая поверхностный на ст. 655 (см. рис. 1). Судя по полученным данным, сумма редких земель

и иттрия наименьшая в осадках ст. 668, находящейся в краевой, прибрежной зоне Калифорнийского залива, где осадки представлены мелководными образованиями, обогащенными органическим веществом (Σ РЗЭ = $184{,}7 \times 10^{-4}$%). Поверхностные осадки ст. 649 (горизонт 0—2 см) характеризуются хотя и более высокими содержанием и суммой редких земель и иттрия ($315{,}1 \times 10^{-4}$%), однако несколько меньшими, чем содержания этих же элементов в осадках поверхностного (0—5 см) горизонта ($360{,}3 \times 10^{-4}$%) ст. 655. В более низких горизонтах осадков эта величина увеличивается от 371×10^{-4}% (горизонт 10—20 см) до 406×10^{-4}% (горизонт 28—35 см), а далее несколько понижается, доходя в горизонте 170—180 см до $358{,}4 \times 10^{-4}$%.

А.В. Дубинин и И.И. Волков отмечают, что гидротермальный вклад в осадконакопление в районе ст. 655 начинает ощущаться в горизонте 10—20 см, в то время как такие показатели гидротермальности, как повышенные величины железо-марганцево-титанового модуля, содержания марганца и железа, наличие барита, гипса (?), проявляются только с горизонта 35—45 см. Расчет относительных содержаний форм РЗЭ в осадках показал, что сверху вниз по разрезу происходит уменьшение количества терригенного материала и увеличение гидротермального. Однако А.В. Дубинин и И.И. Волков не указывают, в какой форме находится гидротермальный материал и каким путем попал он в осадки ст. 655.

В этой связи нам вновь пришлось вернуться к осадкам этой станции. Ранее в своих работах, посвященных изучению особенностей осадко- и рудообразования в районе Кларион, главное наше внимание при изучении фракций >0,1 мм обращалось на обломки самородных металлов, интерметаллических соединений и других рудных гидротермальных и эндогенных образований. Относительно крупные биогенные остатки и терригенные обломки нами изучены со значительно меньшей детальностью. В настоящей работе мы вновь пересмотрели ранее отобранный материал по ст. 655.

При изучении разноразмерных фракций осадков из разных горизонтов этой станции среди существенно железистых глобулей были обнаружены пропущенные при предшествующих наших исследованиях обломки неправильной формы, белого цвета, достигающие по длинной стороне 2—4 см (рис. 2,*а*). Как правило, они слабо окатаны и сильно пористы. На отшлифованном срезе видны небольшого размера каверны и ямки (рис. 2,*б*). Наибольшие количество и размер обломков белого цвета наблюдаются на горизонте 35—45 см. Вниз по разрезу их количество заметно уменьшается и в горизонте 90—100 см они не обнаружены. Хотя в осадках горизонта 35—45 см наблюдаются наиболее крупные обломки, здесь же встречаются и мелкие образования, доходящие до 0,05 мм. Рентгеновский анализ (УРС-55, Co-K_α-излучение) показал, что белые обломки представлены цинкитом — ZnO (табл. 1).

Наличие цинкита подтверждено и с помощью рентгеновского микроанализатора (Ms—46). Содержание ZnO в белых обломках оказалось равным 95,8% (рис. 2,*в*). На рис. 2,*г, д, е* показано распределение кремния, марганца и железа в рентгеновском характеристическом излучении. Отметим наибольшую интенсивность излучения цинка. Она почти в 15 раз выше интенсивности излучения марганца, железа и почти в 80 раз выше, чем у кремния. В цинките не установлены никель, медь и кобальт или их содержания очень малы.

Под бинокулярной лупой видно, что на поверхности белых обломков, представленных цинкитом, располагаются мелкие существенно марганцевые выделения. На ряде участков их очень много и они образуют неправильные по форме скопления (рис. 2,*а*). При разломе обломков видно, что железо-марганцевые выделения локализуются в самой поверхностной зоне. Внутри обломков они либо отсутствуют, либо встречаются очень редко. Главным элементом, участвующим в их сложении, является марганец (табл. 2). Содержание

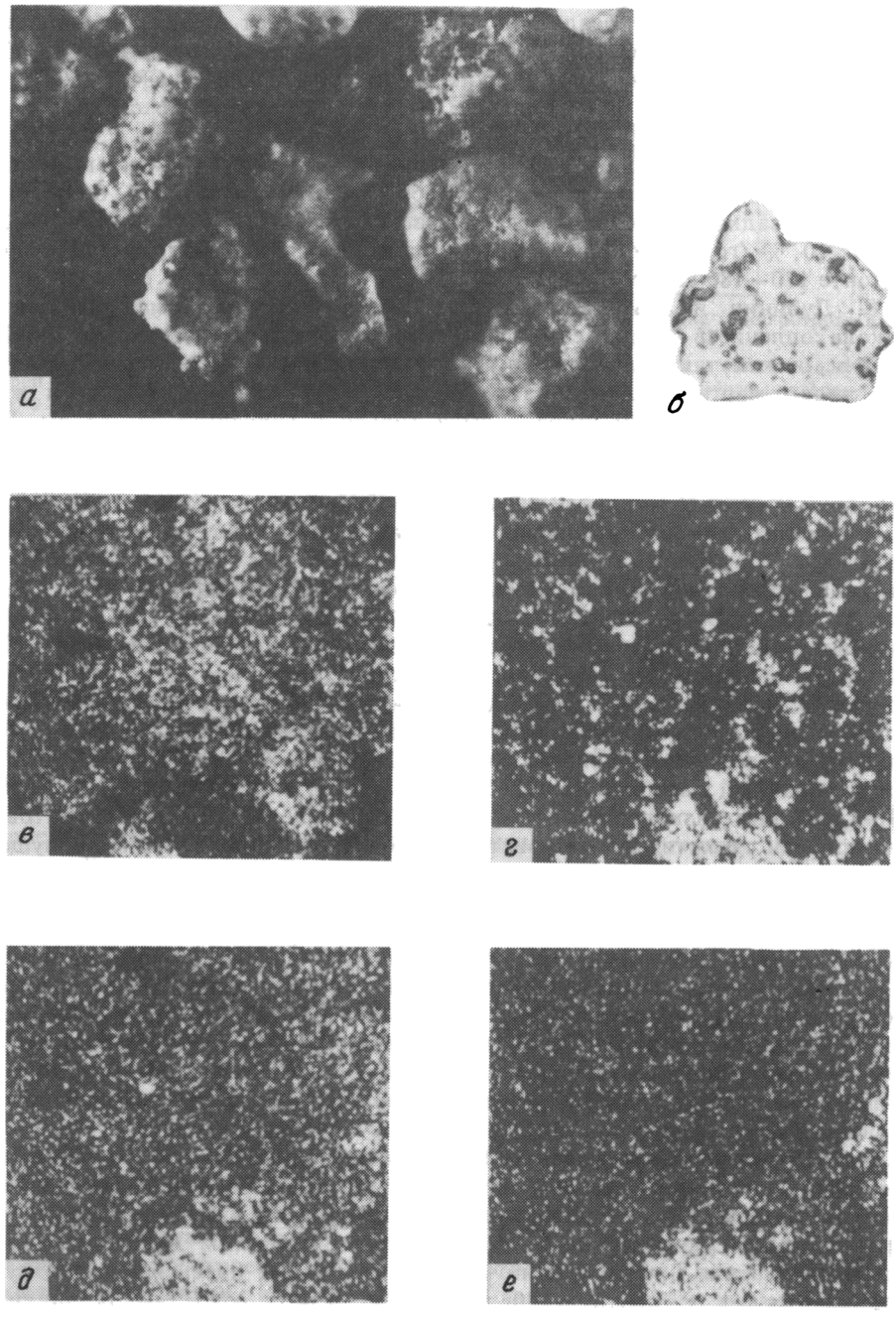


Рис. 2. Микрофотографии изученных образований

а, б — бинокулярная лупа, ув. 2: *а* — обломки цинкита, темные пятна на поверхности цинкита — скопления существенно марганцевых микрообразований, *б* — срез обломка цинкита; *в—е* — снимки в рентгеновском характеристическом излучении, ув. 150: *в* — ZnK_α, *г* — SiK_α, *д* — MnK_α, *е* — FeK_α

Таблица 1

Межплоскостные расстояния (*d*) и интенсивность линий (*I*) обломков белого цвета (ст. 655, гор. 35—45 см)

Белого цвета обломки		Цинкит*	(ZnO)	Белого цвета обломки		Цинкит*	(ZnO)
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	3,42	10	3,39	1	2,00	10	2,05
1	3,02	30	3,11	3	1,90	50	1,91
4	2,86	20	2,89	4	1,65	50	1,60
10	2,64	100	2,66	6	1,52	90	1,57
6	2,46	50	2,46	4	1,47	60	1,48
1	2,28	20	2,30	5	1,38	60	1,35
2	2,11	30	2,15				

*№ 21—1486 (Powder ..., 1964).

Таблица 2

Содержания Fe, Mn, Ni, Cu, и Co в железомарганцевых образованиях (в %)

№ точки на диаграмме (см. рис. 3)	Анализированные образования	Fe	Mn	Ni	Cu	Co
1	Fe-Mn-конкреции на поверхностных осадках (район разлома Кларион)	9,1	22,4	1,11	0,74	0,22
2	Fe-Mn-микроконкреции (отмытые из осадков	10,2	21,1	0,70	0,45	0,13
3	Fe-Mn-микровыделения на обломках цинкита	4,0	48,5	1,14	1,07	0,25
4	Fe-Mn-конкреции, погруженные в осадках (скв. 156)*	4,3	34,8	1,40	1,45	0,15
5	То же (скв. 160)*	3,6	34,2	1,70	1,56	0,16
6	То же (скв. 161)*	5,2	30,7	1,55	1,22	0,23
7	То же (скв. 162)*	5,9	26,5	1,42	1,09	0,29

*D.Cronan (1973).

его близко к 48,5%. Железо явно отступает на второй план и составляет всего 4,0%. Заметно повышение количества никеля (1,14%) и меди (1,07%). Изучение Fe-Mn-микрообразований, располагающихся главным образом на поверхности обломков цинкита, свидетельствует о массивном их сложении. Судя по данным рентгеновских анализов, они представлены главным образом аморфной фазой. Небольшое по размерам, слабо выраженное отражение в области 2,42 Å позволяет предполагать присутствие плохо окристаллизованного вернадита. Рудные, существенно марганцевые выделения на обломках цинкита заметно отличаются от Fe-Mn-конкреций и микроконкреций, расположенных на поверхности современных осадков зоны Кларион (табл. 2), зато они близки по химическому составу к погребенным Fe-Mn-конкрециям, установленным при бурении глубоководных скважин (Cronan, 1973). Наиболее ярко это видно на треугольной диаграмме (рис. 3), предложенной Э. Бонатти и др. (Bonatti et al., 1972) для отличия гидротермальных и гидрогенных рудных образований океанов.

На диаграмме Fe-Mn-конкреции и микроконкреции поверхностной части дна океана находятся вблизи друг от друга и располагаются на поле, отличающемся от поля, на котором находятся марганцевые выделения на цинките и конкреции

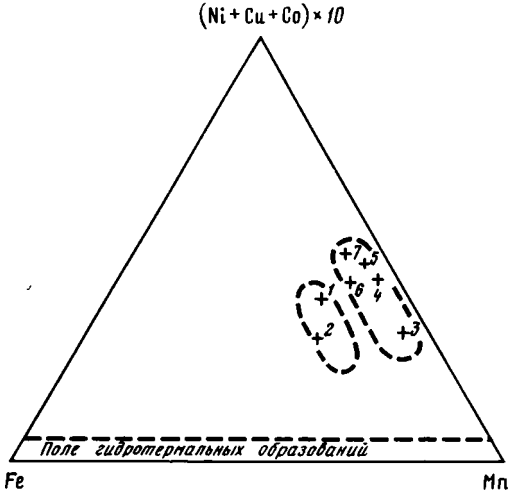


Рис. 3. Треугольная диаграмма: Fe—Mn(Ni + Cu + Co)×10

Номера точек и содержание элементов в конкрециях приведены в табл. 2

миоцена, эоцена и олигоцена, обнаруженные при глубоководном бурении скважин N 159, 160, 161 и 162 (см. рис. 1) в этом районе (Cronan, 1973).

Считаем, что такая ассоциация не случайна. Она отражает существующую между ними генетическую связь и может свидетельствовать о том, что выделения гидроокислов марганца и железа на цинките, как и образование этого минерала, происходили намного раньше, чем накопление осадков и Fe-Mn-конкреций вблизи разломной зоны Кларион, и в том числе у ст. 655.

Не так давно в осадках ст. 647 (см. рис. 1) в интервале глубин 300—310 см на обломках самородного алюминия установлены небольшого размера выделения динкита (ZnO) и хлористого цинка ($ZnCl_2$). При рассмотрении вопроса о генезисе цинкита авторы (Штеренберг и др., 1986) приходят к выводу, что существующие в литературе данные не противоречат его гидротермальному происхождению. При этом высказывается предположение о возможном нахождении в зоне разлома Кларион вулканических построек того же типа ("курильщики"), как и на Восточно-Тихоокеанском, Срединно-Атлантическом и других активных поднятиях, в строении которых принимают участие разные соединения — цинка, железа, меди и других элементов.

Разломная зона Кларион, как указывалось нами ранее (Штеренберг и др., 1980), вероятнее всего, и являлась поставщиком обломков самородных металлов, интерметаллических соединений, сульфидов и других образований (включая и установленные обломки цинкита), чуждых нормальному осадконакоплению в океанах, в смежные с ней районы. Судя по полученным данным, повышенные количества этих образований устанавливаются в осадках тех станций, которые близко располагаются к этой разломной зоне, в частности в осадках ст. 655.

ABSTRACT

The fragments of zincite (ZnO) have been found in station 655 sediments (northeastern Pacific) besides native metals, sulfides and other hydrothermal and magmatic formations before discovered. Zincite has also been transported to the region mechanically from the Clarion fracture zone.

ЛИТЕРАТУРА

Бутузова Г.Ю., Лисицина Н.А., Волков И.И. и др. Признаки экскалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива // Литология и полезные ископаемые. 1975. N 6. С. 3—11.

Бутузова Г.Ю., Лисицина Н.А., Градусов Б.П. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифорнийского залива // ДАН СССР. 1976. Т. 231, N 2. С. 460—462.

Глагольева М.А. Распределение химических элементов в донных осадках. Подгруппы железа, марганца и халькофильная // Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979. С. 143—186.

Глагольева М.А., Коннов В.А., Гархони Ю.П., Ягодинская Т.А. Химические элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. N 6. С. 47—66.

Дубинин А.В., Волков И.И. Редкоземельные элементы как индикаторы гидротермальных процессов в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана) // Там же. 1985. N 5. С. 129—132.

Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. Вещественный состав донных осадков // Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука. 1979. С. 186—122.

Свальнов В.И. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36—67.

Семенов Г.А., Левченко О.В., Москаленко В.Н., Кузьмин Н.П. Детальное сейсмопрофилирование осадочной толщи и фундамента в северо-восточной котловине Тихого океана // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 2. С. 258—264.

Страхов Н.М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках // Литология и полез. ископаемые. 1974. N 3. С. 20—37.

Штеренберг Л.Е. Хризокола ($CuO \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$) в осадках ст. 655 (Тихий океан) // ДАН СССР. 1978. Т. 241, N 1. С. 189—191.

Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Васильева Г.Л. и др. Продукты вулканической деятельности в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1980, N 2. С. 17—32.

Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Сивцов А.В. и др. Состав, строение и особенности распределения Fe-Mn микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана // Там же. 1985. N 6. С. 58—70.

Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Там же. 1979. N 2. С. 133—139.

Штеренберг Л.Е., Кузьмина О.В., Лапутина И.П., Цепин А.И. О находке самородного алюминия в ассоциации с (ZnO и $ZnCl_2$) среди осадков ст. 467 (северо-восток Тихого океана) // Там же. 1986. N 1. С. 137—140.

Штеренберг Л.Е., Сивцов А.В., Ципурский С.И. Находка самородного серебра в осадках северо-востока Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 6. С. 130—133.

Штеренберг Л.Е., Степанова К.А. Графит в осадках северо-восточной части Тихого океана (ст. 675 и 655) // ДАН СССР. 1974. Т. 219, N 3. С. 460—462.

Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich motmorillonit in sediment core from northeastern Pacific // Deep-Sea Res. 1975. Vol. 21. P. 865—875.

Bishoff I.L., Rosenbauer R.I. Recent metalliferous sediment in the North Pacific Manganese nodule area // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 33, N 3. P. 379—388.

Bonatti E., Kraemer T., Rudell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Ferromanganese deposits in the ocean floor / Ed. D. Horn. Wash. (D.C.): Nat. Sci. Found., 1972. P. 149—165.

Cronan D. Manganese nodules in sediments cored during Leg 16, Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 16. P. 605—608.

Koski R.A., Claque D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95, N 4. P. 930—945.

Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21°N). Pt I. Descriptive mineralogy // Mar. Minning. 1983. Vol. 4, N 1. P. 39—72.

Powder diffraction Fill. Philadelphia, 1964. 786 p. (ASTM. Spec. Techn. Publ.; 48—2).

Rona P.A. Hydrothermal mineralization at sea — floor spreading centers // Earth Sci. Rev. 1984. Vol. 20. P. 1—14.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

УДК 553.62:551.79(474)

Г.А. ЮОЗАПАВИЧЮС, А.А. ЮРГАЙТИС

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА ОБЛАСТИ СКАНДИНАВСКОГО МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Основное количество месторождений и запасов песчано-гравийного материала, строительных песков и глин в районах развития осадочного чехла северо-западной части Восточно-Европейской платформы приурочено к сложным образованиям ледниковой формации или продуктам их переотложения. Величина, строение месторождений, качество сырья обусловлены в основном процессами ледникового, флювиогляциального, лимногляциального, аллювиального литогенеза и вещественным составом питающей провинции, продолжительностью и условиями послеледникового преобразования отложений ледниковой формации, т.е. генезисом месторождений.

По условиям формирования месторождения строительных материалов на территориях, покрывавшихся материковыми ледниками, приурочены к трем парагенетическим рядам (таблица). В основу данной классификации положены принципы генетической классификации континентальных отложений Е.В. Шанцера (1966), впоследствии дополненной более дробными номенклатурными единицами генетических подтипов и видов; во флювиогляциальной парагенетической подгруппе также был выделен отдельный тип маргинальных образований. Все эти доработки были вызваны тем, что именно генетический вид или генетический подтип отложений обусловливает строение, качество и запасы месторождений песчано-гравийного материала, песков и глин.

Все разновидности месторождений строительных материалов области Скандинавского материкового оледенения объединяются в три неравноценных парагенетических ряда: гляциальный, аквальный и эоловый.

Гляциальные отложения, связанные с развитием ледников, составляют первый ряд, который, в свою очередь, по формирующему залежи агенту разделяется на собственно гляциальную и аквагляциальную парагенетические группы. Отложения первой группы откладываются непосредственно из ледника, без заметного влияния талых вод, и формируют разные морены, из которых только локальные морены, обогащенные глинами субстрата, могут образовывать промышленные месторождения.

Другая, значительно более важная парагенетическая группа, в свою очередь, согласно динамике и способу транспортировки обломочного материала разделяется на флювиогляциальную (потоково-ледниковую) и лимногляциальную (озерно-ледниковую) парагенетические подгруппы.

Генетические типы флювиогляциальных и лимногляциальных отложений выделяются по их взаимоотношению с ледником. Это внутриледниковые (ледникового контакта), маргинальные (образовавшиеся у переднего края ледника) и приледниковые (за пределами их формировавшегося ледника).

Одним из подтипов внутриледниковых образований являются отложения камов. Они возникли при заполнении проталин, углублений, ниш и других полостей мертвого льда песками, гравием, алевритами или глинами и при

последующей их инверсии на подледниковую поверхность вследствие вытаивания погребенных или составляющих борта понижений льдов. Несмотря на широкое распространение камов, промышленные месторождения песчано-гравийного материала с ними связаны довольно редко. Это обусловлено, во-первых, небольшим объемом отдельных камовых холмов и, во-вторых, свойственной им весьма частой изменчивостью гранулометрического состава в вертикальном разрезе, где песчано-гравийные отложения переходят в пески, а нередко и в алевриты. Относительно крупные месторождения песчано-гравийного материала и песков камового генезиса образовались в основном в надледниковых условиях в зонах мертвого льда маргинальных и цокольных возвышенностей или равнин.

В зависимости от динамики отложения обломочного материала, слагающего камы, и его строения выделяются флювиогляциальные, лимногляциальные и смешанные (сложные) камы. Первые представлены слоистыми песчано-гравийно-галечными, вторые — песчано-алевритово-глинистыми отложениями, а третьи — разным сочетанием всех типов этих пород. Отдельным видом лимногляциальных камов являются платообразные крутосклонные холмы, сложенные глинами, которые залегают на дислоцированном моренном цоколе, составляющем нижнюю часть холма, и именуются "эвонцами". Специфической разновидностью камов следует считать так называемые камовые террасы, залежи которых накопились в бассейнах, возникших между краем мертвого ледника, с одной стороны, и склоном долины или возвышенности — с другой.

Отложения озов образованы талыми ледниковыми водами в туннелях, трещинах и руслах над- или внутриледниковых потоков пассивного или мертвого ледника, поэтому все их разновидности относятся лишь к флювиогляциальной парагенетической подгруппе. Типичные озы обычно вытянуты по направлению продвижения ледниковых лопастей, поэтому называются радиальными. Месторождения песчано-гравийного материала часто приурочены к извилистым озам непрерывного простирания. Относительно крупные месторождения. песчано-гравийного материала и песков встречаются на склонах возвышенностей. Отложения озов здесь часто перемежаются с отложениями камов, нередко образуя месторождения смешанного типа. Наиболее часто небольшие месторождения озового генезиса распространены на равнинах, являясь типичными заполнителями радиальных трещин, рассекавших тело ледника.

К месторождениям краевых гряд относятся флювиогляциальные или лимногляциальные отложения так называемых конечных морен. Они образованы у переднего края материкового ледника из нагромождения продуктов вытаивания и напора в виде слоистых или неслоистых песчано-гравийно-галечных, обогащенных валунами, местами с линзами моренных (суглинистых-супесчаных) отложений, в отдельных зонах маргинальных полос — неслоистых глин. Такие образования представлены холмистыми валоподобными грядами или смыкающимися в дуги и цепи вереницами холмов, протягивающимися вдоль переднего края ледника. Краевые гряды флювиогляциального генезиса делятся на насыпные, формирование которых происходило у края стационарного или деградирующего ледника, и напорно-насыпные, преобразованные действием активного ледника. К крупным угловым массивам приурочены месторождения песчано-гравийного материала с достаточно большими запасами, а мощность полезной толщи в них достигает 40 м и более (Юргайтис, 1985). Месторождения глин приурочены к краевым грядам, сложенным массивными глинами.

Среди приледниковых флювиогляциальных образований выделяются отложения зандров, флювиогляциальных дельт и флювиогляциальных террас. По степени развитости, по отношению к краю ледника, подстилающей поверхности, плановому очертанию, характеру рельефа и его преобразованности выделяется значительное количество разновидностей зандровых равнин (Микалаускас, 1985). Однако для поисковых целей и классификации месторождений (по критериям,

Генетическая классификация месторождений строительных материалов четвертичного возраста области Скандинавского материкового оледенения

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа	Парагенетическая подгруппа	Генетический тип	Генетический подтип	Генетический вид*
Гляциальный	Собственно гляциальная		Основная морена		Локальная морена[3]
	Аквагляциальная	Флювиогляциальная	Внутриледниковый	Кам	Флювиогляциальный кам[1] Смешанный кам[1,2]
				Оз	Радиальный оз[1,2]
			Маргинальный	Краевая гряда	Насыпная краевая гряда[1,2] Напорно-насыпная краевая гряда[1,2]
			Приледниковый	Зандр	Элементарный зандр[1,2] Зандровая равнина[1,2] Межгрядовый зандр[1,2]
				Флювиогляциальная дельта	Зандро-дельта[1,2] Недоразвитая дельта[1,2] Дельта ледникового туннеля и канала[1,2] Дельта устья долины стока[1,2]
				Флювиогляциальная терраса	Терраса маргинальной долины[1,2] Терраса ложбины стока флювиогляциальных вод[1,2]

Гляциальный	Аквагляциальная	Лимногляциальная	Внутриледниковый	Кам	Лимногляциальный[2,3] Звонец[3]
			Маргинальный	Краевая гряда	Лимногляциальная краевая гряда[3]
			Приледниковый	Периферийная часть бассейна	Прибрежный[1,2] Приустьевая часть палеореки[2]
				Донный	Лимногляциальная равнина[3] Гляциодепрессия окраины ледораздельной возвышенности[3] Гляциодепрессия окраины маргинальной возвышенности[3]
Аквальный	Флювиальная		Аллювиальный		Русловой[1,2] Пойменный[2]
	Озерная		Озерный		Прибрежный[1,2]
	Морская		Морской		Прибрежный[1,2]
Эоловый			Эоловый		Перевеянный флювиогляциальный песок[2] Перевеянный лимногляциальный песок[2] Перевеянный аллювиальный песок[2] Перевеянный морской песок[2]

*Месторождения: 1 — песчано-гравийного материала, 2 — песков, 3 — глин.

которые обусловливают их величину, строение и качество сырья) уместно выделять элементарные (одноконусные) зандры, зандровые равнины и межгрядовые зандры. В элементарных зандрах наиболее ярко прослеживаются все изменения строения и морфологии. Проксимальную их часть, которая, как правило, примыкает к субгляциальным рытвинам, устьям ледниковых туннелей и каналов или межлопастным трещинам, слагает грубозернистый материал, иногда с валунами, а в дистальном направлении — более мелкий обломочный материал. В результате слияния смежных конусов формируются сложные зандры или зандровые равнины, а при заполнении понижений между ранее образованными краевыми или боковыми грядами — межгрядовые зандры. Месторождения песчано-гравийного материала и песков зандрового генезиса бывают весьма крупными, широко развиты; довольно легко определяется их генетическая принадлежность.

Отложения флювиогляциальных дельт сформированы в субаэрально-субаквальной среде в устьях флювиогляциальных рек при впадении их в приледниковые водоемы или другие вместилища талых ледниковых вод и представлены плоскими наносными равнинами предполья материковых ледников. В целом данные образования от обычных дельт отличают лишь палеогеографическая обстановка и связанные с этим некоторые особенности, которые и положены в основу выделения генетических видов. При впадении потоков, формирующих зандр, в приледниковый водоем возникают отложения сложного строения — зандро-дельты. При быстром и кратковременном поступлении слабо дифференцированных наносов в водоемы все обычные для дельт фации осадков не образуются и тогда формируются недоразвитые дельты. Выделение дельт ледниковых туннелей и каналов, а также дельт устьев долин стока обусловлено характером и местоположением потока. Месторождения песчано-гравийного материала и песков флювиогляциальных дельт на территории Прибалтики являются самыми распространенными и важными в промышленном отношении. Наиболее крупные из них связаны с флювиогляциальными дельтами устьев долин стока, приуроченных к унаследованным древним долинам. Часто крупные месторождения образовывались при спуске приледниковых бассейнов с гипсометрически более высокого уровня на более низкий, если верхний бассейн ограждался краевыми грядами, сложенными грубообломочным материалом.

Отложения флювиогляциальных террас представляют собой продукт размыва и переотложения обломочного материала концентрированными (слившимися) потоками талых вод. Эти образования приурочены к склонам долин приледниковой зоны и залегают в виде эрозионно-аккумулятивных ледниково-речных оконтуренных уступами сегментов покатых равнинных поверхностей. Исходя из палеогеографических условий формирования, масштаба явлений и значимости, возникшие месторождения песчано-гравийного материала и песков флювиогляциальных террас подразделяются на образовавшиеся в крупных маргинальных долинах и заполнившие гораздо меньшие ложбины стока талых вод.

Лимногляциальные приледниковые отложения более дробно разделяются, согласно принципам фациального анализа. В периферийных частях крупных приледниковых бассейнов выделяется наиболее активная прибрежная зона, где накапливались пески, а иногда и песчано-гравийный материал, и приустьевые зоны рек (за пределами самих дельт), куда заносилась часть мелкозернистых песков. В наименее подвижных частях бассейнов, в спокойной гидродинамической обстановке в донных условиях осаждались глинисто-алевритовые ленточные осадки. В основу выделения генетических видов месторождений положены особенности строения залежей и качество сырья. Наиболее ценные для промышленности залежи дисперсного материала отложились в центральных частях крупных приледниковых бассейнов.

Вторым парагенетическим рядом обломочных образований в области распространения отложений материкового оледенения является аквальный, охва-

тывающий флювиальную, озерную и морскую парагенетическую группы. Первая группа месторождений представлена только аллювиальными образованиями. Хотя аллювиальные отложения подразделяются на целый ряд фаций, но в отдельности они месторождений не формируют, кроме русловых, представленных песчано-гравийными отложениями, и пойменных, представленных песками. Первые могут быть как в современном русле, так и образовывать террасы.

Месторождения песков и песчано-гравийного материала озерного и морского генезиса приурочены к прибрежным частям или пляжам, т.е. к активной гидродинамической зоне. На суше они приурочены к морским (озерным) террасам, береговым валам, строение которых обусловлено составом разрушаемых берегов и величиной водоемов.

Из различных эоловых форм рельефа лишь дюны представляют интерес для выявления месторождений песков. Так как эоловые пески этих областей всегда несут следы структуры материнских отложений, чем обычно обусловлено качество сырья, целесообразно выделить четыре вида эоловых перевеянных песков: флювиогляциальных, лимногляциальных, аллювиальных и морских.

Одним из основных показателей качества сырья строительных заполнителей является гранулометрический состав отложений, который возник при ледниковой интеграции разнородного материала ледникового ложа и при последующей его дифференциации в различных физико-географических условиях. Исходным материалом при формировании залежей месторождений обломочного материала ледниковых областей в общем случае служили морены.

Четвертичные внутриледниковые и приледниковые флювиогляциальные пески выдерживают черты структуры исходного ледникового материала. Изменение происходит при постепенном выносе из области седиментации наиболее мелких частиц и формировании песков с лучше выработанной кривой распределения, которая только в приледниковых лимногляциальных бассейнах, во флювиогляциальных долинах стока, а в отдельных районах — во флювиогляциальных дельтах не отражает особенностей исходного материала (Юозапавичюс, 1987).

В каждом регионе наиболее крупными и глинистыми являются песчано-гравийно-галечные отложения краевых флювиогляциальных гряд. На Балтийском щите и в зонах неглубокого залегания палеозойских карбонатных пород образования озов столь же обогащены крупнообломочным материалом, однако на возвышенностях они являются более песчаными. В каждом случае грубообломочный материал лучше всего отсортирован в типичных флювиогляциальных дельтах.

Особенности тонкообломочного материала мореносодержащего льда в основном обусловили структуру глинистых осадков любого генезиса. Изменения в процессе дифференциации шли путем потерь песчаных и алевритовых фракций и концентрации в большей мере крупно- и среднеглинистых частиц.

В послеледниковье в речных долинах формируются грубообломочные отложения более постоянного, чем в ледниковой формации, гранулометрического состава, но пески по зрелости механического состава находятся на уровне приледниковых флювиогляциальных. Совершенно иного гранулометрического состава лучше всего отсортированные пески возникают на морском побережье и при переотложении ветром.

Минералого-петрографический состав четвертичных отложений обусловлен особенностями и степенью влияния питающей провинции, однако возрастающая дифференциация вызвана продолжительностью транспортировки дезинтегрированного материала и динамикой среды осадконакопления в такой последовательности: морены — камы — озы — флювиогляциальные дельты — зандры — краевые флювиогляциальные гряды — аллювий — флювиогляциальные террасы — лимногляциальные приледниковые равнины — эоловые дюны.

Петрографический состав песчано-гравийных отложений, который предопределяет прочностные их свойства, зависит в основном от состава подстилающих

дочетвертичных пород. Аналогично ведет себя и минеральный состав песков. Минеральный состав тонкодисперсных отложений заимствован от гидрослюдистой дочетвертичной коры выветривания и варьирует в зависимости от степени влияния химически более измененных дочетвертичных глинистых пород.

Выявленные особенности формирования структуры и состава обломочных четвертичных отложений ледниковых областей предопределили качество сырья и размеры продуктивных залежей. Наиболее крупные, хорошо выдержанные по площади, обычно с низким содержанием пылевато-глинистых частиц месторождения песчано-гравийного материала формируются во флювиогляциальных приледниковых потоках (зандры, флювиогляциальные террасы, флювиогляциальные дельты). На возвышенностях среди краевых ледниковых образований обычно возникают лишь мелкие, реже средние месторождения сложного строения. В таких условиях залежи краевых флювиогляциальных гряд часто насыщены валунами, а в камах характерно их отсутствие. В обоих случаях сырье обогащено алевритово-глинистыми частицами. На моренных равнинах иногда единственным источником местных строительных заполнителей являются узкие насыпи озов.

Лучшими по качеству для силикатной промышленности и строительных растворов, более крупными среди месторождений песков ледниковой формации являются залежи флювиогляциальных террас, флювиогляциальных дельт, лимногляциальных прибрежные больших приледниковых водоемов, а также дистальных частей обширных зандровых равнин.

Наиболее широко используются промышленностью глины крупных приледниковых бассейнов. Это хорошо выдержанные по площади, наиболее дисперсные и малокарбонатные разновидности глин. В краевых ледниковых образованиях возникают иногда мощные, но сложного строения, засоренные крупными включениями линзы глинистого материала. В этом комплексе ледниковых отложений более однообразным строением и составом выделяется глинистое покрытие лимнокамов типа "звонцы", которые наиболее характерные для ледораздельных возвышенностей.

При послеледниковом преобразовании речными потоками отложений ледниковой формации возникают хорошо промытые, выдержанного состава и строения залежи песчано-гравийного материала. Запасы месторождений обусловлены величиной рек. Массивы континентальных дюн и морские террасы довольно монолитного строения, поэтому на таких площадях можно разведать значительные запасы бескарбонатных, хорошо отсортированных песков.

Во время поисков месторождений песчано-гравийного материала и песков флювиогляциального генезиса опорными ориентирами являются краевые гряды, указывающие определенное местоположение ледника и возможность накопления грубообломочного материала. Если в районе поисков имеются краевые гряды, то между ними или севернее их могут быть расположены месторождения камов и озов. Когда краевые гряды сложены флювиогляциальным материалом, они сами нередко представляют месторождения. В южном направлении или в направлении, противоположном отступанию ледника от краевых гряд, обычно расположены месторождения зандров и флювиогляциальных дельт (Юргайтис, 1984). При наличии крупных долин стока месторождения флювиогляциальных террас располагаются параллельно бывшему краю ледника.

При поисковых работах на возвышенностях следует учесть, что к среднему уровню рельефа (по гипсометрии) приурочены образования, сложенные песчано-гравийным материалом и песком. Это краевые флювиогляциальные гряды с пологими склонами и увеличенным количеством валунов на поверхности и более изометричные камовые холмы или массивы с замкнутыми западинами. Наиболее высокие плосковершинные, крутосклонные холмы, осложненные по склонам оврагами, чаще всего сложены глинами.

Озовые гряды в рельефе выделяются довольно четко острым гребнем и извилистыми очертаниями, когда они расположены на равнинах, в долинах или на склонах возвышенностей. Если же они переплетаются с камами в сложном рельефе краевых массивов, определению их генезиса и строения способствуют лишь наблюдения слоистости и строения в шурфах или в небольших карьерах.

Особенно тщательно во время поисков должны изучаться приледниковые площади, прилегающие к внешнему краю конечно-моренных гряд. Для перспективных на грубообломочный материал площадей характерны небольшой общий наклон поверхности к дистальной части, высыпки на почве гравийно-галечных обломков, а в случае залесенности — сосновые боры. Поверхность этих площадей слабо волнистая и лишь в межгрядовых зандрах приобретает холмистый характер. В этой зоне должны внимательно изучаться все долины, ложбины и понижения, рассекающие пояса конечно-моренных гряд.

Лучшие условия для накопления тонкодисперсного материала существовали в наиболее глубоких частях приледниковых лимногляциальных бассейнов, поэтому поиски месторождений глин следует концентрировать в пониженных частях лимногляциальных равнин, по которым в настоящее время текут реки, расположены озера или болота.

ABSTRACT

The regularities of formation of Quaternary sandy-gravel, sands and clays in the Scandinavian continental glaciation area are considered on the basis of genetic classification. Main nomenclature units are genetic subtypes and species since they determine the structure, quality and resources of these deposits. The granulometric and mineralogic-petrographic peculiarities of separate genetic deposits varieties are distinguished. The criteria for prospecting of the Quaternary building material are determined.

ЛИТЕРАТУРА

Микалаускас А.П. Флювиогляциальные равнины Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1985. 208 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 211 с.

Юозапавичюс Г.А. Дифференциация обломочного материала отложений области Скандинавского материкового оледенения. М.: Недра, 1987. 102 с.

Юргайтис А.А. Литогенез флювиогляциальных отложений области последнего материкового оледенения. М.: Недра, 1984. 184 с.

Юргайтис А.А. Особенности образования месторождений песчано-гравийного материала и песков Прибалтики // Осадочные полезные ископаемые Прибалтики и их рациональное использование. Рига: Зинатне, 1985. С. 26—36.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.79

Е.А. СПИРИДОНОВА

ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА ГОЛОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Палинологические материалы, полученные нами в бассейне р. Дона, а также результаты работ других исследователей позволяют создать общую концепцию изменения природной обстановки голоцена, что контролируется радиоуглеродным методом и археологическим методами (Крупенина, 1973; Серебрянная, 1976; Абрамова, 1978; Шевырев и др., 1985, 1987, 1988; Синюк, 1986).

В настоящее время состав флоры юга Русской равнины, по данным ряда исследователей, слагается из среднеевропейского, дальневосточноевропейского, бореального, карпато-балканского, понтическо-средиземноморского и аралокаспийского географических элементов, роль которых в сложении флор голоцена не оставалось постоянной. Сейчас флора бóльшей части бассейна р. Дона тяготеет к флоре северо-западного и западного типов Восточно-Европейской равнины, и на ее формирование больше оказывают влияние бореальный и среднеевропейский центры, чем туранский и другие юго-восточные.

Изменения количественных соотношений между слагающими элементами каждой конкретной флоры голоцена приводили к непостоянству биоценозов растительного покрова. Эти сукцессии определяли не только перестройку в роли отдельных биоценозов внутри одной ландшафтной зоны, но и характеризовали последовательные смены экосистем нескольких зон. Состав растительных групп формаций в голоцене менялся от березово-сосновых лесов бореального типа до опустыненных степей. Следовательно, для степи и лесостепи бассейна р. Дона прослеживается более сложное строение растительного покрова с широким спектром самих группировок, чем это отмечалось для различных частей лесной зоны. В результате проведенных работ в изученном районе удалось выявить климатическую ритмику более низкого ранга, чем в лесной зоне. Поэтому общепринятое деление голоцена по схеме Блитт—Сернандера для этой территории в какой-то степени условно.

Пребореальный период (10200—9500 л.н.). Это переходный период от позднеледниковья к голоцену. В преборельном периоде отмечается неоднократная смена ландшафтов лесостепи и степи (рисунок), хотя характер растительных сообществ на протяжении этого времени претерпевал значительные изменения. Миграции лесостепи определялись возрастанием роли бореального флористического комплекса. Лесные формации были образованы в основном сосной, реже березой. На первом этапе (Pb_2) в состав лесов вплоть до среднего течения р. Дона в виде небольшой примеси входила ель, реликт бореальных лесов валдайского времени. На втором этапе (Pb_4) в результате расширения ареалов неморальных видов здесь появились липа и дуб. Степные ландшафты слагались разнотравно-злаковыми и злаково-полынными группировками. На начальном этапе (Pb_1) господства этих сообществ в бассейне Дона и после первого продвижения

лесостепи к югу (Pb_2) значительную роль еше играли туранские элементы, ранее определявшие ксерофитный перигляциальный комплекс. Однако после второго продвижения лесостепи к югу (Pb_4) появились разнотравные и злаковые группировки, слагающие современное ядро степных сообществ.

Бореальный период (9500—8000 л.н.). Это время характеризуется более стабильными ландшафтными условиями, когда позиции леса и степи мало менялись, а изменения растительного покрова заключались в основном в сменах доминирующей роли различных сообществ.

По данным палинологического анализа разрезов у г. Павловска на Среднем Дону наиболее благоприятное сочетание тепла и влаги отмечается в интервале 9000—8300 л.н., когда возрастала роль неморальной флоры в составе лесов. На больше части Среднерусской возвышенности (Серебрянная, 1982) и в бассейне Дона устанавливались лесостепные ландшафты, и только на юге лес тяготел к долинам рек (Кременецкий, 1987).

Начиная с 8300 л.н. в Северной Европе происходило похолодание (Хотинский, 1982). В долине Дона с этим похолоданием связано уменьшение роли широколиственных пород в составе лесов и большей ксерофитизации травянистых и кустарниковых сообществ. Следовательно, здесь этот интервал характеризовался не только похолоданием климата, но и его аридизацией. К этому интервалу приурочены находки позднемезолитические культурного слоя стоянки Монастырская-I.

Атлантический период (8000—4500 л.н.). Палеоботанические материалы по югу Русской равнины для этого этапа оказались достаточно противоречивы. Так, Т.А. Серебрянная (1976), а затем Л.С. Исаева-Петрова (1985) считают, что климат атлантического времени был теплее и суше современного, тогда как К.В. Кременецкий (1987) и многие другие считают, что он был более влажный и менее континентальный. Т.А. Серебрянная (1976) впервые высказала мысль о том, что максимальная облесенность юга Русской равнины связана не с атлантическим, а с суббореальным периодом.

Анализ новых палеоботанических данных по естественным разрезам и стоянкам (Малый Лужок, Монастырская-I, Копанище-I) показал непостоянство условий среды этого времени.

Довольно глубокая аридизация климата произошла около 7200 л.н. Вполне возможно, что именно с этим временем следует связывать миграционную волну населения с юго-востока, в том числе из Средней Азии, где аридизация была еще сильнее.

Менее значительным было иссушение климата 6900—6000 и 5000 л.н., когда в более северных областях господствовали разнотравно-злаковые группировки, а на юге — злаково-полынные степи.

В периоды более влажного климата вдоль рек распространялись пойменные леса. По данным, полученным по археологическим памятникам, расположенным в поймах рек, самые большие площади лесов, богатых по составу (дуб, вяз, ясень, черная ольха с хорошо развитым подлеском), существовали в период 6600—6200 л.н. Позже, во второй влажный период 5600—5100 л.н., основным эдификатором пойменных лесов стала липа, хотя бесспорно в их состав входили также дуб, вяз и черная ольха.

На основании полученных палинологических данных и в результате их сопоставления с культурными слоями были выявлены определенные соотношения культур неолита и энеолита в бассейне р. Дона с изменениями природной обстановки.

Ранний этап неолита и его расцвет, связанный со среднедонской неолитической культурой, приходится на интервал времени после первого периода аридизации климата (7200 л.н.) и примерно до 6500 л.н. В это время климат становился менее аридным, в наиболее благоприятных условиях пойм происходило образование небольших перелесков, о чем свидетельствует появление пыльцы

Абсолютный возраст (по конвенциональным датам ^{14}C)	Тысячелетия до н.э. (по калиброванным датам ^{14}C)	Археологическая периодизация (по калиброванным датам ^{14}C)	Периоды Блитта-Сернандера	Палинологические зоны	
			Sa	XVIII	Сосна, единично широколиственные породы, мезофильное разнотравье
				XVII	Мезофильное разнотравье, злаки
1000				XVI	Сосна, береза, реже широколиственные породы, мезофильное разнотравье
2000					
	I	РЖВ		XV	Злаки, разнотравье
		12–9 вв.	Sb_3	XIV	Сосна, ольха, береза, широколиственные породы, мезофильное разнотравье
3000	~ 1100	ПБВ		XIII	Разнотравье, злаки
	II	18–17 вв.	Sb_2	XII	Сосна, ольха, береза, широколиственные породы, мезофильное разнотравье
		СБВ		XI	Маревые, полыни
4000	~ 2300 2400	27–25 вв.	Sb_1	X	Ольха, широколиственные породы
	III	РБВ			
5000	~ 3600	36–35 вв.		IX	Злаки, разнотравье
	IV	МВ		VIII	Ольха, липа, мезофильное разнотравье, злаки
		45–43 вв.		VII	Злаки, полыни
6000	~ 4600		At		
	V	Неолит		VI	Ольха, дуб, мезофильное разнотравье, злаки
	~ 5400				
7000				V	Полыни, реже злаки
	VI			IV	Сосна, береза, редко широколиственные породы и мезофильные травы, кустарники
8000				III	Сосна, реже береза и мезофильные травы, кустарники
	VII	Мезолит		II	Сосна, береза, широколиственные породы (до 10%) и мезофильные травы, злаки, кустарники
9000			B		
	VIII			I	Сосна, береза, разнотравье с участием полыней
10000			Pb		

Эволюция ландшафтных зон голоцена в бассейне р. Дона

Ландшафтные зоны
Широколиственные леса
Лесостепь
с участием широколиственных пород
с березой и сосной
Степь
разнотравная
злаковая
полынная
Полупустыня
Конвенциональные даты по ^{14}C из естественных разрезов
9390±120
9270±80
9270±20
8510±70
8340±120
7200±200
4580±100
4300±140
4170±100
3970±110
3770±100
3550±100
2840±100
1540±60
Археологические памятники
Монастырская
Копанище I
Малый Лужок
Мосоловка
Мосоловка (р-п В)
Дом рыбака
Садовое 6
Константиновка
Самсоновская
Раздорская

широколиственных пород в спектрах культурных слоев пойменных стоянок, в которых содержатся остатки сосудов с накольчатой керамикой. Зональным типом растительности была степь.

Начиная с 6500 л.н. происходит переход к первому оптимальному периоду по теплообеспеченности и увлажненности, который существовал примерно до 6200 л.н. На севере возрастала роль леса, а южнее лесные сообщества распространялись только по долинам рек. С этим этапом связана нижнедонская неолитическая культура, а в более северных районах бассейна Дона — рязанско-долговская культура.

Некоторая аридизация климата 6200—6100 л.н. фиксируется в основном по изменению состава растительных группировок: пойменные леса исчезли и растительный покров имел более комплексный, мозаичный характер. В начале этого этапа на Верхнем Дону еще существовала рязанско-долговская культура, тогда как позже с этой арадизацией климата связано появление среднестоговской культуры.

Затем наступил второй (5600—5100 л.н.), более влажный этап, который вновь характеризовался появлением, а потом и широким развитием пойменных и придолинных лесов. С этим временем связана репинская культура.

С концом атлантического периода, который характеризуется широколиственными и смешанными лесами, связано появление племен рыбноозерской культуры, которые мигрировали с севера (Синюк, 1986).

Суббореальный период (4500—2500 л.н.). Полученные результаты исследований позволяют говорить о наиболее сложных и контрастных временных изменениях в ландшафтах юга Русской Равнины. На этом этапе развития растительности можно выделить несколько подэтапов.

Первый подэтап (4580±105—4170±100 л.н.) отличался максимальным продвижением лесной растительности на юг. В ландшафте господствовали широколиственные леса, которые представляли собой зональный тип растительности вплоть до Среднего Дона. Основными лесообразующими породами были липа и дуб. К северу возрастало участие бореальной флоры. Концу данного этапа отвечает уровень культурного слоя воронежской культуры эпохи бронзы, а на Нижнем Дону — ему соответствует константиновская культура.

Второй подэтап (4170±100—3970±160 л.н.) связан с резко выраженной аридизацией климата, когда не толко перестали существовать леса, но господство получили сообщества с доминированием маревых и полыней. Это была наиболее ксеротермическая, хотя и кратковременная, фаза развития растительности в течение всего голоцена. Ландшафты этого времени сопоставимы с южными вариантами степей или полустепей. С концом этого подэтапа с уменьшением аридизации связано развитие абашевской катакомбной культуры.

Третий подэтап (3970±160—3550±110 л.н.) отличался сменой во времени растительных сообществ разнотравных лугов и злаково-разнотравных степей лесостепными ландшафтами, в составе которых были сосна, береза, липа и дуб (Шевырев и др., 1988). На протяжении этого подэтапа в пределах бассейна Дона существовало много поселений срубной культуры. На Мосоловском поселении была обнаружена пыльца культурных злаков в больших скоплениях.

Четвертый подэтап (3500—3400 л.н.) характеризуется снова более аридными условиями с господством степных сообществ, образованных в основном злаковыми группировками.

Пятый подэтап (3400—2900 л.н.) отличался сменой аридных условий, свойственных предыдущему периоду, более влажными, близкими третьему подэтапу. Однако общая тенденция похолодания климата не привела к развитию лесостепных ландшафтов такого же богатого состава, как в третий подэтап. В составе лесов большую роль стали играть бореальные виды, степи приобрели обедненный состав.

Шестой подэтап (2900—2500 л.н.) характеризовался возрастанием роли разнотравно-злаковых и злаково-полынных сообществ. С ним связано начало образования современных черноземов.

Субатлантический период (с 2500 л.н.). С этим периодом по нашим материалам связан стабильный степной ландшафт с незначительными изменениями состава растительных группировок. Такая ландшафтно-климатическая обстановка начала закладываться еще в самом конце суббореального периода.

Таким образом, процесс смен растительных сообществ юга Русской равнины определялся непостоянством климатических условий, которые были свойственны как этапу исчезновения перигляциальной растительности, так и периоду возникновения зональных степных сообществ. Именно на этих этапах происходила перестройка растительности, расшатывание, уничтожение существовавших ранее ландшафтов и возникновение новых зональных типов растительности. Выявление всех этих закономерностей ландшафтно-климатической обстановки имеет также важное значение для понимания процесса становления современных растительных сообществ и развития почвенного покрова.

ABSTRACT

The Holocene natural environment evolution in Southeastern Russian Plain is outlined on the base of palynological analysis, ^{14}C radiometric dating and archaeological data.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова Т.А. К методике реконструкций климатических условий аридных районов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1978. N 3. С. 36—44.

Исаева-Петрова Л.С. История луговой степи Среднерусской возвышенности в голоцене // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 168—183.

Кременецкий К.В. Антропогенное воздействие на растительный покров Нижнего Подолья в голоцене // Методы естественных наук в археологии. М.: Наука, 1987. С. 33—40.

Крупенина Л.А. Признаки антропогенного влияния на растительный покров центральной части Среднерусской возвышенности // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 91—99.

Серебрянная Т.А. Взаимоотношение леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 159—166.

Серебрянная Т.А. О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 179—185.

Синюк А.Т. Население бассейна Дона в эпоху неолита. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1986. 179 с.

Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 142—147.

Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А. Новые данные о позднем плейстоцене Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1985. N 54. С. 22—40.

Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А. и др. Опыт стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Калачской возвышенности // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1987. N 56. С. 45—65.

Шевырев Л.Т., Горлов М.Д., Спиридонова Е.А. и др. Погребенные почвы Калачской возвышенности // Почвоведение. 1988. N 4. С. 45—57.

УДК 551.33(470.1)

Ю.А. ЛАВРУШИН

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРУПНЫХ ДЮН КУРШСКОЙ КОСЫ

Куршская коса на Балтике давно уже привлекает внимание исследователей своими уникальными дюнами, максимальная высота которых достигает 68 м. Возникновение дюн традиционно связывается с экстремальными эоловыми процессами позднеледниковья, которые воздействовали на песчаные отложения

вдольберегового потока наносов, оказавшиеся в зоне осушки при более низком стоянии уровня Балтийского моря. По размерам дюны Куршской косы оказываются сравнимыми с аналогичными формами на открытом Североамериканском побережье Атлантического океана, а также в пустынях Сахары и Туркмении. При этом упускались из виду чрезвычайная узость косы, фактическое отсутствие источника песчаного материала в прилежащих районах, способного питать и образовывать столь мощный поток вдольбереговых наносов, единичность уникальных дюн, относительно незначительная площадь позднеледникового бассейна и т.д.

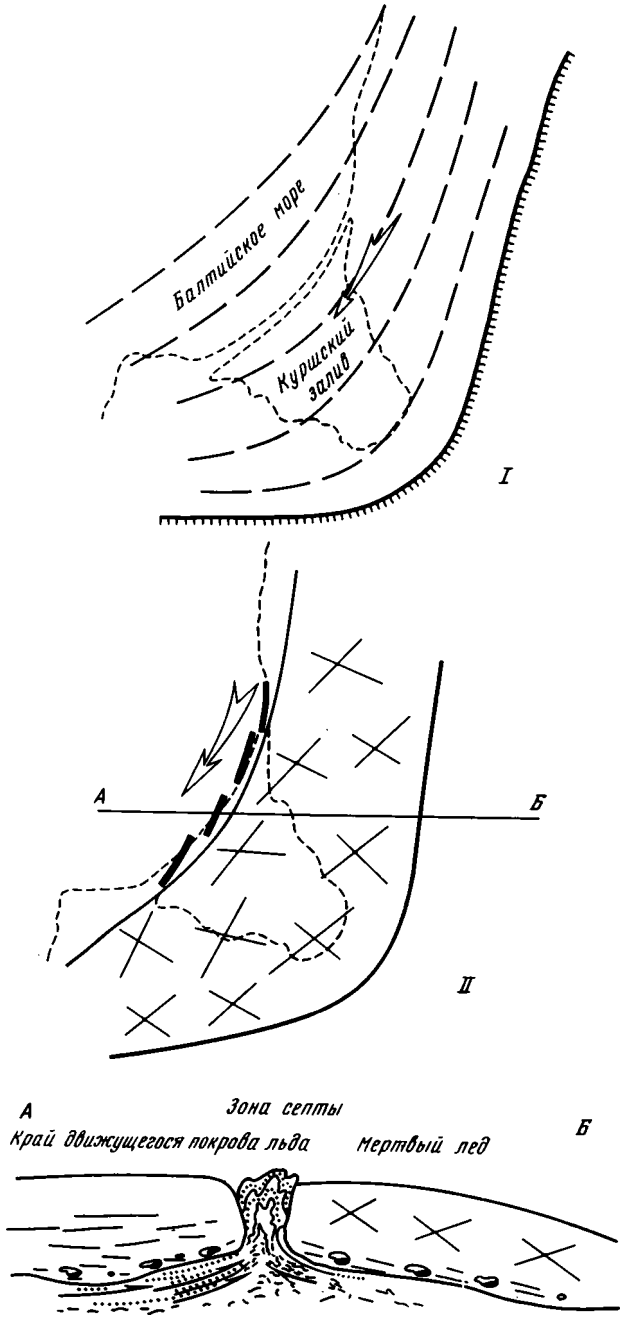
Анализ имеющихся материалов, а также личные наблюдения позволяют высказать точку зрения о происхождении крупных дюн Куршской косы. В этом отношении обращает на себя внимание распространение крупных дюн. В плане они образуют слабовогнутую цепь, которая достаточно четко подразделяется на ряд коротких, чрезвычайно слабовогнутых почти прямолинейных отрезков-сегментов, кулисообразно заходящих друг за друга. В каждом таком сегменте-отрезке имеется 3—4 дюны.

Такое распространение крупных дюн в плане практически не объяснимо с позиций эоловой гипотезы. Чрезвычайно важным для объяснения генезиса оказывается также наличие в современных дефляционных нишах вершинных частей крупных дюн в районе Ниды почти вертикального падения слоев в песках и сложной их деформированности. Наконец, в прибрежной части дюн со стороны Куршского залива местами можно наблюдать пласт деформированной морены, имеющий крутое падение в сторону залива.

В последние годы, как в нашей стране, так и за рубежом в областях материковых плейстоценовых оледенений выявлено широкое распространение хорошо выраженных в рельефе гляциопротрузионных форм в виде гляциокуполов, гляциовалов, гляциодаек и гляциодиапиров. Анализ приведенного материала позволяет рассматривать крупные дюны Куршской косы как инъективные формы рельефа. Возникновение их произошло в конце существования последнего ледникового покрова и во времени связано с омертвлением его части, занимавшей депрессию нынешнего Куршского залива. На контакте мертвого льда и продолжавшегося двигаться Балтийского ледового потока в толще льда возник правосторонний гляциотектонический разрыв, который нашел отражение в виде мощной зоны трещин (зона септы), в которые нагнетался песчаный материал, имевшийся на ледниковом ложе. При такой трактовке генезиса крупных "дюн" Куршской косы находят свое логичное объяснение пространственное их распространение, внутреннее строение, имеющиеся деформации моренного пласта и хорошая выраженность в рельефе, которая была обусловлена наличием ледяных бортов трещин. Отсюда возраст песков, образующих "дюны", несомненно, древнее, чем это постулировалось ранее. По нашим представлениям, их скорее всего можно коррелировать с дислоцированной мощной песчаной толщей, распространенной в береговом уступе Балтийского моря между мысом Таран и пос. Янтарный.

Изложенные представления о генезисе ядра Куршской косы, связанного с "залечиванием" возникших трещин в толще льда путем нагнетания в них песчаного материала из ледникового ложа, подтверждается пространственной приуроченностью косы к мощной субширотной зоне ледниковых дислокаций, известной вдоль южного побережья Балтики от Вентепилса до о-ва Моен в Дании. В этом отношении полоса крупных "дюн" Куршской косы представляет собой мощную гляциотектоническую структуру нагнетания.

Конечно, в пределах Куршской косы имеются также настоящие дюны. Их высота редко превышает 2—3 м, распространены они достаточно широко, и их возникновение связано с эоловыми процессами, разрушавшими и переотлагавшими ядро Куршской косы в послеледниковье. Эти процессы, а также



Принципиальная схема возникновения ядра Куршской косы
I, II — **стадии формирования**

морская абразия и аккумуляция в последующее время завершили в целом формирование современного морфологического облика Куршской косы. Таким образом, в строении Куршской косы выделяются две толщи: гляциотектонически образованное "ядро" и послеледниковые морские и эоловые отложения.

Принципиальная схема образования ядра Куршской косы показана на рисунке.

ABSTRACT

Analysis of the structure and distribution of giant dunes of Kurskaya Kosa suggests their glacio-tectonic nature. Kur — skaya Kosa is regarded as a glacio-tectonic bulge structure squeezed along a fracture zone within the glacial cap at the boundary between actively shifting and dead ice.

УДК 551.33(470.1)

Б.А. ГОРНОСТАЙ

ПРИТИМАНСКИЕ ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ

При детальном геологическом картировании отложений западного склона Северного Тимана и восточного борта Пешской впадины установлено значительное проявление здесь гляциодислокаций (рис. 1). Тиман на данной территории выделяется в современном рельефе в виде кряжа с абсолютными отметками 70—277 м. Восточный склон кряжа полого снижается к западу в сторону Пешской впадины, имеющей в пределах изученной площади абсолютные отметки 30—70 м. Восточный склон Тимана в приповерхностной части сложен крепкими литифицированными породами верхнего девона: песчаниками, алевролитами, аргиллитами от горизонтального до крутого залегания. В Пешской впадине дочетвертичные отложения представлены преимущественно рыхлыми или слабо уплотненными, горизонтально залегающими песчано-глинистыми отложениями мела, юры, триаса. Обнаженность девонских образований крайне скудная, а мезозойские отложения обнажаются только в отдельных выходах у сочленения Тимана и Пешской впадины. Мощность четвертичных отложений на склоне Тимана до 30 м, а в прилегающей части впадины до 108 м.

По данным бурения скважин[1], отдельным обнажениям и геофизическим исследованиям установлено, что ниже толщи верхнечетвертичных отложений, представленной верхневалдайской основной мореной и в меньшем объеме — морскими отложениями микулинского горизонта, залегает толща дислоцированных отложений плейстоцена, мела, юры, триаса. Дислоцированная толща подстилается горизонтально залегающими песчано-глинистыми отложениями верхней юры и нижнего мела и простирается в ССЗ направлении вдоль западного склона Тимана. Глубина залегания кровли толщи 20—50 м, вертикальная мощность — 50—100 м (максимальная 130 м), абсолютные отметки подошвы от 0 до 90 м, кровли — от 20 до 75 м, ширина в плане от 3 до 7 км, протяженность в пределах изученной площади 40 км, конфигурация в плане в виде слабовыпуклой к востоку дуги.

В среднем течении р. Безмошицы (приток р. Пеши), пересекающей толщу в направлении, близком к простиранию пород, в 17 выходах на протяжении 7 км обнажаются глины и алевриты колловея, оксфорда, кимериджа, волжского яруса, валанжина, в разной степени деформированные. Часты зеркала скольжения, встречаются зоны разрывных нарушений с перемятыми и перетертыми породами. В обнажениях на р. Суле (приток р. Мезени) наблюдаются антиклинальные складки. В большинстве обнажений простирание пород и зон нарушений СЗ 345—360°, падение к западу под углами 30—75°, иногда горизонтальное. В некоторых пунктах скважинами подтверждено крутое залегание и западное падение блоков мезозойских пород, обнажающихся в выходах. В двух обнажениях отмечается пласт осадочных окисно-карбонатных марганцевых

[1] На исследованной площади 800 км^2 пробурено 49 скважин глубиной до 50 м.

руд оксфорд-кимериджского возраста мощностью до 3 м. Пробуренные в непосредственной близости от обнажений скважины вскрывают ниже дислоцированной толщи горизонтальное, нормальное стратиграфическое залегание отложений келловея, оксфорда, кимериджа, волжского яруса, валанжина на глубинах до 240 м (рис. 2). Следовательно, в обнажениях данные отложения находятся не в коренном залегании. В 7 км ниже по течению р. Безмошицы в выходах с абсолютными отметками 50 м на протяжении 500 м обнажаются пестроцветные песчано-глинистые отложения триаса, тогда как в ближайших скважинах они залегают на абсолютных отметках –150 м, –180 м под горизонтально залегающими толщами мела и юры. Наличие триаса в обнажениях объясняется его отторженным и перемещенным положением.

Данные о строении дислоцированной толщи получены по керну скважин семи профилей, пробуренных вкрест ее простирания. В керне наблюдается чередование в разной степени деформированных пород (глин, алевролитов, песков, суглинков, супесей) и пород менее деформированных и сохранивших первичные текстуры. В глинах наблюдаются различно ориентированные мелкие зеркала скольжения, а также четко ориентированные плоскости разрывных нарушений с зеркалами скольжения и перетертыми породами. Во всех нарушениях штрихи на зеркалах скольжения направлены по падению их плоскостей. Иногда отмечаются замки мелких складок. В керне скважин разрывные нарушения наблюдаются через интервалы 8—30 м с углами падения до 70° в верхней части толщи, с постепенным уменьшением углов падения до 5° с увеличением глубины скважин. В верхней части подстилающих дислоцированную толщу мезозойских отложений очень редко наблюдаются отдельные пологие (0—10°) разрывные нарушения. По керну всех скважин, в том числе пробуренных непосредственно у сочленения впадины с Тиманом, где возможно наличие разломов, с увеличением глубины наблюдается постепенное затухание проявлений разрывной тектоники и дислоцированности пород. Это свидетельствует в пользу поверхностного источника дислокаций.

Дислоцированная толща, по данным бурения, отличается широким диапазоном возрастных и литологических типов пород. В составе толщи преобладают мезозойские отложения берриаса, валанжина, баррема, волжского яруса, оксфорда, кимериджа, представленные глинами, алевролитами, песками. В строении толщи широко участвуют также четвертичные отложения, представленные моренными валунными суглинками и супесями. В керне 11 скважин наблюдается налегание мезозойских отложений на четвертичные при вертикальной мощности первых до 130 м и вторых до 45 м. Кроме того, моренные суглинки наблюдаются в виде тектонических пакетов мощностью 0,2—1,0 м, разделяющих пластины мезозойских пород, с ясной наклонной ориентировкой под углами до 70°. Иногда вдоль нарушений, разделяющих блоки мезозойских пород, наблюдается затертый и растащенный моренный материал. По керну скважин часто отмечается налегание более древних мезозойских отложений на более молодые, например, кимериджа на берриас, волжского яруса на берриас, берриаса на валанжин, валанжина на готерив, что в ряде случаев подтверждено палеофаунистическими определениями. Слоистость мезозойских пород, там, где она сохранилась, — в большинстве случаев наклонная с падением в одном направ-

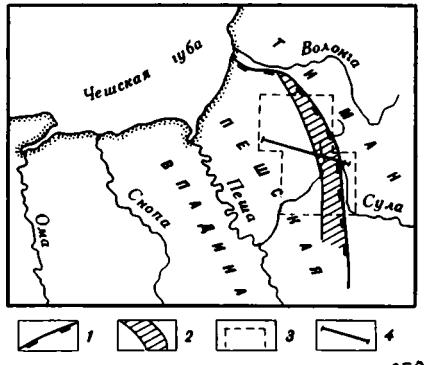


Рис. 1. Притиманские гляциодислокации

1 — граница Тимана и Печорской впадины; *2* — гляциотектонический аллохтон; *3* — площадь геологосъемочных работ; *4* — геологический разрез

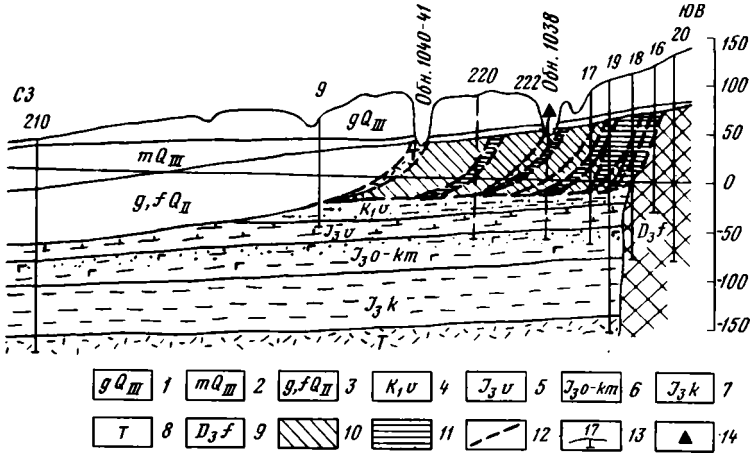


Рис. 2. Геологический разрез

1 — верхневалдайский горизонт, основная морена, валунные суглинки и супеси; *2* — микулинский горизонт, морские отложения, пески, глины; *3* — московский горизонт, основная морена, флювиогляциальные отложения; *4* — нижний мел, валанжинский ярус, алевриты, пески; *5* — верхняя юра, волжский ярус, известковые глины; *6* — верхняя юра, оксфордский и кимериджский ярусы, глины черные, пески глауконитовые; *7* — девон, келловейский ярус, глины с прослоями песков и алевритов; *8* — триасовая система, песчано-глинистые пестроцветные отложения; *9* — франский ярус, песчаники, алевролиты, аргиллиты; *10* — верхняя юра — нижний мел в отторженном залегании; *11* — четвертичные валунные суглинки и супеси в отторженном залегании; *12* — установленные гляциотектонические разрывные нарушения; *13* — скважины и их номера; *14* — рудопроявление марганца

лении, с разрывными нарушениями, разделяющими интервалы разновозрастных пород.

По данным детальных наземных геофизических работ, строение поверхности дислоцированной толщи характеризуется чередованием полос, слабо отличающихся по физическим свойствам, соответствующих породам различного состава. Простирание полос в физических полях северо-северо-западное, наклон к западу, т.е. их ориентировка, соответствует залеганию пластин мезозойских пород и разделяющих их разрывных нарушений, замеренному в обнажениях и подтвержденному скважинами. На современной поверхности в пределах полосы распространения дислоцированной толщи наблюдается слабовыраженный линейно-грядовой рельеф, хорошо дешифрирующийся на аэрофотоснимках.

Таким образом, полученный фактический материал позволяет интерпретировать дислоцированную толщу как аллохтон, состоящий из отторженных и перемещенных пластин-чешуй, налегающих друг на друга, скученных у поднятия Тиманского кряжа и разделяющихся гляциотектоническими разрывными нарушениями. Большинство пластин имеет наклонное залегание, совпадающее с общей ориентировкой аллохтона, ССЗ простирание и падение к западу. Пластины в торцах, выходящих на домикулинскую поверхность, залегают круто (до 70°), выполаживаясь с глубиной. В южной части исследованной площади профилем скважин вскрыта пластина нижнемеловых глин мощностью 20—45 м, подстилающаяся моренными суглинками и наклоненная к западу под углом не более 5°. В составе аллохтона чередуются пластины глин и песков раннемелового возраста, в меньшем количестве — четвертичных суглинков, юрских глин и триасовых пестроцветных отложений. Отмечается некоторая тенденция удревнения пластин с востока на запад. Так, максимальное скопление пластин четвертичных пород отмечено вдоль восточной границы, близ прилегания аллохтона к Тиману, а наиболее древние триасовые отложения отмечены только вдоль западного склона аллохтона. Судя по наклону пластин, слагающих аллохтон,

они перемещены с запада на восток (Левков, 1980). Это подтверждается местоположением коренных выходов пород, слагающих отторженные пластины. Так, ближайшие выходы на поверхность пестроцветных отложений триаса в коренном залегании расположены в 40—50 км к западу.

К западу от дислоцированной толщи аллохтона в основной морене московского горизонта, по данным бурения скважин, среди валунных суглинков наблюдаются разобщенные чешуи мела, триаса, кимериджа мощностью 1 до 20 м, наклоненные под углом 50—60° и ограниченные притертыми поверхностями. Отложения кимериджа в коренном залегании выходят на дочетвертичную поверхность в 30 км к западу. Перемещение с запада на восток блоков мезозойских пород, слагающих аллохтон у западного склона Тимана и заключенных в основной морене к западу от Тимана, согласуется с направлением движения московского ледника (Лавров, 1982; Потапенко, Никифорова, 1982). Блоки глин, алевритов, мергелей, песков, суглинков, супесей, по-видимому, были отторгнуты ледником от его ложа, в разной степени деформированы, перемещены в восточном направлении и сгружены у естественного морфологического препятствия — Тиманского кряжа. Пластины отторженных пород при перемещении постепенно воздымались по внутриледниковым склонам (Лаврушин, 1976), что подтверждается крутым залеганием их торцов, а также наличием очень пологих крупных пластин. Отторжению блоков пород благоприятствовал наклон восточного склона Пешской впадины в западном направлении навстречу движению московского ледника (Левков, 1980).

Отдельные блоки мезозойских пород вынесены на Тиманский кряж (верховья р. Прищатиница, р. Лямчина). Палеозойские, более крепкие литифицированные породы на кряже также подвержены гляциодислокациям. Так, по р. Травянке в обнажениях и по скважине отмечается блок перемещенных девонских пород протяженностью более 3 км, подстилающийся четвертичными отложениями. Вблизи сопки Краска-Мыльк также наблюдаются девонские отложения, надвинутые на четвертичные отложения. В пределах Тимана между двумя блоками пермских и девонских пород наблюдается пачка валунных суглинков основной морены.

Выявление притиманских гляциодислокаций на исследованной площади дает один из критериев для нового подхода к направлению геологопоисковых работ в Пешской впадине, и в частности для поисков осадочных марганцевых руд позднеюрского возраста, участвующих в строении аллохтона.

ABSTRACT

A major glacial-tectonic allochthone has been acknowledged in northern part of the West Timan region showing a typical steeply dipping imbricate structure composed by Mesozoic and Quaternary rocks. During the Moscow glaciation the allochthone has been displaced eastward.

ЛИТЕРАТУРА

Лавров А.С. Печорская низменность. // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 101—103.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 236 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника. 1980. 277 с.

Потапенко Л.М., Никифорова Л.Д. Западное Притиманье // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 97—100.

УДК 569.61+561.01+550.93(571.6—18)

А.В. ЛОЖКИН

К ВОПРОСУ О КОМПЛЕКСНОМ ПОДХОДЕ К ИЗУЧЕНИЮ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ МАМОНТОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

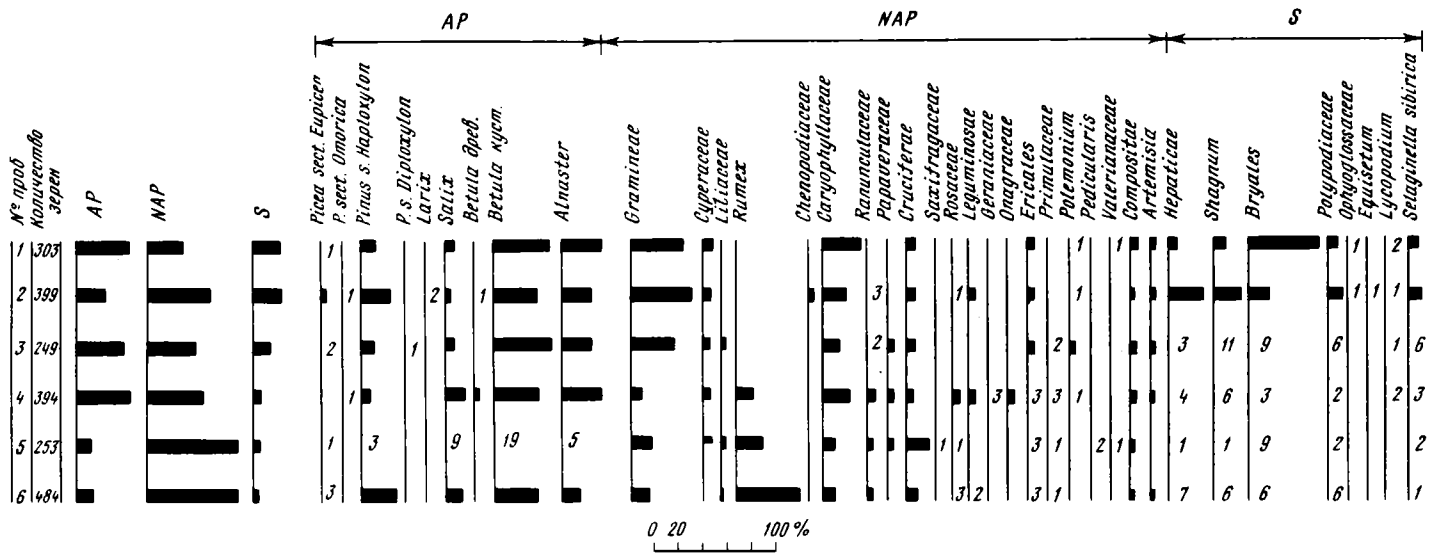
Комплексное изучение месторождений мамонтов и мамонтовой фауны на Северо-Востоке СССР нередко дает значительный материал для понимания истории развития растительного покрова и климатов региона в позднем плейстоцене. Широкое использование в этих исследованиях палинологического анализа, особенно для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций в течение ледниковых интервалов, подразумевает изучение пыльцевого дождя над современной арктической тундрой и гербарные сборы.

Такие комплексные исследования были выполнены в связи с находкой мамонта на южном берегу о-ва Большого Ляховского. Мамонт был обнаружен в 57 км к западу от мыса Шалаурова в отложениях едомной свиты, представленных пылеватыми супесями, содержащими повторно-жильные льды и прослои разнозернистых песков. Эти отложения, вскрытые в береговых обрывах вдоль пролива Дмитрия Лаптева на протяжении нескольких километров, участками залегают на песчаниках и кристаллических сланцах протерозоя, но в месте находки мамонта нижняя граница едомной свиты расположена под уровнем моря. Мощность отложений, судя по отметкам поверхности едомы, может достигать 25—30 м. Сравнительно ровная поверхность едомы характеризуется скрытополигональным микрорельефом, но вблизи берега она расчленена термоэрозионными и термокарстовыми процессами с образованием оврагов и столбообразных останцов — ядер жильных полигонов (байджарахов), ярусами спускающихся к морю. Небольшие реки, пересекающие едому, образуют узкие долины с крутыми бортами.

Растительность южного побережья о-ва Большого Ляховского — типичная арктическая тундра. В весьма бедном в видовом отношении растительном покрове преобладают Alopecurus alpinus Smith., Poa alpigena (Fr.) Lindm, на песчаных грунтах — Papaver radicatum Rottb., на заболоченных участках и по берегам ручьев встречаются Ranunculus hyporboreus Rottb., R. nivalis L., R. pygmaeus Wahlb., R. Sabinii R.Br., Rumex graminifolius Lamb., а на склонах едомы и на днищах оврагов — Oxirya digina (L.) Hill., Cerastium Beeringiananum Cham. et Schlecht., Potentilla uniflora Ldb., Cochlearia arctica Schlechtd., Cardamine bellidifolia L., Saxifraga nivalis L., S. cernua L., S. caespitosa L. Довольно обильны в растительном покрове ивы, но представлены они исключительно мелкими стелющимися формами Salix nummularia Anderss., S. polaris Whlb. Мхи принадлежат Drepanocladus, Scorpidium.

Представление о современном пыльцевом дожде в районе находки мамонта основано на нескольких палинологических пробах, отобранных вдоль побережья пролива Дмитрия Лаптева (рисунок).

Пробы 1—4, взятые на поверхности едомы, содержат заметное количество пыльцы деревьев и кустарников, принесенной ветром из дальних источников. Содержание такой пыльцы может достигать 24—46% от суммы пыльцы и спор, собираемых на поверхности тундры. Пыльца единственного представителя кустарничковой растительности ивы присутствует в субфоссильных спорово-пыльцевых спектрах в количестве не более 18%, а доминирующая в группе пыльцы древесных и кустарниковых растений пыльца кустарниковых берез (до 50% от всей пыльцы этой группы) перенесена ветром на расстояние не менее 150 км. Отдельные экземпляры ольховника (Alnaster fruticosus) встречаются в верховьях рек, берущих начало с отрогов Полоусного кряжа (250 км от о-ва Большого



Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры южного побережья о-ва Большого Ляховского

Цифры на диаграмме — количество микрозерен. *AP* — пыльца группы древесных и кустарниковых растений; *NAP* — пыльца группы трав и кустарничков; *S* — группа спор

Ляховского); северная граница кедрового стланика проходит южнее острова примерно в 500 км, а северная граница лиственницы Каяндера — 600 км, граница елей из секции Eupicea — 750 км, из секции Omorica — 1750 км, сосны лесной — 1000 км.

В защищенных от ветра участках (пробы 5 и 6) содержание пыльцы кустарников и деревьев существенно меньше (16%), и в этих пробах резко возрастает количество пыльцы травянистых растений (до 85%), но в отличие от проб, взятых на открытых участках тундры, в которых в группе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца злаковых, в этих пробах более многочисленна пыльца щавеля и крестоцветных.

Большое количество в субфоссильных спектрах арктической тундры заносной пыльцы вызывает серьезные трудности в использовании пыльцевого анализа для интерпретации растительного покрова позднего плейстоцена и голоцена арктических районов. Нетрудно заметить, что субфоссильные спорово-пыльцевые спектры могут совершенно не отражать растительный покров арктической тундры. Поэтому, реконструируя по данным спорово-пыльцевых спектров, содержащих чрезвычайно малое количество пыльцы кустарниковых растений, растительность для холодных эпох плейстоцена, следует, очевидно, полагать, что безлесные пространства в такие интервалы занимали весьма значительные территории. По крайней мере есть все основания считать, что в период максимума последнего позднеплейстоценового оледенения (получившего в Сибири название сартанского) тундровые сообщества занимали практически полностью всю территорию Северо-Востока СССР, оттесняя элементы колымской лесной флоры в рефугиумы в глубоких речных долинах.

Части скелета мамонта с сохранившимися мягкими тканями, шкура с волосяным покровом приурочены к осадкам нижнего яруса байджарахов, поднятых на высоту до 4—6 м над уровнем моря. В этих осадках также найдены кости бизонов, лошадей, северных оленей. В основании разреза рыхлых отложений прослеживается слой (20—30 см) крупно- и среднезернистого песка, перекрытого буровато-серыми тонкослоистыми супесями с многочисленными прослойками (до 10—15 см) разнозернистого песка с хорошо выраженной горизонтальной и косой слоистостью, а также прослоями (1—2 см) черных супесей и суглинков с обилием мелких растительных остатков. Слой с остатками фауны мамонтового комплекса — буровато-серые супеси с примесью мелкозернистого песка и с прослоями разнозернистых песков — достигает мощности 0,5—0,7 м; подошва его расположена в 1,2 м над уровнем моря. Таким образом, литологическое строение разреза скорее всего свидетельствует об участии в формировании отложений флювиальных потоков.

Для радиоуглеродного датирования была использована кожа мамонта, сохранившая весьма свежий вид в мерзлых осадках. Как показал опыт по датированию ископаемых млекопитающих по мягким тканям (Трумпе, 1987), кожа является весьма надежным материалом благодаря малой проницаемости для растворов и устойчивости к процессам минерального замещения. Полученные датировки 32100±900 л.н. (МАГ-316) и 32030±1170 л.н. (МАГ-316А) отвечают коноцельскому похолоданию Сибири (Кинд, 1974), следы которого устанавливаются также на Северо-Востоке СССР (Каплина, Ложкин, 1982; Овандер и др., 1987).

Спорово-пыльцевые спектры, установленные в отложениях, для которых на территории Яно-Колымской низменности получены радиоуглеродные датировки 33—30 тыс. л.н., как правило, характеризуются высоким содержанием пыльцы травянистых растений, среди которой обычно доминирует пыльца злаковых, осоковых, полыни, маревых; иногда многочисленны споры, принадлежащие в основном зеленым мхам. В частности, на пыльцевой диаграмме разреза едомной свиты в долине р. Керемесит пик пыльцы травянистых растений, среди

которой подавляющее количество зерен продуцировано полынью и злаками, датирован 30000±600 л.н. (МАГ-660) (Овандер и др., 1987). Сравнение таких спорово-пыльцевых спектров с рассмотренными здесь субфоссильными спектрами может, очевидно, свидетельствовать о том, что ареал кустарниковых представителей колымской флоры в конощельское похолодание был значительно удален от района современного побережья Восточно-Сибирского моря. Активный рост повторно-жильных льдов, связанный с этим похолоданием, сменяется их заметной перестройкой в течение последующего потепления — второго максимума тепла в каргинский интервал (Каплина, Ложкин, 1982).

ABSTRACT

An importance of a complex study of the mammoth fauna occurrences for paleoecologic and paleoclimatic reconstuctions is shown on the examle of the mammoth find on the southern coast of Great Liakhov Is. (New Siberian Archipelago). The mammoth remnants (skeleton parts, a hide with hair) were found in the Yedoma Formation deposits with a high ice content. Radiocarbon age of the mammoth death is 32,000 B.P. The complex study of the occurrence included herbarium collections and an analysis of subfossil pollen spectra which showed essential differences between the plant cover of the present-day arctic tundra and the composition of the pollen rain falling onto its surface.

ЛИТЕРАТУРА

Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст "ледового комплекса" Приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. N 2. С. 84—95.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Овандер М.Г., Ложкин А.В., Башлавин Д.К., Жигулевцева С.Н. Палеогеографическая обстановка времени формирования едомной свиты Яно-Индигирской низменности // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан, 1987. С. 119—134.

Трумпе М.А. Опыт радиоуглеродного датирования мягких тканей мамонта // Методы изотопной геологии. М., 1987. Ч. II. С. 293—295.

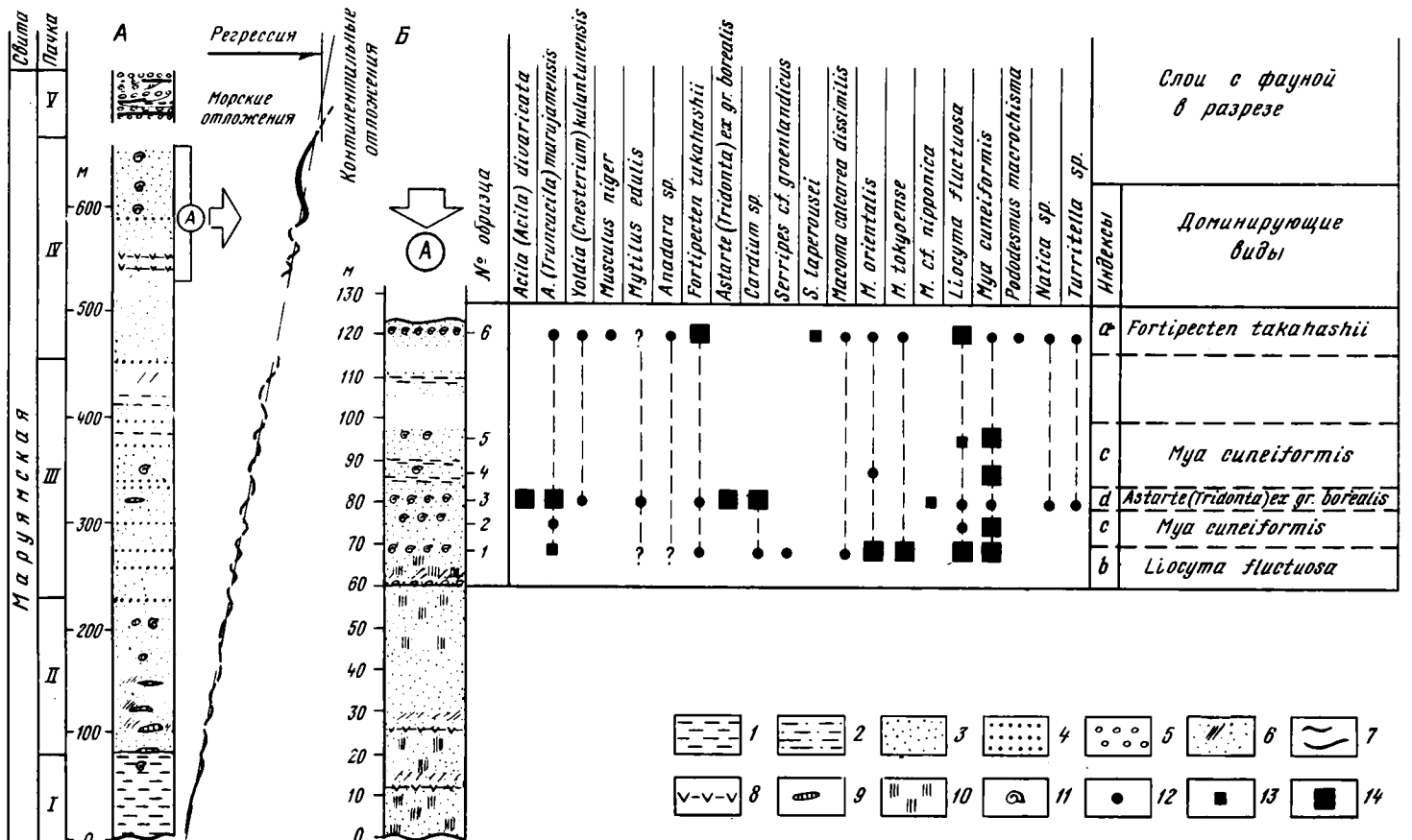
УДК 564.143:551.782.23

А.Э. БАСИЛЯН, К.Б. БАРИНОВ

О СОВМЕСТНОМ НАХОЖДЕНИИ FORTIPECTEN TAKAHASHII И ASTARTE (TRIDONTA) EX GR. BOREALIS В ПЛИОЦЕНЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА

К настоящему опубликовано немало работ, посвященных систематическому описанию и распространению малакофауны в кайнозое Дальнего Востока СССР. Эти работы, как правило, основаны на "валовых" сборах моллюсков, комплексы которых характеризовали свиты или крупные литологически однородные их части. При этом литологический принцип расчленения разрезов являлся ведущим, а изучение малакофауны производилось без тщательного палеоэкологического анализа. Подобный традиционный подход даже при региональных корреляциях разрезов часто приводил к ошибочным построениям.

Моллюски, чутко реагирующие на изменения окружающей среды (колебания уровня моря, изменение солености и пр.), позволяют с большой разрешающей способностью расчленять пестрофациальные толщи. Однако корреляции разрезов, проводимые по комплексам моллюсков, порою противоречат данным по планктону. Широкое же использование палеоэкологического анализа при изучении


Свита
Пачка
Маруямская
V
IV
III
II
I
А
Регрессия
Морские отложения
Континентальные отложения
Б
м
600
500
400
300
200
100
0
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
№ обрыза
Acila (Acila) divaricata
A. (Truncacila) marujamensis
Yoldia (Cnesterium) kulumtunensis
Musculus niger
Mytilus edulis
Anadara sp.
Fortipecten takahashii
Astarte (Tridonta) ex gr. borealis
Cardium sp.
Serripes cf. groenlandicus
S. laperousei
Macoma calcarea dissimilis
M. orientalis
M. tokyoense
M. cf. nipponica
Liocyma fluctuosa
Mya cuneiformis
Pododesmus macrochisma
Natica sp.
Turritella sp.
Слои с фауной в разрезе
Индексы
Доминирующие виды
a Fortipecten takahashii
c Mya cuneiformis
d Astarte (Tridonta) ex gr. borealis
c Mya cuneiformis
b Liocyma fluctuosa

малакофауны позволит значительно уточнить геологическую историю одного из наиболее сложных регионов — зоны перехода от океана к континенту.

На современном уровне изученности в плиоцене уверенно выделяются два крупных этапа в развитии малакофауны: ранний, получивший развитие во время климатического оптимума, и более поздний, совпадающий с относительным похолоданием в позднем плиоцене и широким расселением в северо-западной части Тихого океана представителей рода Astarte (Гладенков и др., 1982; Гладенков, 1988). Однако, несмотря на всю очевидность этой последовательности и выраженности ее на значительной территории от Северной Японии до Камчатки и Аляски, характер смены этих фаун до конца не ясен. В частности, не совсем понятно "поведение" в плиоценовых разрезах родов Fortipecten и Astarte, принадлежащих к экологически различным типам фауны. Так, в Северной Японии относительно "холодная" фауна с Fortipecten takahashii Yok. коррелирует с "холодной" ранней фауной омма—мангандзи, в состав которой входят представители рода Astarte (Ogasawara, 1986). В северных широтах на о-ве Карагинский (Восточная Камчатка), где фауна с Fortipecten takahashii Yok. считается сравнительно "теплой", заключающие ее отложения подстилают слои с разнообразными Astarte (Гладенков и др., 1982). В работах по стратиграфии о-ва Сахалин в списках фауны, характеризующих отложения маруямской и помырской свит, Fortipecten takahashii и Astarte отмечаются совместно (Криштофович, 1964; Жидкова и др., 1968).

Для выяснения причин совместного нахождения относительно тепловодных (Fortipecten takahashii) и холодноводных (Astarte) элементов малакофауны в 1988 г. были исследованы разрезы маруямской свиты. Послойно изучался систематический состав фауны в разрезах на восточном берегу п-ова Крильон, по рекам Урюм и Бачинская, в Макаровском районе, по р. Малый Такой. В долине последней находится стратотипический разрез свиты. Один из наиболее полных разрезов маруямской свиты расположен на р. Урюм. Здесь вскрывается мощная (свыше 700 м) толща, залегающая на кремнистых аргиллитах курасийской свиты. В нижней части отложения маруямской свиты представлены кремнистыми туфодиатомитами с Nuculana majamraphensis (Khom.) вверх постепенно переходящими в туфопесчаники с конкрециями, с Megayoldia thraciaeformis (Storer), Conchocelle disjuncta Gabb. Phacoides sp. и др., которые выше по разрезу сменяются туфопесчаниками с прослоями гравелитов, с Acila (Truncacila) marujamensis Ilyina, Liocyma fluctuosa (Gould) и др. Еще выше залегают более рыхлые туфопесчаники с прослоями пепловых туфов и конгломератов, где найдены остатки Fortipecten takahashii, Astarte (Tridonta) ex gr. borealis Shumacher и др., которые перекрываются конгломератами с прослоями суглинков и лигнитов (рис. 1).

Особое внимание было уделено верхней части разреза — толще туфопесчаников, которая вскрывается по левому берегу р. Урюм (1,5—2,0 км на запад от устья). Здесь обнажается более чем 100-метровая толща рыхловатых зеленовато-серых песчаников, которая имеет двучленное строение. Нижняя пачка (60 м) представляет собой ритмичное переслаивание сильно биотурбированных разнозернистых зеленовато-голубовато-серых туфопесчаников с двумя прослоями (на уровнях 12 и 26 м от подошвы) пепловых туфов и прослоями рыхлых гравелитовых песков, иногда с рассеянной галькой (отстатки моллюсков практически отсутствуют). Верхняя пачка (около 65 м) отличается менее контрастным

←

Рис. 1. Отложения маруямской свиты в разрезе по р. Урюм (*А*) и распространение моллюсков в части разреза (*Б*)

1 — кремнистые туфодиатомиты; *2* — песчанистые туфоалевролиты; *3* — туфопесчаники; *4* — гравелиты; *5* — конгломераты; *6* — косая слоистость; *7* — лигнит; *8* — пепловые туфы; *9* — конкреции; *10* — биотурбации; *11* — остатки моллюсков: *12* — редко (до 5 шт.); *13* — много (до 20 шт.); *14* — скопление (более 20 шт.)

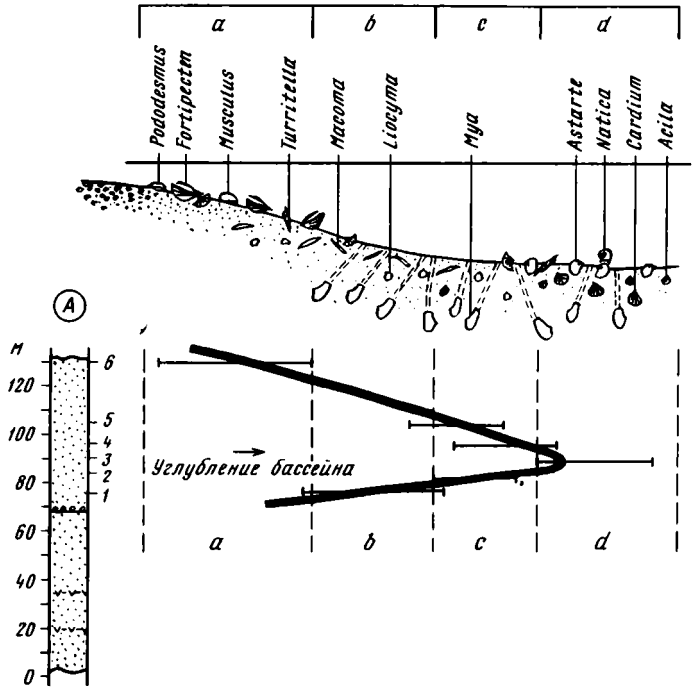


Рис. 2. Результаты палеоэкологического анализа

переслаиванием слагающих ее песчаников средне-, мелкозернистых, рыхловатых, зеленовато-серых, иногда серо-голубых с прослоями сильнопесчанистых алевролитов в средней части и мелкообломочного косослоистого конгломерата (до 1 м) в подошве. В этой части разреза встречено большое количество остатков моллюсков удовлетворительной сохранности: Acila (Acila) divaricata (Hinds), A. (Truncacila) marujamensis Ilyina, Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis Slodkewitsch, Musculus niger (Gray), Mytilus edulis Linne, Anadara sp., Fortipecten takahashii Yokoyama, Astarte (Tridonta) ex gr. borealis Schumacher, Cardium sp., Serripes cf. groenlandicus (Bruguiere), S. laperousei (Deshayes), Macoma calcarea dissimilis (Martens), M. orientalis Scarlato, M. tokyoense Makijama, M. cf nipponica (Tokunaga), Liocyma fluctuosa (Gould), Mya cuneiformis (Böhm), Pododesmus macrochisma (Deshayes), Natica sp., Turritella sp., послойное распространение которых показано на рис. 1,*Б*.

Указанные выше виды, за редким исключением, "проходящие", т.е. присутствуют практически на всех уровнях в разрезе. При послойном же анализе выделяются три довольно представительных комплекса видов, встреченных в разрезе массовыми скоплениями. Последовательность комплексов преобладающих видов, которая отражает этапы развития бассейна, выглядит следующим образом (снизу вверх): 1) Liocyma fluctuosa, Macoma orientalis, M. tokyoensis, Mya cuneiformis; 2) Astarte (Tridonta) ex gr. borealis, Acila (Acila) divaricata, A. (Truncacula) marujamensis, Cardium sp.; 3) Fortipecten takahashii, Liocyma fluctuosa. Отложения, заключающие эти комплексы, разделены прослоями с Mya cuneiformis.

Основную часть выделенных комплексов составляют ныне живущие виды, что позволяет проследить закономерность их распространения в современных морях. В заливе Посьет при оценке вертикального распределения моллюсков установлены изменения в их биогеографическом составе, зависящие от температурного режима придонных вод (Голиков, Скарлато, 1967). Так, в мелко-

водных частях залива до глубины 40 м основную часть фауны моллюсков составляют южнобореальные и субтропические виды, а на глубинах свыше 60 м широко распространенные бореальные и арктическо-бореальные виды. Отличия, выявленные при анализе состава ископаемых комплексов (присутствие в первом и третьем комплексах субтропических и южнобореальных элементов, а во втором — арктическо-бореальных на фоне широко распространенных бореальных видов), свидетельствуют о незначительном колебании глубины бассейна на фоне общей регрессии (рис. 2). Из анализа сопутствующих видов и вмещающих пород можно предположить, что Fortipecten takahashii приурочен к отложениям узкой части верхней сублиторали, где температура придонной воды была несколько выше, чем в местах обитания астарт. Аналогичная картина наблюдается в настоящее время в южнобореальных морях, где астарты не поднимаются выше 50 м, а массовые скопления пектинид отмечаются в верхней части сублиторали (Скарлато, 1981). Такая зависимость, видимо, и объясняет появление скоплений Fortipecten takahashii в наиболее мелководных фациях разреза р. Урюм, стратиграфически выше скоплений Astarte (Tridonta) ex gr. borealis, приуроченных к трансгрессивной части ритма.

Из анализа литературных материалов и приведенных данных следует, что с момента появления в средней части плиоцена бореально-арктических Astarte в Тихом океане представители этого рода обитали одновременно с существовавшими с раннего плиоцена Fortipecten takahashii на различных глубинах, что и обусловливает их приуроченность к различным частям трансгрессивно-регрессивных ритмов.

Таким образом, традиционное сопоставление разрезов различных регионов по первому появлению в них остатков Fortipecten takahashii без учета палеоэкологического анализа фауны из каждого конкретного разреза может привести к ошибкам в корреляции даже близко расположенных разрезов.

ABSTRACT

The carried out paleoecological investigations permitted to discover Fortipecten takahashii and Astarte (Tridonta) ex gr. borealis occurring together in one of the sections of Pliocene sediments in South Sakhalin and made evident that the formation of biocenoisis comprising these mollusks went at different depths.

The results of these investigations in combination with the data on stratigraphic distribution of these species obtained from literature enables us to compare the Fortipecten takahashii biofacies with the Pliocene upper part.

ЛИТЕРАТУРА

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с.

Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 62—65.

Голиков А.Н., Скарлато О.А. Моллюски залива Посьет (Японское море) и их экология // Моллюски и их роль в биоценозах и формировании фаун. Л.: Наука, 1967. С. 5—154.

Жидкова Л.С., Кузина Н.Н., Лаутеншлегор Г.Ф., Попова Л.А. Атлас моллюсков верхнего миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 179 с.

Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 343 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 232).

Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 480 с.

Ogasawara K. Notes on origin and migration of the Omma-Manganzian fauna, Japan // Palaeontol. Soc. Jap. S.P. 1986. N 29. P. 227—244.

УДК 621.039.86+551.21

С.Н. ЛИТАСОВА

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПЕПЛОВ КРУПНЕЙШИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ В ГОЛОЦЕНЕ ПО РАЗЛИЧНОМУ ОРГАНИЧЕСКОМУ МАТЕРИАЛУ

Одной из важнейших задач радиоуглеродного датирования на Камчатке является определение возраста маркирующих прослоев пеплов, связанных с крупнейшими эксплозивными извержениями вулканов в голоцене. Пеплы крупнейших извержений могут переноситься на большие расстояния, покрывая обширные площади — сотни тысяч и даже миллионы квадратных километров. Поскольку выпадение пепла на земную поверхность происходит геологически мгновенно, то пеплы эксплозивных извержений вулканов можно считать озохронными образованиями, выделять их в качестве маркирующих горизонтов и использовать для различных стратиграфических целей. Важнейшее значение при этом имеет радиоуглеродное датирование таких горизонтов. Это позволяет определять возраст крупнейших извержений, а также использовать затем сами пепловые горизонты для датирования и корреляции различных типов отложений и форм рельефа, археологических объектов и других целей.

Идентификация и сопоставление пеплов на различном удалении от центра извержения проводятся методом непосредственного прослеживания их от разреза к разрезу. Коррелируют пепловые горизонты по положению в разрезе, мощности слоя, цвету. Правильность проведенной корреляции подтверждается изучением вещественного состава с применением количественно-минерального, гранулометрического и химического анализов.

Изучение маркирующих горизонтов пеплов оказывается прекрасным способом оценки достоверности радиоуглеродного датирования, так как появляется возможность сопоставлять даты, полученные под или над одним и тем же горизонтом в разрезах, удаленных друг от друга на десятки и сотни километра. В качестве примера ^{14}C-датирования таких горизонтов рассмотрено определение возраста прослоев тефры, связанных с крупными экспозивными извержениями в голоцене вулканов Опала и Шивелуч.

ПЕПЕЛ ВУЛКАНА ОПАЛА ИЗВЕРЖЕНИЯ 1500 л.н.

Стратовулкан Опала расположен в северной части кальдеры позднеплейстоценового возраста, имеющей размер 13×15 км. На подножии юго-восточного склона вулкана находится крупный кратер — Бараний амфитеатр. Размер этой воронки взрыва 1,3×2,0 км, стенки сложены пеплово-пемзовыми отложениями риолитового состава. Тефра, которая связана с образованием Бараньего амфитеатра, покрыла обширные площади Южной и Восточной Камчатки. Пепловый горизонт (индекс ОП) достаточно надежно идентифицируется благодаря положению в верхней части разрезов и присутствию в нем биотита, что отличает его от других горизонтов тефры. Впервые на принадлежность этого маркирующего горизонта вулкану Опала указал И.В. Мелекесцев (Мелекесцев, Кирьянов, 1984). Главная масса изверженной тефры выпала к юго-востоку от вулкана — на побережье Тихого океана в 75 км от вулкана мощность пеплового горизонта составляет 12 см. Кроме того, пепел этого извержения распространился далеко на северо-восток; мощность его превышает 1 м вблизи вулкана Опала, затем уменьшается до 2 см в районе г. Петропавловска-Камчатского (110 км от вулкана) и до 0,5 см в районе Кроноцкого озера (более 300 км от вулкана).

Для ^{14}C-датирования под горизонтом пепла и над ним отобран различный

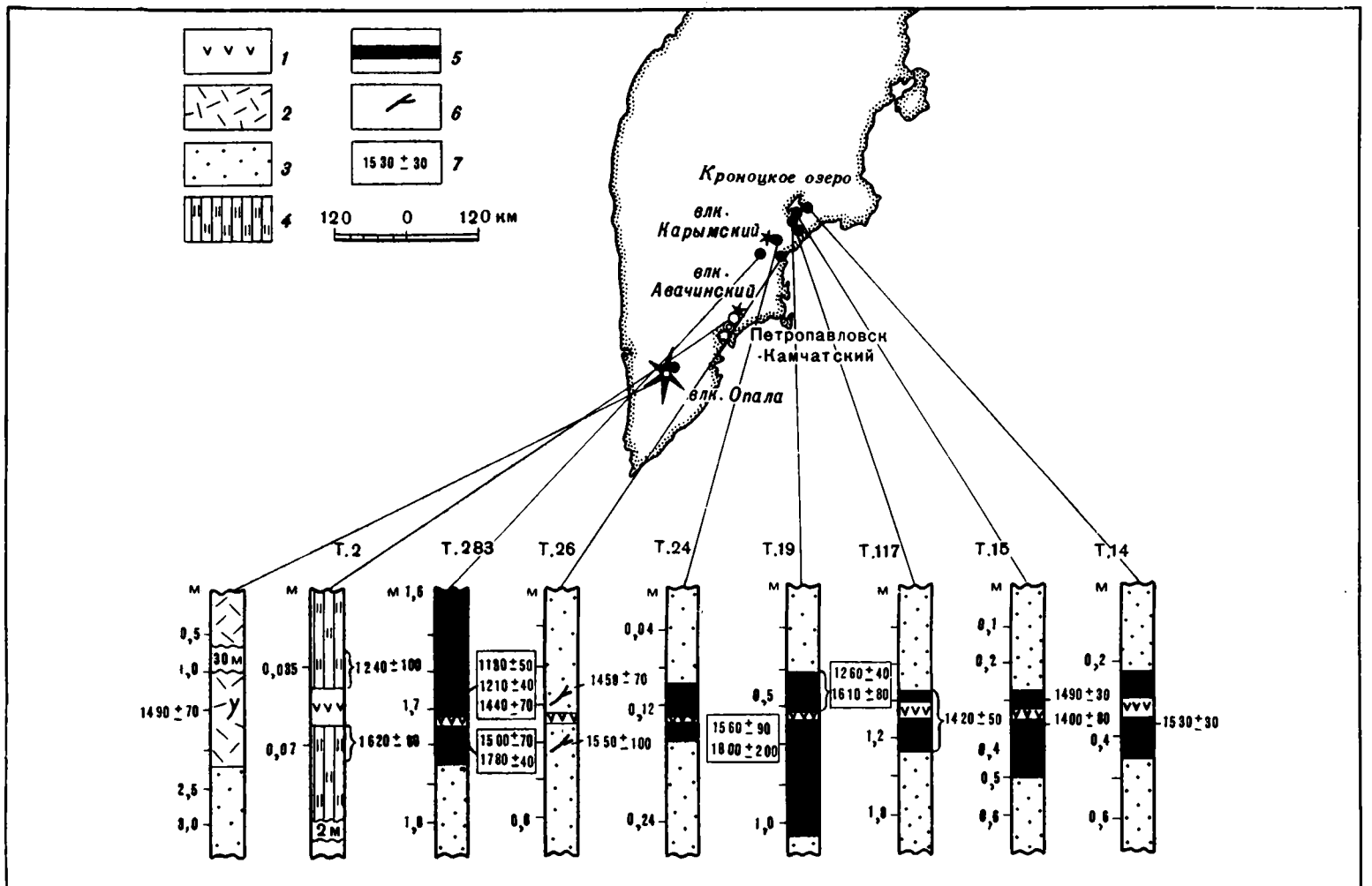
органический материал. На рис. 1 представлено 9 разрезов с радиоуглеродными датировками, полученными по углю, древесине, погребенным почвам и торфу. Непосредственно на вулкане Опала получена дата 1490±70 по древесине из подошвы пирокластических отложений кратера Бараний амфитеатр, которая наиболее надежно указывает на время катастрофического взрыва. Материал, датированный по ^{14}C, представляется синхронным извержению, так как это была древесная растительность (веточки) возрастом 30—40 лет, захороненная на месте произрастания. Аналогичный возраст 1450±70 и 1550±100 получен по древесным углям, взятым над и под пеплом в разрезе близ пос. Жупаново (т.26) в 250 км от центра извержения. Пепел вулкана Опала залегает здесь в культурном слое первобытной стоянки, который датируется таким образом в 1500 лет (Брайцева и др., 1983).

Основная серия дат получена по погребенным почвам. Из них в трех разрезах (т. 283, 24, 19) датировались отдельные щелочные вытяжки холодного (I) и горячего (II и III) извлечения органических компонентов почвы — гуминовых кислот. Крайние значения дат (самая молодая и самая древняя) предположительно определяют начало и конец формирования почвы, т.е. фиксируют время вулканического события, прервавшего или приостановившего почвообразовательный процесс. На вулкане Карымский (т. 283) в 215 км от вулкана Опала пепел ОП лежит в гумусированной супеси четким полусантиметровым прослоем. По подстилающей почве мощность 2 см получены даты $1780\pm40_{II+III}$ и $1500\pm80_{I}$. Мощность верхнего слоя почвы 12 см; анализировалась ее нижняя часть, лежащая непосредственно на горизонте пепла — $1440\pm100_{II}$, $1210\pm40_{I}$ и $1130\pm50_{III}$. Самая древняя из кроющей почвы и самая молодая из подстилающей почвы даты 1440±100 и 1500±80 надежно определяют время извержения и указывают на то, что выпадение пеплового слоя небольшой мощности практически не прерывает процесс почвообразования. Аналогичные даты $1800\pm200_{I}$ и $1560\pm90_{III}$ по подстилающему горизонту почвы получены в т. 24 в 60 км от предыдущей. А примерно в 300 км от места извержения, где пепел превращается в незначительный прослой (2 мм), даты из почвы подстилающей и перекрывающей его по образцам из разрезов, расположенных в 15—20 км друг от друга (т. 14 и 15), дали возраст порядка 1500 лет. Даты по торфу (1620±80 и 1240±100) из разреза в районе г. Петропавловска-Камчатского (т. 2), учитывая быстроту накопления торфа, также не противоречат этому возрасту. Судя по "молодой" датировке над горизонтом пепла (мощность 2 см), его выпадение здесь на время приостановило развитие торфяника. Несколько задревненными представляются даты под слоем ОП мощностью 0,5 см из почвы, отобранной в кальдере Узон на борту озера Центрального (т. 19) — $1610\pm80_{I}$ и $1260\pm40_{II+III}$. Это, возможно, связано с тем, что растительность, участвовавшая в процессе почвообразования, поглощала в процессе фотосинтеза "мертвую", т.е. лишенную изотопа ^{14}C, углекислоту из газовыделений внутри самой кальдеры.

Таким образом, рассмотренный материал дает возможность заключить; 1) даты показывают хорошую сходимость в разрезах, удаленных друг от друга на значительные расстояния; 2) даты практически идентичны по различному материалу: углям, почвам и торфу.

ПЕПЕЛ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ ИЗВЕРЖЕНИЯ 2000 л.н.

Вулкан Шивелуч, расположенный в Центральной Камчатской депрессии, начал формироваться в позднем плейстоцене. Современная вулканическая активность связана с молодым Шивелучем, который представляет собой вулканический массив, образованный из множества слившихся между собой экструзивных куполов. Характерной особенностью его деятельности являются мощные катастрофические взрывы, в результате которых происходит выброс пирокластики. Некоторые


1
2
3
4
5
6
7
1530 ± 30
120 0 120 км
Кроноцкое озеро
влк. Карымский
влк. Авачинский
Петропавловск -Камчатский
влк. Опала
Т.2
Т.283
Т.26
Т.24
Т.19
Т.117
Т.15
Т.14
м
1490 ± 70
30 м
0,035
1240 ± 100
0,07
1620 ± 100
2 м
1,6
1,7
1180 ± 50
1210 ± 40
1440 ± 70
1500 ± 70
1780 ± 40
1459 ± 70
1550 ± 100
0,04
0,12
0,24
1560 ± 90
1800 ± 200
1260 ± 40
1610 ± 80
1420 ± 50
1490 ± 30
1400 ± 80
1530 ± 30

пеплы катастрофических извержений в интервале 7500—1000 л.н., распространившиеся к югу от центра извержения на сотни километров, являются прекрасными маркирующими горизонтами (Брайцева и др., 1985). В эталонном разрезе г. Ключи выделено 7 горизонтов шивелучских пеплов (Брайцева и др., 1984). Пепел с индексом III_4 распространился к югу от г. Ключи, где его мощность составляет 9 см, и зафиксирован в 225 км от вулкана Шивелуч в районе озера Кроноцкого, уменьшив свою мощность до 1 см.

Возраст пепла III_4 установлен радиоуглеродным датированием различного органического материала, отобранного в разно удаленных точках под и над слоем пепла. Угли из пирокластического потока, связанного с этим извержением, дали возраст 2220±40 в т. 19, 13 (рис. 2). По углям, взятым на расстоянии более 100 км от вулкана в разрезах пос. Козыревск и Толбачинского дола (т. 49, 1—4, 183), получены даты 2040±40, 2060±50 и 2070±120, указывающие на одновременную гибель древесной растительности, возможно, вследствие выпадения пепла III_4 и возникшего в результате пожара. По древесине, отобранной над слоем пепла, некоторое задревнение (2240±110) связано, по-видимому, с тем, что древесина попала сюда из более раннего слоя. Торф, взятый под горизонтом III_4 в 50 км от места извержения, несколько омоложен ($1880\pm60_{II+III}$ и $1820\pm40_{I}$), очевидно, растительностью торфяника, продолжавшего формироваться после выпадения пепла. По почве хорошую сходимость показывают датировки под горизонтом III_4, полученные по отдельным щелочным вытяжкам в т. 1—4 (более 100 км от вулкана Шивелуч): $1960\pm20_{I}$ и $1820\pm160_{II+III}$ и по сумме органики в т. 10а: 1920±90. Подобная дата по сумме гуминовых кислот (2020±90) получена над горизонтом пепла в т. 96. В разрезах Толбачинского дола в т. 96 и 183 по отдельным органическим вытяжкам получены очень близкие друг другу датировки: $2530\pm70_{I}$ и $2440\pm50_{II+III}$—$2590\pm80_{I}$ $2460\pm100_{II+III}$. Первые даты получены по почвенному прослою, лежащему ниже датируемого пепла III_4, и характеризуют скорее возраст пепла более раннего извержения вулкана Шивелуч III_5; видимо, тот же почвенный горизонт датирован и в т. 183.

Таким образом, достаточно определенно устанавливается возраст пепла III_4 по углям в 2000 лет. По почвам с учетом молодых и древних вытяжек даты ложатся в интервал 1800—2200 лет, более всего — 1900—2000 лет. Соответственно можно принять возраст пепла III_4 в 2000 лет.

Из рассмотренных примеров видно, что основная часть дат по маркирующим горизонтам тефры ОП и III_4 выполнена по наиболее сложному для датирования материалу — погребенным почвам. Когда время формирования маломощных гумусированных горизонтов невелико, при частом захоронении продуктами извержения получаемые по общей сумме органики даты хорошо характеризуют время отложений перекрывающей эту почву пирокластики (т. 1—4, 96 и 10а). Обычно же органическое вещество почвы накапливается сотни лет и, очевидно, состоит из разновозрастных фракций, несколько различающихся по химическому строению. Таким образом, даже под одним и тем же горизонтом тефры может существовать несоответствие между датами, получаемыми по сумме разновозрастного органического вещества почвы, и истинным возрастом датируемого вулканического события. Поэтому для более точной характеристики возраста почвы и вулканических образований, погребающих ее, используются, естественно, где это возможно, даты по последовательным щелочным вытяжкам, крайние из которых неопределенно приближаются к началу и концу формирования почвы.

←

Рис. 1. Радиоуглеродные даты для тефры вулкана Опала (1500 л.н.)

1 — пепел вулкана Опала; *2* — отложения пирокластических потоков извержения вулкана Опала; *3* — пеплы других вулканов (без разделения на горизонты); *4* — торф; *5* — погребенные почвы; *6* — угли и древесина; *7* — радиоуглеродные даты, лет назад (в рамках даты, полученные по отдельным щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы)

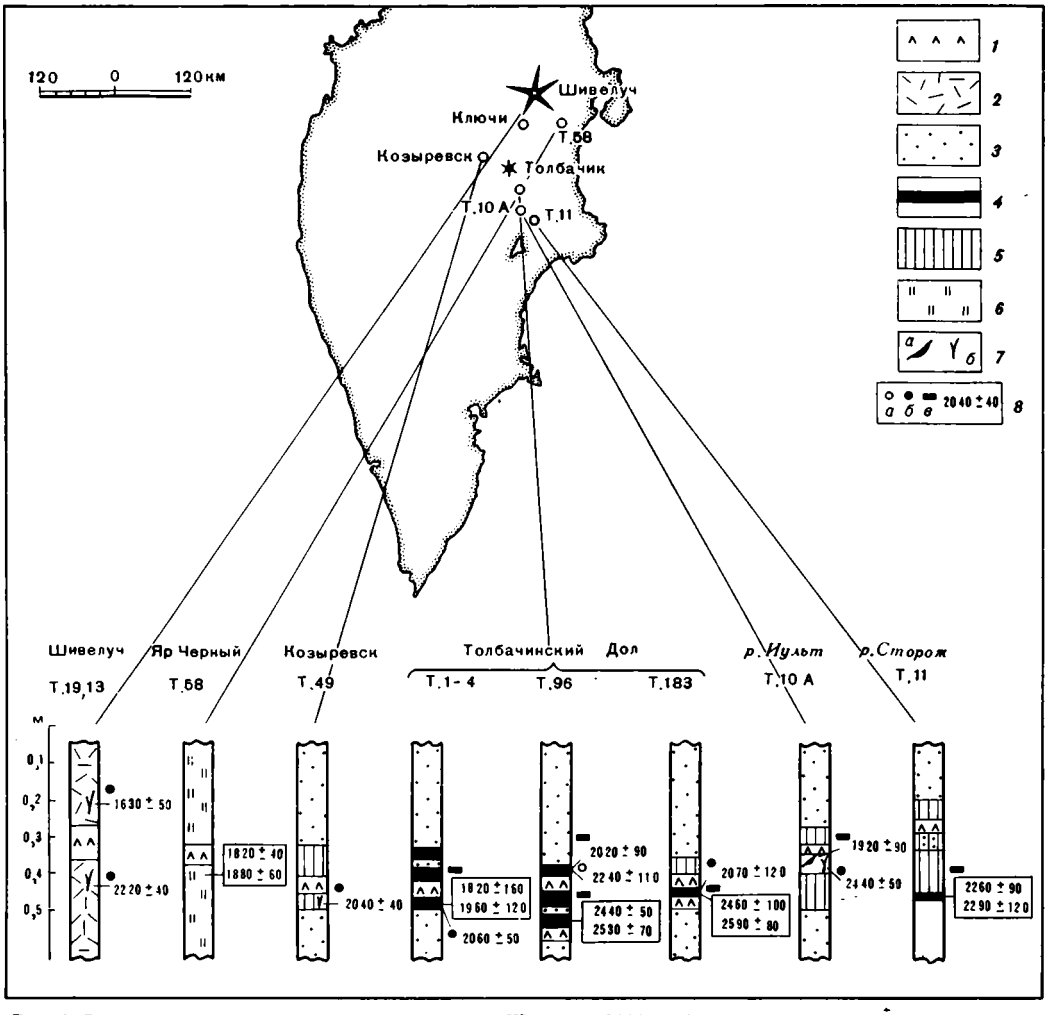


Рис. 2. Радиоуглеродные даты для тефры вулкана Шивелуч (2000 л.н.)

1 — пеплы вулкана Шивелуч; *2* — отложения пирокластических потоков вулкана Шивелуч; *3* — пеплы других вулканов (без разделения на горизонты); *4* — погребенные почвы; *5* — супеси с примесью вулканических пеплов; *6* — торф; *7*: *а* — гумусированные линзы в супесях, *б* — угли и древесина; *8* — радиоуглеродные даты: *а* — по древесине, *б* — по углю, *в* — по погребенным почвам (в рамках даты, полученные по отдельным щелочным вытяжкам из одного и того же образца почвы)

Существенную неопределенность в датирование вносит и то, что обычно весь почвенно-пирокластический чехол проницаем для корней во все время его существования, но опыт датирования убеждает, что более поздние по отношению ко времени формирования почвы корни практически не вносят в почву своего углерода. В этом можно убедиться на сопоставлении дат по разрезам Козыревск, Иульт, Сторож, содержащим современные корни, и разрезам Толбачинского дола, где чехлы погребены мощными толщами шлака и лишены растительности. Даты, как видим, показывают хорошую сходимость (см. рис. 1). Это свидетельствует о том, что, хотя органическое вещество гумусированных прослоев, погребенных пирокластикой, не является системой, строго закрытой от привноса молодого углерода, это заражение не может проявляться одинаково в разных участках протяженного межпеплового прослоя (погребенной почвы),

имеющего над собой различные по мощности и составу отложения и неодинаковую растительность. Соответственно идентичность дат указывает на практическое отсутствие загрязнения, так как, находясь в разных условиях, исследуемая почва должна загрязняться по-разному.

Таким образом, можно говорить, что погребенные почвы Камчатки наряду с углями и древесиной являются надежным органическим материалом для радиоуглеродного датирования.

Наибольшее опасение при постановке работ вызывала возможность больших отклонений радиоуглеродного возраста от истинного (в сторону удревнения) под влиянием вулканической углекислоты, лишенной ^{14}C. Однако сходимость дат по разному материалу для одних и тех же маркирующих горизонтов в разных районах Камчатки указывает на надежность полученных датировок, хотя существует некоторое удревнение образцов: углей из пирокластических отложений на вулкане Шивелуч и материала, взятого вблизи газовых выходов (образец почвы в кальдере Узон, т. 19). Отсутствие же загрязнения основной массы образцов вулканической углекислотой объясняется тем, что материал для ^{14}C-датирования отбирается в разрезах на хорошо продувающихся ветрами местах, где вулканическая CO_2 не накапливается.

ВЫВОДЫ

1. Наличие маркирующих горизонтов пеплов позволяет сравнивать радиоуглеродные даты из одних и тех же слоев, подстилающих и перекрывающих пепел, в разрезах, удаленных друг от друга на значительные расстояния.

2. Анализ полученных дат указывает на их хорошую сходимость. Сопоставление дат по погребенным почвам по простиранию в достаточно удаленных разрезах и согласованность их с датами по углям и древесине характеризуют погребенные почвы Камчатки как надежный материал для радиоуглеродного датирования.

3. Согласованность дат, полученных по различному органическому материалу на разных расстояниях от центра извержения, показывает отсутствие заметного влияния вулканической углекислоты, вызывающей отклонение радиоуглеродного возраста от истинного.

4. Радиоуглеродное датирование позволило надежно определить возраст пеплов рассмотренных извержений — вулкана Опала в 1500 л.н. и вулкана Шивелуч в 2000 л.н.

ABSTRACT

Marker ash layers associated with the large explosive volcanic eruptions at Kamchatka in Holocene provide an opportunity of assessing reliability of ^{14}C dating in the regions of young volcanism. The possibility of buried soil application as the reliable marker ash layers of the Opala and Shiveluch volcanoes. The influence of volcanic carbon dioxide of the samples is shown to be insignificant. The age of the Opala and Shiveluch eruptions (1500 and 2000 yrs ago) was trustily established.

ЛИТЕРАТУРА

Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д. Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. N 5. С. 80—96.

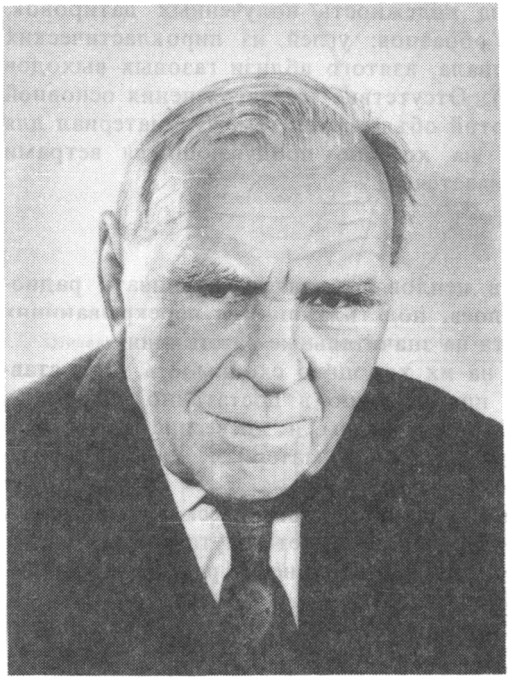
Брайцева О.А., Литасова С.Н., Пономаренко А.К. Применение тефрохронологических методов для датирования разреза опорной первобытной стоянки на Восточной Камчатке // Там же. 1983. N 5. С. 18—24.

Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н., Гребзды Э.И. Радиоуглеродные даты отложений почвенно-пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов // Там же. 1984. N 2. С. 110—116.

Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю. Когда будет извергаться вулкан Авача на Камчатке? // Там же. 1984. N 6. С. 107—111.

ГАВРИИЛ ИВАНОВИЧ ГОРЕЦКИЙ
(1900—1988)

20 ноября 1988 г. после тяжелой непродолжительной болезни умер замечательный ученый и огромный души человек — Гавриил Иванович Горецкий. Невосполнимую утрату понесла советская наука, болью отозвалась эта смерть в сердцах исследователей антропогена, членов Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, председателем которой многие годы являлся Гавриил Иванович. Особенно ощутимой эта потеря стала для белорусских ученых, специалистов по плейстоцену, во многом обязанных Г.И. своими достижениями, да и вообще причастностью к четвертичной геологии. Не было большей радости для Г.И., чем наблюдать за научным ростом своих учеников и последователей, беседовать с ними о перспективах развития науки о четвертичном периоде, заботиться о их профессиональном и интеллектуальном росте. Таким он оставался до последних дней своей жизни. В свой смертной час на вопрос о самочувствии он ответил одним словом: "до́бра". Это было попоследнее слово, отражающее его действительное отношение к жизни, к людям, родной белорусской земле.



Г.И. Горецкий прожил большую жизнь со сложными, порой трагическими поворотами. Его жизненный путь — выходца из бедной крестьянской семьи д. Малая Богатьковка Мстиславского уезда Могилевской губернии, одного из учредителей Академии наук Белорусской ССР, старейшего академика АН БССР, подвергавшегося в 30-х годах сталинским репрессиям, мужественно перенесшего все невзгоды и лишения и сумевшего, несмотря ни на что, сохранить жизнелюбие, оптимизм и огромную творческую энергию, внесшего большой вклад в развитие советской науки, еще ждет своих исследователей. Сам Г.И. не любил говорить о тех временах, вряд ли оставил сколько-нибудь подробные воспоминания, а на очень настойчивые расспросы обычно отвечал чрезвычайно полными, изобилующими массой мелких подробностей и деталей рассказами о замечательных людях, которые встретились ему в трудные годы жизни и помогли выжить. С особой теплотой отзывался Г.И. о своем брате Максиме, справедливо связывая свой путь в науку с его именем.

Юношеские годы Г.И. не были посвящены геологии, скорее всего он тогда и не помышлял о ней. Окончив в 1914 г. двухклассную сельскую школу, а в 1918 г. — Горы-Горецкое землемерно-агрономическое училище, он начал трудовую деятельность в Уфимском институте народного образования. В 1924 г. он оканчивает экономический факультет Петровской (Тимирязевской) сельскохозяйственной академии и преподает в Московском коммунистическом университете, где читает курс экономической географии. В 1925 г. переезжает в Белоруссию, преподает в Белорусской сельскохозяйственной академии, а в 1927—1930 гг.

возглавляет Белорусский научно-исследовательный институт сельского и лесного хозяйства. В числе первых в 1928 г. он был утвержден действительным членом Академии наук Белорусской ССР. Круг научных интересов Г.И. был связан с решением хозяйственно-экономических, демографических и культурно-просветительных задач.

Научно-педагогическую деятельность Г.И. в эти годы успешно сочетал с общественной работой. В 1927 г. на VIII Всебелорусском съезде Советов он избирался кандидатом в члены, а в 1929 г. (на IX съезде) — членом ЦИК БССР. Он являлся членом президиума Комитета по химизации народного хозяйства при Совнаркоме БССР, Комиссии статистического плана при ЦСУ БССР. Его выступления на заседаниях ЦИК БССР были глубоко принципиальными, научно обоснованными, пронизанными заботой о благе родного белорусского народа, а его монография "Народны прыбытак БеларусI" (1926 г.) не утратила своей актуальности и сегодня, особенно в связи с переходом к новым экономическим формам хозяйствования.

В 1930 г. Г.И. Горецкий был незаконно репрессирован, исключен из членов академии, приговорен к высшей мере наказания, которая была замечена 10-летней ссылкой. Имеются документальные свидетельства того, что Г.И. в те страшные времена проявил удивительное мужество и несгибаемую волю. В числе очень немногих из подвергшихся тогда аресту представителей белорусской науки и культуры он не признал приписанные ему фантастические преступления, логично и последовательно опровергал все обвинения. В 1934 г. он был досрочно освобожден, позднее еще несколько раз подвергался арестам, многие годы имел поражение в правах и только в 1958 г. был полностью реабилитирован.

В 30-е годы начался трудный, неординарный путь Г.И. Горецкого в геологии. Теоретические знания, почерпнутые им из трудов классиков отечественной и зарубежной геологии, подкреплялись обширной практикой во время работ на строительстве различных каналов, оросительных систем, водохранилищ и многих других гидротехнических сооружений. В годы Великой Отечественной войны Г.И. участвует в возведении земляных оборонительных сооружений в Калининской, Ленинградской и Вологодской областях.

Круг его основных научных интересов охватывает изучение четвертичных отложений в долинах крупнейших рек Русской равнины. Некоторое представление о тех проблемах, с которыми приходилось сталкиваться Г.И. в 30—40-х годах — времени не только величайшего напряжения сил, но и яркого творческого горения, дает интересная подборка выдержек из писем первого советского палеокарполога П.А. Никитина к Г.И. Горецкому, опубликованная по инициативе Г.И. в книге "Палеокарпологические исследования кайнозоя" (Минск: Наука и техника, 1982). В воспоминаниях Г.И. о своей работе на строительстве Соликамского гидроузла в 1939—1940 г.г. ("Советская палеокарпология". М., 1979) перед нами предстает уже широко известный в стране, вполне сложившийся ученый-геолог, решающий нестандартные задачи в изучении антропогенных, неогеновых и более древних отложений. В это время он знакомится со многими известными учеными: Г.Ф. Мирчинком, А.И. Москвитиным, И.П. Герасимовым, Н.А. Игнатьевым, А.В. Ярмоленко, И.М. Покровской, В.П. Гричуком, В.С. Порецким, А.Н. Криштофовичем и др. С их помощью с применением широкого комплекса методов удалось успешно решить многие сложные проблемы стратиграфии кайнозоя, отработать ряд методических приемов и принципов, которые впоследствии сыграли рашающую роль в изучении других геологических объектов.

В 1945 г. Г.И. Горецкий успешно защитил в Геологическом институте АН СССР кандидатскую диссертацию на тему: "О роли местных географических условий в четвертичной истории на примере изучения Кольской и

Туломской долин на Кольском полуострове", а через год в том же институте — докторскую диссертацию "Неогеновые и четвертичные отложения района Средней Камы между устьем Вишеры и городом Боровском". Во время геологических изысканий на Кольском полуострове и в южных районах страны, изобилующих памятниками материальной культуры древнего человека, Г.И. увлекается проблемами археологии, открывает немало новых стоянок человека эпохи верхнего палеолита, мезолита, неолита и бронзы, изучает находки ископаемых костей крупных млекопитающих и с успехом применяет археологические и палеонтологические данные для стратиграфических целей. В период с 1940 по 1957 г. Г.И. публикует ряд блестящих работ по археологической и палеонтологической тематике, которая в дальнейшем всегда занимала достойное место в каждой его крупной работе. Бережное, уважительное отношение к палеонтологическим документам и фактам Г.И. пронес через всю жизнь и передал эти качества своим ученикам и последователям. Многие годы активной творческой деятельности Г.И. связаны с Гидропроектом СССР. С 1956 по 1968 г. он работает в этой организации на должностях заместителя начальника отдела геологических изысканий, главного геолога южных объектов, главного специалиста.

В 1964 г. вышла в свет первая капитальная монография Г.И. Горецкого "Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна", а спустя два года — "Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги" (1966), в которых на базе огромного фактического материала были заложены и развиты основы новой отрасли геологии — палеопотамологии — учения о палеогеографических законах аллювиального осадконакопления и литогенеза, закономерностях формирования древних погребенных речных долин. В 1965 г. Г.И. Горецкий был восстановлен в составе Академии наук Белорусской ССР, и этого момента все его думы и помыслы связаны с развитием четвертичной геологии республики. Переехав в Белоруссию и в короткий срок создав вокруг себя небольшой, но сильный коллектив единомышленников, Г.И. активно включается в изучение четвертичных отложений долины Днепра, закономерным итогом чего явился выход в свет в 1970 г. крупной монографии "Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра". Эти три книги составили логически завершенный цикл работ, удостоенный Государственной премии СССР 1971 г. В рецензии на монографии известный советский геолог Н.Н. Соколов отмечал: "Труды Г.И. Горецкого имеют исключительное значение для познания не только истории наших важнейших речных долин и рек, но и для выяснения палеогеографических условий на обширной территории Русской равнины". Продолжая изучение речных долин, теперь уже на основе комплекса методов, активно развивающихся в созданной им оригинальной школе белорусских исследователей антропогена, Г.И. издает в 1978 г. монографию о Палео- и Пра-Немане, а в 1982 г. — о древнем Доне.

Г.И. Горецкий — один из основоположников современного учения о генетических типах и формациях континентальных отложений четвертичного периода. С наибольшей полнотой и тщательностью им исследованы аллювиальные отложения, краевые ледниковые образования, перигляциальная и лёссовая формации, половодно-ледниковые образования и т.д. Благодаря всестороннему, комплексному подходу к изучению различных генетических типов, фаций и формаций плейстоценовых отложений Г.И. приходит к выводу о неповторимом своеобразии природного процесса на нашей планете в последний миллион лет и предлагает считать этот период началом новой, антропозойской, техногенной эры. Стойко и последовательно он отстаивает концепцию нижней границы плейстоцена в основании морских отложений бакинского яруса и их континентальных аналогов, т.е. в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес. Этот принцип положен в основу стратиграфической схемы антропогеновых отложений Восточно-Европейской равнины, предложенной Г.И. в 1977 г.

Одной из основных плодотворных идей Г.И. Горецкого является концепция ледникового происхождения глубоких долинообразных депрессий в толще антропогеновых отложений и в их ложе, названных им ложбинами ледникового выпахивания и размыва. Антропогеновые отложения, заполняющие эти ложбины, имеют особое геологическое строение, своеобразный генезис и являются вместилищем многих ценных видов строительных материалов и подземных вод. Учение о ложбинах ледникового выпахивания и размыва, представляющее собой отдельную отрасль геологической науки, имеет большое значение для прогнозирования и поисков полезных ископаемых, т.е. для практической геологии, и не случайно работы Г.И. в этом направлении отмечены Государственной премией БССР 1986 г.

В результате синтеза новых данных по стратиграфии, палеогеоморфологии, литогенезу, гляцио- и неотектонике плейстоценовых образований Г.И. формулирует принципиально новый подход к изучению плейстоценовых отложений древнеледниковой области Восточно-Европейской равнины, опирающийся на особые категории геологического районирования — палеогеографические арены, отражающие генетические связи четвертичных отложений с историей их формирования. Учение о палеогеографических аренах имеет большое будущее, и его дальнейшая творческая разработка, успешно осуществляемая учениками и последователями Г.И. Горецкого, позволит в перспективе решить одну из важнейших проблем современной науки — создание научно обоснованной концепции природопользования.

В последние годы Г.И. Горецкий много внимания уделяет проблемам охраны окружающей среды, сохранению уникальных памятников природы. По его инициативе при Институте геохимии и геофизики АН БССР создается музей ледниковых валунов под открытым небом, где на научной основе демонстрируются результаты деятельности материковых оледенений на территории Белоруссии за последние 0,7 млн лет. Выявленные в природе закономерности формирования валунных ассоциаций различных ледниковых эпох плейстоцена находят отражение в экспозициях музея, который по справедливости должен носить имя своего создателя.

Вероятно, самая яркая черта характера Г.И. Горецкого — уважительное отношение к людям, независимо от их возраста и общественного положения. Именно это в сочетании с даром научного предвидения и заботой о развитии отечественной науки явилось причиной того, что вокруг Г.И. всегда группировались честные, инициативные, творческие люди. Буквально в первые же месяцы его пребывания в Минске после восстановления в Академии наук БССР к нему потянулись исследователи антропогена самого различного профиля, из которых Г.И. создал небольшой, впоследствии окрепший и набравший силу научный коллектив. Для создания необходимого комплекса методов исследования четвертичных отложений он отыскивал не только в вузах республики, но и в других крупных научных центрах страны инициативную, творческую молодежь. Будучи уже далеко не молодым человеком, Г.И. сохранил в себе кипучую энергию и поразительную работоспособность. Особенно ценил он полевые работы, которые планировал ежегодно по 3—4 месяца. Для его учеников и сподвижников это были периоды высочайшей профессиональной выучки, уроки беззаветной преданности любимому делу, высоконравственного отношения к людям, окружающей природе. Все, кому посчастливилось работать рядом с Г.И. Горецким, навсегда сохранят память об этом удивительном человеке, патриоте, ученом.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

ХРОНИКА

Н.С. ДЕМЕДЮК, Т.Ф. ХРИСТОФОРОВА

РАБОЧИЙ СЕМИНАР "РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНЫХ СТРАН"

Рабочий семинар "Рельеф и четвертичные отложения горных стран" был организован Львовским отделением Комиссии по изучению четвертичного периода Украины. Он проходил 15 по 20 марта 1988 г. в пгт Славское Львовской обл. В нем принимали участие 27 специалистов, изучающих рельеф и антропогеновые отложения горных стран. Среди участников семинара было 13 приезжих из 9 городов. Они представляли многие научные организации: Институт географии АН СССР (Москва), Отдел географии АН МССР (Кишинев), Институт географии АН ГССР (Тбилиси), Отделение географии Института геофизики АН УССР (Киев), Институт геологических наук АН УССР (Киев), Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (Львов) и др., а также высшие учебные заведения страны: Львовский политехнический институт, Львовский университет и др. Заслушан 21 доклад и проведены экскурсии по горной части Карпат и Предкарпатья.

На пленарном заседании заслушаны три доклада. В первом докладе В.Н. Шелкопляса и Т.Ф. Христофоровой "Состояние и задачи изучения рельефа и антропогеновых отложений Украинских Карпат" дан обзор современного состояния изученности и намечены пути дальнейших исследований по наиболее важным проблемам четвертичной геологии и геоморфологии этого региона страны: создание местной детальной стратиграфической схемы антропогена, изучение разнообразных генетических типов четвертичных отложений, геоморфологическое районирование и морфоструктурный анализ, изучение древних поверхностей выравнивания и современных морфогенетических процессов, а также неотектонические и археологические исследования.

В докладе В.П. Палиенко "О градиентах средних скоростей неотектонических движений земной коры в Украинских Карпатах" приводится анализ градиентов, на основании которого сделан вывод о существующих региональных отличаях в интенсивности новейших эндогенных процессов, что может быть использовано при сейсмическом районировании территории.

В докладе Н.С. Демедюка "Стратиграфия антропогена Украинских Карпат" рассматривалась новая детальная стратиграфическая схема региона. От известных уже схем автора она отличается не только большей детальностью и строгим обоснованием выделяемых горизонтов, но и более тесной увязкой изучаемых подразделений с аналогичными образованиями Западных и Южных Карпат.

На секционных заседаниях также большинство докладов было посвящено Карпатскому региону. Однако в них рассматривались более частные вопросы. Так, О.М. Адаменко, рассматривая палеогеографические проблемы формирования долины Днестра, по многим комплексно изученным опорным разрезам показал влияние на образование лестницы днестровских террас активных тектонических движений, происходивших на фоне общих климатических колебаний и имеющих циклический характер. О.Р. Стельмах, выясняя причины распределения мощ-

ностей четвертичных отложений Предкарпатья, обьяснил эти причины главным образом дифференцированными тектоническими движениями. В докладе Р.М. Гнатюка, посвященном древнему оледенению Украинских Карпат, обращалось внимание участников семинара на слабую изученность ледниковых отложений и форм ледникового рельефа этой области. К.Р. Третьяк в своем выступлении приводил новые, хотя и дискуссионные материалы по деградации последнего оледенения Карпат.

Связи гравитационных аномалий, высот рельефа и тектонических структур Украинских Карпат обсуждались в сообщениях Б.Л. Скуина и К.Р. Третьяка, а также в сообщении Э.М. Евсеевой и Н.С. Демедюка. В нескольких докладах рассматривались отдельные вопросы археологии Карпатского региона. Например, В.С. Артюх охарактеризовал наиболее значительные археологические памятники, обнаруженные в Украинских Карпатах в последние годы. Л.Г. Мацкевой, Н.С. Демедюк и И.М. Гуневский на обширном археологическом материале показали, как при размещении поселений мезолитический человек удачно использовал особенности рельефа местности, его расчлененность, экспозицию склонов, связь с водными артериями и т.п. И наконец, в содержательном докладе В.В. Колодия были охарактеризованы подземные минеральные воды Украинских Карпат. В частности, отмечалось, что они образуют большое разнообразие по типам и это дает возможность проводить многопрофильное лечение с использованием питьевых вод и ванн.

На семинаре были прочитаны также доклады, относящиеся к другим горным и равнинным регионам Советского Союза. Большой интерес у участников семинара вызвал доклад Д.А. Тимофеева, в котором рассматривался механизм эндогенного и экзогенного морфолитогенеза аридных пьедестальных гор, а также выступление С.К. Горелова о литодинамических комплексов четвертичных отложений Копетдага. Не меньшая заинтересованность была проявлена к выступлению Д.Д. Табидзе, в котором автор рассматривал Большой Кавказский хребет как покровно-надвиговую морфоструктуру с широким северным и более крутым и коротким южным склонами, возникшую в результате столкновения плит.

Судя по выступлениям в прениях, много полезной информации в методическом плане для специалистов, изучающих горные страны, содержали блестяще прочитанные доклады А.Д. Лукашева и И.М. Экмана, хотя относились они к равнинным областям Карелии. В первом докладе рассматривались особенности структуры моренных покровов, во втором — вопросы методики датировки краевых ледниковых образований.

Во время семинара проведены три экскурсии. На экскурсиях участники семинара имели возможность познакомиться с главными чертами рельефа, поверхностями выравнивания, речными долинами Бескидских гор и Предкарпатья, а также посетить музей выдающегося писателя Украины И.Я. Франко.

На заключительном заседании многие участники высказали мнение, что подобные рабочие семинары с небольшим числом участников, конкретным и комплексным рассмотрением проблем очень полезны и их желательно практиковать и в дальнейшем. Участники семинара поддержали предложение Львовского отделения Комиссии по изучению четвертичного периода Украины обратиться в Президиум АН УССР с просьбой о подготовке и последующем издании избранных трудов академика Всеукраинской АН С. Рудницкого.

УДК 551.79+435

А.И. ГАЙГАЛАС

СОВЕЩАНИЕ ПО ЛИТОСТРАТИГРАФИИ МОРЕН (МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ "МЕТОДЫ И ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ МОРЕН" В ЛУНДЕ, ШВЕЦИЯ, С ПОЛЕВЫМИ ЭКСКУРСИЯМИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ШВЕЦИИ)

Международный симпозиум "Методы и проблемы стратиграфии морен" был организован 25—30 сентября 1988 г. в Лундском университете рабочей группой по Перибалтике (руководитель проф. Б. Берглунд) при участии рабочей группы по ледниковым отложениям юго-западной части Скандинавского ледникового покрова (руководитель проф. Е. Грубе). Эти две рабочие группы работают в составе комиссии по формированию и свойствам ледниковых отложений (президент проф. Я. Лундквист) ИНКВА (международного союза по изучению четвертичного периода). В симпозиуме приняли участие около 50 ученых из 13 стран Европы (Швеция, ФРГ, Нидерланды, Норвегия, Дания, Финляндия, Польша, СССР, Испания, Англия) и Америки (США, Канада, Аргентина). Наиболее численно была представлена Швеция — 22 участника, из Норвегии было 2 участника, из Финляндии — 2, из Польши — 5, из ФРГ — 4, из Нидерландов — 3, из Канады — 2. Остальные страны были представлены по одному участнику.

На симпозиуме заслушано 25 докладов по разным вопросам методики и проблемам стратиграфии морен.

26 сентября после открытия симпозиума и регионального доклада (Е. Лагерлунда) по вопросу геологических условий Южной Швеции было заслушано 6 докладов, касавшихся восточной части Перибалтики. А. Гайгалас (Вильнюсский университет) оценил методы и проблемы стратиграфии морен в Литовской ССР. Финские исследователи Х. Хирвас, П. Хута и К. Ненонен анализировали проблемы стратиграфии морен в Южной и Западной Финляндии, а В.-П. Салонен представил данные об источниках материала для среднеплейстоценовых морен Южной Финляндии.

Динамику материкового ледникового покрова на территории северной части Польши по ледниковым отложениям и формам рельефа восстановил в своем докладе В. Невяровский. Ледниковых эпизодов среднего и позднего плейстоцена в Западной Мазурии и Вармии (Северная Польша) касался Л. Маркс. Е. Дроздовский раскрыл различия между процессами дегляциации и ледниковыми отложениями среднего и позднего вислинского оледенения в нижнем течении р. Вислы в Северной Польше. Термолюминесцентный метод как индикатор возраста вислинских морен в окрестностях Конина в Центральной Польше использовал В. Станковский. Им указывались методические неточности стратиграфической и палеогеографической интерпретации данных термолюминесцентного (ТЛ) датирования на основании 80 датировок флювиогляциальных и нескольких проб ледниковых отложений в районе Конина. На точности ТЛ-датирования сказываются седиментационные условия отложений. ТЛ-датировки возраста не должны превышать 80—100 Ка. Один ледниковый надвиг вислинского оледенения распространился не раньше чем 21000—20000 л.н. и даже позже — 20000—19000 л.н.

Второй и третий дни симпозиума (27 и 28 сентября) были посвящены докладам, касавшимся в основном морен Западной Европы, в частности Скандинавии, и Америки.

Методы и проблемы стратиграфии морен южной части Балтийского моря нашли отражение в докладе М. Бозе из Западного Берлина.

Как доложил Х.-Ю. Степан из ФРГ, на территории Шлезвиг-Гольштейна известны отложения трех оледенений: эльстера, зааля и висла, разделенные

местами отложениями теплого времени. Каждое ледниковье состояло, в свою очередь, из двух или более стадиалов (фаз), разделенных межфазиалами, во время которых континентальный ледниковый покров переходил в стагнационное состояние и его краевая зона начинала таять. Материковый лед через территорию Шлезвиг-Гольштейна передвигался с северо-востока или с востока. Северное направление движения ледника было только для эльстерского оледенения. Во время каждого оледенения или крупной стадии движения ледников менялось, поэтому обломочный материал в их моренах принесен из разных областей. Петрографические данные значительно варьируют в разногенетических ледниковых отложениях одного и того же ледникового покрова. Литостратиграфическая корреляция морен возможна только на расстоянии несколько десятков километров с использованием для этого нескольких петрографических методов изучения ледниковых отложений.

Стратиграфии и дегляциации позднего ледниковья на территории Восточной Дании был посвящен доклад М. Хоумарк-Ниэлсена. Традиционно позднее ледниковье в Дании выделяется от времени отхода скандинавского ледникового покрова с пределом основной стационарной линии около 18000 л.н. до конца поздневислинского оледенения, когда ото льда освободилась Южная Скандинавия. Основной вислинский ледниковый надвиг происходил с северо-востока и отступал в северо-восточном направлении с повторившимися небольшими повторными реактивациями и подвижками вперед.

Стратиграфической корреляции отложений в юго-западной Англии, Южном Уэльсе и Юго-Восточной Ирландии касался в докладе Д. Крут из Великобритании. Литостратиграфию ледниковых отложений Ирландии также анализировал В.П. Воррен. У. Миллер из Стокгольма рассмотрела стратиграфию морен по спектрам микрофоссилий, выделенных в доплейстоцене, межледниковьях и межстадиалах. К. Малтберг Перссон осветил генезис и седиментационные условия Лундского диамиктона, распространенного в Центральной Сконе.

Интересные были доклады о результатах изучения шлифов поздневислинских отложений из Сконе, Швеция (Е. Лагерлунд, И. Ван дер Меер) и гляцигенных отложений из Северной Патагонии, Аргентина (И.О. Рабасса, И. Ван де Меер). В Северной Патагонии гляцигенные отложения трех ледниковых периодов широко распространены на восточном склоне Анд и у их подножия. Шлифы этих отложений использовались для седиментологических целей, и с их помощью установлен водно-ледниковый генезис изученных отложений. Водно-ледниковые отложения широко распространены как по площади, так и по времени. Остатки этих древних озер сохранились до наших дней.

Коллектив авторов — И. Рабасса (Аргентина), Д. Серрат (Испания), К. Марти (Испания), и А. Коренато (Аргентина) — характеризовали впервые установленные в Аргентине на о-ве Габле и в сопредельных прибрежных районах друмлины последнего оледенения и их внутреннее строение. Длина друмлиновых холмов достигает 2 км, ширина — 200 м, а высота — 80 м. На острове среднее соотношение удлинения холмов — около 10. Они ориентированы с З на В согласно движению ледника. Друмлины сложены нижней основной мореной, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями. Они перекрываются деформированными ледником лимногляциальными отложениями.

Гидравлические и инженерные свойства разных морен в Восточном Висконсине оценивались Д.М. Майкелсоном, С.А. Роденбеком, В.В. Симпкинсом (США). Г. Ручинска-Шенах из Варшавы характеризовала седиментационные условия флювиогляциальных возвышенностей по сравнению с другими гляциальными обстановками.

Методы определения направления движения ледников во время позднего вислинского оледенения на крайнем юге Швеции сравнивались Б. Рингбергом из Геологической службы Швеции. Е. Лагерлундом (Lagerlund et al., 1988) была

представлена весьма интересная и оригинальная модель оледенения, которая служит основой для правильной интерпретации стратиграфии морен в южной части Швеции и Восточной Дании. Доклад И. Фернлунда касался морен Шведского и Халландского побережья.

Состав и генезис моренной толщи в Северных Нидерландах изучен коллективом авторов (М. Раппол, С. Халдорсен, И. Ван дер. Меер и др.). Ими выделены две разности морен: бедная кремнями и богатая кремнями. Бедная кремнями морена содержит много обломков палеозойских пород (более 50%) и соответственно большой процент (20—30%) карбонатов в основной массе морены. В ней отсутствует монтмориллонит. Этот тип морен сформирован за счет восточнобалтийского материала, который приносился ледником более чем за 1000 км. В этой морене линзы сортированных отложений состоят из домеловых осадков, однако содержат мелкозернистые среднеплейстоценовые отложения, осажденные в восточной части Балтийского моря. Богатая кремнями (~10%) морена характеризуется повышенным количеством обломков меловых пород. Для нее характерны обломки известняков (10—40%), небольшое содержание карбонатов (менее 10%) в основной массе морены, большое количество монтмориллонита. Эти все компоненты показывают, что богатая кремнями морена формировалась за счет экзарации пород дна южной части Балтийского моря.

Симпозиум по стратиграфии морен сопровождался экскурсиями в район юго-западной части Сконе (27 и 28 сентября) и в Смоланд в район озера Аснен — Юго-Восточная Швеция (30 сентября). В юго-западной части Сконе организаторы ознакомили участников экскурсии со стратиграфией морен, ледниковыми, континентальными, ледниково-морскими и озерно-ледниковыми диамиктонами, стратиграфическим подразделением традиционной "нижней Балтийской морены", с конкретными разрезами морен и ледниковых диамиктонов. Детально были представлены разрезы: 1) Остра Торн, 2) Свалов, 3) Лимхамн куарры, 4) Локарп, 5) Риннебак равине, 6) Варпинге (Lagerlund et al., 1988). В них выделяются две морены (или диамиктоны) с обломочным материалом пород Южной Балтики, а под ними залегает основная морена с материалом, принесенным ледником с северо-востока Фенноскандии. По вопросам стратиграфии и палеогеографии этих образований существует несколько мнений. До сих пор полагают, что эти ледниковые отложения и с ними связанные осадки формировались "нижним балтийским ледниковым потоком" и более древним ледником, наступавшим с северо-востока. Традиционно допускалось, что "нижнебалтийский ледниковый поток" продвигался с юга или юго-запада и отложил балтийскую морену в северо-западной Сконе. Балтийская морена в этом регионе отличается повышенным содержанием глины и мела, а также многими другими породами дна Балтийского моря. Обломочный материал балтийской морены значительно отличается от нижезалегающей морены, содержащей материал, принесенный ледником с северо-востока. В этой нижней "северо-восточной морене" отмечено большое содержание обломков кристаллических пород и палеозойских сланцев из Центральной Сконе. Граница между этими отличающимися по содержанию материала моренами ("балтийской" и "северо-восточной") весьма отчетлива. Таким образом, этот признак используется при проведении восточной границы "нижнебалтийского ледникового потока" и при корреляции разрезов. Этого традиционного взгляда придерживается Б. Рингберг (Ringberg, 1988).

Седиментологические исследования и использованные стратиграфические принципы позволили Э. Лагерлунду (Lagerlund, 1987) расчленить классическую "нижнебалтийскую морену" на две части, представленные разными — нижним и верхним — диамиктонами. Нижняя часть "нижнебалтийской морены" (или диамиктона) состоит из основной морены и отложений отступающего ледника. Верхняя часть "нижнебалтийской морены (диамиктона)" сложена аквагляциаль-

ными глинами с айсберговыми отложениями. На границе между нижним и верхним балтийскими диамиктонами прослеживается поверхность, выровненная перигляциальными процессами с погребенными полигонами, псевдоморфозами жил льда, с галькой и валунами, обработанными ветром (вентифакты). На большой площади этот диамиктон перекрывает отложения мертвого льда, который подпрудил талые ледниковые воды. В этом приледниковом бассейне отлагались глинистые отложения верхней части "нижнебалтийского диамиктона" (Houmark-Nielsen, Lagerlund, 1987).

Во время экскурсии в Смоланд в район озера Аснен были показаны ледниковые формы рельефа, в которых отражается динамика дегляциации территории (Lagerlund et al., 1988). Демонстрировались формы моренного холмистого ландшафра, поперечные к движению ледника моренные холмы, озы, камы, камовые дельты. Были представлены детальные схемы, показывающие стадии формирования этих форм рельефа. Выделены фации ледниковых отложений, образующие эти формы рельефа.

Кроме того, после докладов и экскурсий 27 и 29 сентября состоялись: 1) заседание комиссии ИНКВА по формированию и свойствам ледниковых отложений (председатель проф. Я. Лундквист, отдел исследований четвертичного периода Стокгольмского университета), 2) заседание региональной группы этой комиссии "Ледниковые отложения юго-западной части скандинавского ледникового покрова" (руководитель проф. Е. Грубе из ФРГ, вместо которого на данном заседании выступал д-р Х.Ю. Степан из ФРГ) и 3) заседание рабочей группы по Перибалтике (руководитель проф. Б. Берглунд из Лундского университета).

На заседании комиссии по формированию и свойствам ледниковых отложений был представлен отчет о работе региональной группы этой комиссии, в которую входят советские исследователи ледниковых отложений, — "Юго-восточная часть скандинавского ледникового щита" (проф. А. Гайгалас, Вильнюсский университет).

Группа по Перибалтике завершила свою работу, поэтому было принято решение в рамках комиссии по формированию и свойствам ледниковых отложений создать новый проект, посвященный динамике дегляциации последнего оледенения (начиная с максимального распространения) на территории Перибалтики под руководством д-ра Е. Лагерлунда из Лундского университета.

Предложено следующее совещание по этому проекту организовать в Таллинне в 1990 г. От СССР в коллектив исследователей по этому проекту включены: А.В. Раукас, Л.А. Саарсе, Я.-М.К. Пуннинг (г. Таллинн); И.Я. Даниланс, О.П. Абольтынш (г. Рига); В.К. Гуделис, А.И. Гайгалас, А.А. Юргайтис (г. Вильнюс); Э.А. Левков, А.В. Матвеев (г. Минск); Л.Р. Серебрянный, М.А. Фаустова (г. Москва); И.И. Краснов, Е.П. Заррина (г. Ленинград).

В итоге совещания по стратиграфии морен были замечены основные направления дальнейшего изучения ледниковых отложений плейстоцена, проведены региональные сопоставления литостратиграфических единиц, выяснены седиментационные условия "нижнебалтийской" и других морен в Южной Швеции, разных диамиктонов и типичных форм ледникового рельефа Юго-Западной (Сконе) и Юго-Восточной (Смоланд) Швеции.

ЛИТЕРАТУРА

Houmark-Nielsen M., Lagerlund E. The Helsingör Diamicton // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1987. Vol. 36. P. 237—247.

Lagerlund E. An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne // Boreas. 1987. Vol. 16. P. 433—459.

Lagerlund E., Malmberg Persson K., Möller P. Field trip quide. Lund, 1988. 25 p.

Ringberg B. Late Weichselian geology of Southernmost Sweden // Boreas. 1988. Vol. 17. P. 243—263.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 59 1990

ПРИЛОЖЕНИЕ

В.В. КОСТЮКЕВИЧ, О.В. ДНЕПРОВСКАЯ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХИМИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

Сообщение X

В сообщении X приведены радиоуглеродные данные, которые получены в лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР за период 1986 — начало 1987 г. Радиоуглеродные датировки получены преимущественно по материалам сотрудников Института мерзлотоведения, которые ведут региональные геокриологические исследования, связанные с геохронологическими построениями при мерзлотно-геологическом изучении горных пород. Приведено 40 новых радиоуглеродных датировок, относящихся к различным регионам криолитозоны.

ИМ-837 **4290±200**

Древесина. Северная Якутия. Нижнеколымский район. Низовье р. Колымы. Каретовская едома-алас. Контакт озерных отложений и переотложенных едомных отложений (таберальных). Глубина отбора 1,5 м. Образцы 837, 839—841, 869, 870 — сборы Ю.А. Мурзина, лаборатория общей геокриологии ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-839 **5730±320**

Древесина. Северная Якутия. Нижнеколымский район. Низовье р. Колымы, вблизи пос. Зеленый Мыс. Едома. Контакт озерных отложений с аллювиально-озерными. Глубина залегания от дневной поверхности 1 м.

ИМ-840 **5200±300**

Древесина. Там же.

ИМ-841 **Современный**

Торф. Северная Якутия. Нижнеколымский район. Низовье р. Колымы. Отложения едомы, останец высотой 15 м над урезом воды. Глубина отбора 8 м.

ИМ-869 **5800±200**

Древесина. Северная Якутия. Приморская низменность. Низовье р. Колымы, вблизи р. Черский. Береговой обрыв р. Колымы. Едомная свита. Глубина залегания от дневной поверхности 3 м.

ИМ-870 **11350±300**

Древесные остатки. Северная Якутия. Приморская низменность. Низовье р. Индигирки, вблизи пос. Полярный. Надпойменная терраса р. Индигирки (Q_{III-IV}). Современные растущие повторно-жильные льды (ледовый комплекс). Глубина залегания от дневной поверхности 4,0 м.

ИМ-874 **1025±120**

Сапропель. Центральная Якутия. Озеро Малое Чабыыда, в 30 км на ЮЗ от г. Якутска. Днище озера. Глубина залегания 2,0 м. Образцы 874—877 — сборы П.Н. Скрябина, лаборатория геофизических методов ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-875 **3965±170**

То же. Глубина залегания 3,0 м.

ИМ-876 **5700±270**

То же. Глубина залегания 4,0 м.

ИМ-877 **6300±200**

То же. Глубина залегания 5,0 м.

ИМ-812 **19800±350**

Торф. Северная Якутия. Приморская низменность. Правый берег р. Оленек, в 4 км на СЗ от пос. Тюмяти. Едомная свита (Q_{III-IV}) — по геологической карте СССР масштаба 1:1500000,

1978 г.). Глубина залегания от поверхности 10 м. Образцы 812, 813 — сборы С.Ю. Королева, лаборатория криолитологии ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-813 **32800±400**

То же. Глубина залегания от поверхности 14,0 м.

ИМ-901 **14550±320**

Растительные остатки. Центральная Якутия. Обнажение Песчаная Гора. Правый берег р. Лены, напротив п. Графский берег. Бестяхская терраса Q_{II-III} — по геологической карте ЯАССР, 1978 г.). Глубина залегания от дневной поверхности 16 м. Образцы 901—905 — сборы Е.М. Катасонова, лаборатория криолитологии ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-902 **24050±500**

Древесина. Центральная Якутия. Правый берег р. Лены, в 20—30 км ниже пос. Батамай, устье р. Белянка. Флювиогляциальная равнина. Ледовый комплекс. Глубина отбора 7,0 м.

ИМ-903 **26400±400**

Древесина. Центральная Якутия. Правый берег р Лены в месте впадения р. Леписке. Флювиогляциальная равнина. Глубина залегания от дневной поверхности 8,0 м.

ИМ-904 **30000±1000**

Древесина. Центральная Якутия. Правый берег р. Лены. Обнажение Тунгус-Хаята. Флювиогляциальная равнина. Образец отобран из водно-ледниковых отложений — сизых (оглеенных) супесей. Глубина залегания от дневной поверхности 2,5 м.

ИМ-905 **32220±850**

То же. Образец отобран из водно-ледниковых отложений — слоистых песков с единичными гальками. Глубина залегания от дневной поверхности 12,0 м.

ИМ-879 **7459±120**

Торф. Западная Якутия. Верховье р. Чиркуо, I надпойменная терраса. Глубина залегания от поверхности 2,2 м. Образцы 879, 881, 882, 900 — сборы М.С. Иванова, Вилюйская НИМС.

ИМ-881 **5180±180**

Растительный детрит. Западная Якутия. Нижнее течение р. Чоны, I надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 3—4,8 м.

ИМ-882 **2400±130**

Древесина. Западная Якутия. Нижнее течение р. Чоны, I надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 2,4 м.

ИМ-900 **30470±700**

Древесина. Западная Якутия. Створ Вилюйской ГЭС-3. Надпойменная терраса р. Вилюй. Склоновые отложения. Глубина залегания от дневной поверхности 9,0 м.

ИМ-883 **5500±60**

Древесина. Центральная Якутия. Надпойменная терраса р. Лены высотой 70 м, в 140 км на Ю от г. Якутска, археологическая стоянка Диринг-Юрях (склоновые осадки под стоянкой). Образцы 883—886 — сборы Ю.А. Мочанова, ЯНЦ СО АН СССР.

ИМ-884 **5280±150**

То же.

ИМ-885 **6830±190**

То же.

ИМ-886 **6075±140**

То же.

ИМ-858 **2754±150**

Древесина. Северня Якутия. Колымская низменность. Озеро Талалаах. Днище озера. Глубина отбора 0,85—0,9 м. Образцы 858, 892, 893 — сборы Н.П. Босикова, лаборатория общей геокриологии ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-892 **5680±100**

Древесина. Северная Якутия. Колымская низменность. Озеро Кингриммит. Днище спущенного озера. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.

ИМ-893 **8640±120**

Древесина. Северная Якутия. Колымская низменность. Озеро Хатыннаах. Днище спущенного озера. Глубина залегания от дневной поверхности 0,8—0,9 м.

ИМ-835 **>43000**

Обломки бивня мамонта. Северная Якутия. Дельта р. Лены, о-в Дьагыылах-Сис. Приморская низменность, останец. Глубина залегания от дневной поверхности 10 м. Получена датировка в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН АН СССР (ГИН-4114, 50400±1300). Образцы 835, 836, 871 — сборы М.Н. Григорьева, лаборатория теплофизики криогенных явлений ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-836 **24400±650**

Обломки бивня мамонта средней сохранности. Северная Якутия. Дельта р. Лены, о-в Собо-Сисэ. Приморская низменность, борт останца. Ледовый комплекс. Глубина залегания от поверхности 13 м. Получена датировка в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН АН СССР (ГИН-4115, 14340±500).

ИМ-871 **3250±110**

Древесина. Северная Якутия. Дельта р. Лены, о-в Сардах-Арыыта, берег Трофимовской протоки. Пойма. Глубина залегания от дневной поверхности 4,0 м.

ИМ-887 **16000±300**

Кость. Якутия. Олекминский район. Археологическая стоянка Хаергас. 6-й культурный слой стоянки Хаергас. Образцы 887, 889, 894 представлены Н.М. Черосовым, археологическая экспедиция ЯГУ.

ИМ-889 **>36000**

Мягкие ткани, ребра от трупа лошади. Северная Якутия. Низовье р. Индигирки. Озеро Дьюкарское. Обрыв берега озера на едомной поверхности. Глубина залегания от дневной поверхности 13,5 м. Сборы П.А. Лазарева, Институт геологии ЯНЦ СО АН СССР.

ИМ-894 **10430±150**

Торф. Центральная Якутия. Район поселка птицефабрики г. Якутска. II надпойменная (сергеляхская) терраса р. Лены высотой 10—12 м. Глубина залегания от дневной поверхности 5,4—5,5 м.

ИМ-667 **>43000**

Кость черепа мамонта. Северо-Восточная Якутия. Река Терехтяхх, правый приток р. Индигирки. Терехтяхкский мамонт. Образец части кости черепа мамонта взят в краеведческом музее г. Якутска. Датировка получена при большом разбавлении счетного раствора "мертвым" бензолом. Представлен П.А. Лазаревым, Институт геологии ЯНЦ СО АН СССР.

ИМ-906 **1188±140**

Древесина. Ствол тянь-шаньской ели. Алма-Атинская область. Долина р. Аксай. Заилийский Алатау. Селевая терраса высотой около 7 м. Глубина залегания от дневной поверхности 2,0 м. Образец представлен А.П. Горбуновым, Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория ИМЗ СО АН СССР.

ИМ-895 **30400±800**

Древесина. Бурятская АССР, с. Горам. Еравнинская впадина, юго-западная часть. Глубина залегания от дневной поверхности 28,0 м. Образец представлен А.П. Иметхеновым, Геологический институт БНЦ СО АН СССР.

ИМ-842 **>36000**

Растительный детрит. Северо-Западная Сибирь. II надпойменная терраса р. Енисей высотой 15 м, вблизи г. Игарки. Подземелье Игарской НИМС. Глубина залегания от дневной поверхности 8,0 м. Сборы О.А. Казанского, Игарская НИМС.

ИМ-844 **>48000**

Торф. Северо-Западная Сибирь. Нижнее течение р. Енисей. Обнажение Ледяная Гора. II надпойменная (каргинская) терраса р. Енисей. Слой песчано-галечных отложений. Глубина залегания от дневной поверхности 15 м. Образец представлен Е.Г. Карповым, Игарская НИМС.

В проведении радиоуглеродных анализов принимали участие лаборанты Т.И. Сундеева (предварительная химическая подготовка материала) и А.П. Шапенков (радиометрические измерения), которым авторы выражают благодарность. Выражаем также признательность сотрудникам института, которые представили материалы своих полевых исследований на датирование.

Э.В. СТАРИКОВ, В.А. ЖИДОВЛЕНКО

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ЛЕСА И ДРЕВЕСИНЫ им. В.Н. СУКАЧЕВА СО АН СССР

Сообщение 4

РАЗРЕЗЫ ТОРФЯНИКОВ ДЕВСТВЕННЫХ БОЛОТ

Исток р. Ларьеган на водоразделе рек Оби и Васюгана. В грядово-озерно-мочажинном верховом болотном комплексе изучено 3 разреза на расстоянии 5 м друг от друга. Образцы отобраны Ф.З. Глебовым и В.Н. Седых.

Разрез "Водораздел I"

КРИЛ-405 1360±30
Торф. Глубина 50 см.

КРИЛ-407 2950±40
Торф. Глубина 100 см.

КРИЛ-408 3350±40
Торф. Глубина 125 см.

КРИЛ-409 4215±50
Торф. Глубина 150 см.

КРИЛ-410 5840±60
Торф. Глубина 175 см.

КРИЛ-411 7855±75
Торф. Глубина 200 см.

КРИЛ-412 8260±100
Торф. Глубина 225 см.

Разрез "Водораздел III"

КРИЛ-413 1750±30
Торф. Глубина 50 см.

КРИЛ-414 2015±40
Торф. Глубина 75 см.

КРИЛ-417 4550±50
Торф. Глубина 150 см.

КРИЛ-418 5175±60
Торф. Глубина 175 см.

КРИЛ-419 5510±60
Торф. Глубина 200 см.

КРИЛ-420 5920±70
Торф. Глубина 225 см.

КРИЛ-421 6460±80
Торф. Глубина 250 см.

КРИЛ-422 6755±80
Торф. Глубина 275 см.

КРИЛ-423 7250±85
Торф. Глубина 300 см.

КРИЛ-424 7540±90
Торф. Глубина 325 см.

КРИЛ-425 7950±100
Торф. Глубина 350 см.

КРИЛ-426 8200±100
Торф. Глубина 375 см.

КРИЛ-427 8890±120
Торф. Глубина 425 см.

КРИЛ-428 9120±120
Торф. Глубина 475 см.

КРИЛ-430 **9510±140**
Торф. Глубина 530—550 см.

Разрез "Водораздел II"

КРИЛ-431 **1585±30**
Торф. Глубина 50 см.

КРИЛ-433 **1980±35**
Торф. Глубина 100 см.

КРИЛ-434 **2850±40**
Торф. Глубина 125 см.

КРИЛ-435 **3090±40**
Торф. Глубина 150 см.

КРИЛ-436 **3425±45**
Торф. Глубина 175 см.

КРИЛ-437 **4297±50**
Торф. Глубина 200 см.

КРИЛ-438 **5280±60**
Торф. Глубина 225 см.

КРИЛ-439 **5585±65**
Торф. Глубина 250 см.

КРИЛ-440 **6755±70**
Торф. Глубина 275 см.

КРИЛ-441 **7480±80**
Торф. Глубина 300 см.

КРИЛ-442 **8020±90**
Торф. Глубина 325 см.

КРИЛ-443 **8720±100**
Торф. Глубина 350 см.

Разрез в Тоджинской котловине долины р. Бий-Хем на береговом уступе высотой 20 м. Озерно-аллювиальные отложения. Образцы представлены А.Ф. Ямских.

КРИЛ-444 **3560±50**
Древесина.

КРИЛ-445 **5935±65**
Древесина.

КРИЛ-446 **8765±100**
Древесина.

КРИЛ-448 **7410±80**
Древесина.

КРИЛ-449 **2680±40**
Древесина.

Разрез "Назино". Обнажение II надпойменной террасы р. Обь. Образцы отобраны Ф.З. Глебовым и Л.С. Толейко.

КРИЛ-456 **1280±30**
Торф. Глубина 55—60 см.

КРИЛ-457 **1435±35**
Торф. Глубина 75—80 см.

КРИЛ-458 **1660±40**
Торф. Глубина 95—100 см.

КРИЛ-459 **1940±40**
Торф. Глубина 115—120 см.

КРИЛ-460 **2400±50**
Торф. Глубина 135—140 см.

КРИЛ-461 **3060±60**
Торф. Глубина 155—160 см.

КРИЛ-462 **3480±65**
Древесина. Глубина 175—180 см.

КРИЛ-463 4130±70

Торф. Глубина 195—200 см.

КРИЛ-464 5360±80

Торф. Глубина 215—220 см.

КРИЛ-465 6490±85

Торф. Глубина 235—240 см.

КРИЛ-466 6830±90

Торф. Глубина 255—260 см.

КРИЛ-467 7095±100

Торф. Глубина 275—280 см.

КРИЛ-468 7275±160

Торф. Глубина 295—300 см.

КРИЛ-469 8020±120

Торф. Глубина 315—320 см.

КРИЛ-470 8295±200

Торф. Глубина 335—340 см.

КРИЛ-471 8525±125

Торф. Глубина 347—352.

Скважина в 0,5 км к югу от южного берега оз. Налимье на водоразделе озер Налимье и Накольту. Образец отобран В.А. Калининым. Левобережная партия, Красноярская геологосъемочная экспедиция.

КРИЛ-472 9590±265

Древесина. Глубина 7,0—8,0 м.

Расчистка на правом берегу р. Нижняя Баиха, Туруханский район Красноярского края. Образец отобран П.Л. Адамчуком. Левобережная партия, Красноярская геологосъемочная экспедиция.

КРИЛ-473 30215±480

Торф. Глубина 2,0 м.

Обнажение на правом берегу р. Большая Хета, Таймырский а.о. Образец отобран Н.Д. Масюковой. Левобережная партия, Красноярская геологосъемочная экспедиция.

КРИЛ-474 30775±480

Древесина. Глубина 1,5 м.

Слои гумуса, лежащие на минеральном грунте под торфянистыми подстилками в заболоченных лесах. Работа выполнялась для определения скорости их заболачивания. Профиль Ларино, Александровский район Томской области. Образцы отобраны и представлены Л.В. Карпенко.

КРИЛ-475 655±45

Торф. Глубина 25 см.

КРИЛ-476 455±35

Торф. Глубина 30 см.

КРИЛ-477 655±45

Торф. Глубина 30 см.

КРИЛ-481 95±35

Торф. Глубина 20 см.

КРИЛ-482 400±35

Торф. Глубина 30 см.

Надпойменная терраса р. Енисей близ Большого порога, Саяно-Шушенский заповедник. Образец отобран и представлен Л.Н. Савиной.

КРИЛ-483 5120±60

Торф. Глубина 135—155 см.

Заболоченная ложбина левого приводораздельного участка р. Усолка д. Сухово, Тассевский район Красноярского края. Образец отобран и представлен Л.Н. Савиной.

КРИЛ-484 3695±45

Торф. Глубина 100—110 см.

Долина древнего водотока, размывающий торфяник, с. Орлик, Окинский район Бурятской АССР. Образцы отобраны и представлены В.Г. Кольцовой.

КРИЛ-486 6255±65

Торф. Глубина 167—177 см.

КРИЛ-487 **5920±60**
Торф. Глубина 150—160 см.

КРИЛ-488 **4100±50**
Торф. Глубина 100—115 см.

КРИЛ-489 **2430±40**
Древесина, Глубина 33—43 см.

Заболоченная долина р. Кебеж, пос. Тынзыбей, Ермаковский район Красноярского края. Образец отобран и представлен В.Л. Кошкаровой.

КРИЛ-492 **5795±70**
Древесина. Глубина 109—122 см.

Правобережье р. Верхняя Баиха — притока р. Турухан. Образец представлен В.В. Комаровым. Левобережная партия, Красноярская геологосъемочная экспедиция.

КРИЛ-493 **7230±70**
Древесина. Глубина 1,6 м.

Реликтовый, мерзлый на всю глубину торфяной бугор, окруженный современным переходным болотом. Образцы отобраны Ф.З. Глебовым.

КРИЛ-499 **1370±30**
Торф. Глубина 0—25 см.

КРИЛ-500 **2620±45**
Торф. Глубина 25—50 см.

КРИЛ-501 **6170±70**
Торф. Глубина 125—150 см.

КРИЛ-502 **6080±70**
Торф. Глубина 197—200 см.

КРИЛ-503 **6815±80**
Торф. Глубина 245—250 см.

КРИЛ-504 **6700±80**
Торф. Глубина 285—290 см.

КРИЛ-505 **4670±60**
Торф. Глубина 95—100 см.

Несоответствие между датировками и глубинами в нижних четырех образцах, по всей видимости, объясняется термокарстовыми явлениями.

Погребенный останец I надпойменной террасы, пойма р. Оби, пос. Покур Тюменской области. Образец представлен С.В. Васильевым.

КРИЛ-506 **2135±35**
Торф. Глубина 230—250 см.

Волхов-Ильменская впадина, местный водораздел рек Волхов и Пчевжи, Киришский район Ленинградской области. Образцы отобраны и представлены Г.Ф. Кузьминым.

КРИЛ-507 **5845±65**
Торф. Глубина 5,9—6,0 м.

КРИЛ-508 **10145±215**
Торф. Глубина 6,9—7,0 м.

КРИЛ-509 **1515±45**
Торф. Глубина 1,25—1,35 м.

КРИЛ-510 **9275±125, 9670±125**
Торф. Глубина 7,3—7,4 м.

КРИЛ-511 **5490±75, 6025±75**
Торф. Глубина 5,4—5,5 м.

КРИЛ-512 **8760±100**
Торф. Глубина 6,4—6,5 м.

КРИЛ-513 **2625±40**
Торф. Глубина 3,05—3,25 см.

Двойные датировки некоторых образцов были проведены по просьбе Г.Ф. Кузьмина.

Равнина Амчинского лесхоза Якутской АСС. Образец представлен П. Цветковым.

КРИЛ-516 **5930±50**
Уголь. Глубина 1 м.

Солецкий район Новгородской области. Образцы представлены Г.Ф. Кузьминым.

КРИЛ-530 **4840±60**
Торф. Глубина 300—310 см.

КРИЛ-517 **7995±85**
Торф. Глубина 640—650 см.

КРИЛ-518 **3245±45**
Торф. Глубина 335—345 см.

КРИЛ-519 **3440±45**
Торф. Глубина 250—260 см.

КРИЛ-520 **6820±60**
Торф. Глубина 460—470 см.

КРИЛ-521 **9870±650**
Торф. Глубина 450—460 см.

КРИЛ-523 **5070±210, 5410±210**
Торф. Глубина 370—380 см.

КРИЛ-524 **2460±40**
Торф. Глубина 170—180 см.

КРИЛ-525 **1735±35**
Торф. Глубина 110—120 см.

КРИЛ-527 **4840±50, 4695±50**
Торф. Глубина 390—400 см.

КРИЛ-528 **4320±50**
Торф. Глубина 280—290 см.

КРИЛ-529 **6440±80**
Торф. Глубина 375—385 см.

КРИЛ-530 **4840±60**
Торф. Глубина 300—310 см.

Пойма р. Енисей, I надпойменная терраса. Олиго-мезотрофное болото. Образцы представлены В.Л. Кошкаровой.

КРИЛ-532 **1100±30**
Древесина. Глубина 50 см.

КРИЛ-533 **2670±40**
Древесина. Глубина 140 см.

КРИЛ-534 **3130±45**
Древесина. Глубина 220 см.

КРИЛ-535 **4415±60**
Древесина. Глубина 320 см.

КРИЛ-536 **7795±85**
Торф. Глубина 690—670 см.

Сточная котловина на I Байкальской террасе, г. Бабушкин. Образцы отобраны и представлены Н.И. Рубцовым.

КРИЛ-539 **6940±70**
Торф. Глубина 82—88 см.

КРИЛ-540 **5035±65**
Торф. Глубина 50—55 см.

КРИЛ-541 **3495±50**
Торф. Глубина 30—35 см.

КРИЛ-542 **2340±40**
Торф. Глубина 10—15 см.

Эрозионный участок евтрофного болота на надпойменной террасе р. Бакчар, в 7 км западнее пос. Сухой, Бакчарский район Томской области. Образцы отобраны и представлены С.П. Ефремовым.

КРИЛ-543 **5625±70**
Торф. Глубина 110—120 см.

КРИЛ-544 **5055±65**
Торф. Глубина. 90—110 см.

Соколье болото, Всеволожский район Ленинградской области. Образцы представлены С.В. Боч.

КРИЛ-545 **495±35**
Торф. Глубина 100 см.

КРИЛ-546 **6845±75**
Торф. Глубина 325 см.

Пойма Оби, сниженная ступень I надпойменной террасы, Кичановская протока, с. Александровское Томской области. Образцы отобраны и представлены С.В. Васильевым.

КРИЛ-548 **7040±360**
Торф. Глубина 420—430 см.

КРИЛ-549 **3680±50**
Торф. Глубина 297—300 см.

КРИЛ-550 **4280±60**
Торф. Глубина 308—310 см.

КРИЛ-551 **4880±65**
Торф. Глубина 319—320 см.

КРИЛ-552 **5240±65**
Торф. Глубина 345—346 см.

КРИЛ-553 **5675±70**
Торф. Глубина 351—352 см.

КРИЛ-554 **2025±40**
Торф. Глубина 215—216 см.

КРИЛ-555 **2640±80**
Торф. Глубина 237—238 см.

КРИЛ-556 **2895±45**
Торф. Глубина 243—244 см.

КРИЛ-557 **3160±50**
Торф. Глубина 100—120 см.

КРИЛ-558 **7335±320**
Торф. Глубина 440—450 см.

КРИЛ-559 **7270±80**
Торф. Глубина 190—200 см.

КРИЛ-560 **10700±120**
Торф. Глубина 220—240 см.

В.М. КУПЦОВ, Л.И. БАРТЕНЕВА, А.М. ПАЛКИНА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА АН СССР

Сообщение 10

В 1982 г. состоялся 4-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" в рифтовую долину хребта Рейкьянес (58°N), где были проведены полигонные геолого-геохимические исследования. По климатическим факторам изучаемый район относится к северной гумидной зоне, характеризующейся повышенными скоростями накопления осадков за счет материала, поступающего с берегов Исландии. Этот район отличается усиленной сейсмической активностью, расчлененным рельефом, придонными течениями, что обусловливает широкое развитие оползневых и сбросовых процессов и соответственно образование переотложенных осадков. Небольшие глубины способствуют накоплению карбонатных фораминиферово-кокколитовых илов.

Датирование проводилось радиоуглеродным методом по бензольному варианту по карбонатной компоненте осадка. Регистрация велась на шести сцинтилляционных установках с блоком цифропечати. При расчете возрастов осадков период полураспада принимался 5730 лет.

Представлено 332 датировки.

ИОАН-1928 **12100±380**

Ил алеврито-пелитовый, известково-глинистый. Станция 268, координаты 58°52,7′ с.ш., 24°19,8′ з.д., глубина океана 2634 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1929 **20650±800**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-1930 **32680±2040**

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-1931 **2960±140**

Ил алевритовый, глинисто-карбонатный, фораминиферово-кокколитовый. Там же. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-1932 **3570±150**

То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-1933 **3380±130**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-1934 **3340±200**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-1935 **3220±160**

То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-1946 **3570±100**

То же. Фракция <0,5 см.

ИОАН-2141 **4750±100**

То же. Средняя фракция.

ИОАН-2140 **6080±120**

То же. Фракция >0,25 см.

ИОАН-1885 **1065±97**

Ил глинисто-карбонатный, фораминиферовый. Станция 272, координаты: 58°31,5′ с.ш., 31°39,4′ з.д., глубина океана 1605 м. Пелитовая средняя проба.

ИОАН-1939 **980±100**

Ил глинисто-карбонатный фораминиферово-кокколитовый. Станция 274, координаты: 58°31,3′ с.ш., 31°41,2′ з.д., глубина океана 1505 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-1936 **11037±440**

То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-1940 **1340±100**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-1941 **720±100**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-1942 **1000±100**

То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-1943 **1510±100**

Ил глинисто-карбонатный, слабоалевритистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1944 **1280±100**

То же. Горизонт 12—14 см.

ИОАН-1945 **1560±100**

То же. Горизонт 14—16 см.

ИОАН-2099 **297±140**

То же. Фракция <0,05 см.

ИОАН-2139 **2460±140**

То же фракция >0,25 см.

ИОАН-2137 **1820±100**

То же. Средняя фракция.

ИОАН-2281 **3740±140**

Ил карбонатно-глинистый кокколитовый. Станция 276, координаты: 58°30,2′ с.ш., 31°29,7′ з.д., глубина океана 1684 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-1937 **2200±120**

То же. Горизонт 60—65 см.

ИОАН-2308 **5370±390**

То же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2304 **6300±170**
То же. Горизонт 110—115 см.

ИОАН-2306 **8020±320**
То же. Горизонт 140—145 см.

ИОАН-2422 **5800±150**
То же. Горизонт 175—180 см.

ИОАН-2309 **10390±570**
То же. Горизонт 210—215 см.

ИОАН-2294 **11140±370**
То же. Горизонт 245—250 см.

ИОАН-1949 **8220±120**
То же. Горизонт 295—300 см.

ИОАН-2305 **13480±1690**
Ил. глинистый. Там же. Горизонт 380—385 см.

ИОАН-2311 **14820±1040**
То же. Горизонт 420—425 см.

ИОАН-2307 **>18570**
То же. Горизонт 450—455 см.

ИОАН-1990 **12870±590**
То же. Горизонт 475—480 см.

ИОАН-2113 **2590±120**
Ил глинисто-карбонатный. Станция 277, координаты: 58°30,3′ с.ш., 31°30,4′ з.д., глубина океана 1674 м. Орудие отбора — дночерпатель. Фракция >0,25 см.

ИОАН-2136 **1570±100**
То же. Средняя фракция.

ИОАН-1893 **6800±260**
То же. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-1894 **745±80**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-1895 **950±75**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-1896 **760±80**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-1898 **1390±100**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1899 **800±90**
То же. Горизонт 12—14 см.

ИОАН-2200 **1890±100**
То же. Горизонт 14—16 см.

ИОАН-1887 **2790±240**
Ил песчано-глинисто-карбонатный. Станция 286, координаты: 58°21,1′ с.ш., 31°37,8′ з.д., глубина океана 1545 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-1888 **1760±180**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-1889 **1950±100**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-1890 **2420±90**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-1892 **2130±115**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1886 **1630±80**
То же. Фракция средняя.

ИОАН-2098 **14110±0**
То же. Фракция <0,05 см.

ИОАН-2138 **3080±120**
То же. Фракция >0,25 см.

ИОАН-1938 **13900±260**

Ил карбонатно-глинистый кокколитовый с фораминиферами. Станция 287, координаты: 58°29,2′ с.ш., 31°38,3′ з.д., глубина океана 1455 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 0—10 см.

ИОАН-1997 **14480±280**

То же. Горизонт 10—20 см.

ИОАН-2280 **24460±680**

Ил карбонатно-глинистый, фораминиферово-кокколитовый. Там же. Горизонт 30—40 см.

ИОАН-2036 **18790±490**

То же. Горизонт 60—70 см.

ИОАН-2078 **13210±250**

То же. Горизонт 110—120 см.

ИОАН-2055 **10080±180**

То же. Горизонт 170—175 см.

ИОАН-1947 **4960±100**

Ил глинистый с рассеянными по всему интервалу базальтовыми стеклами и зернами. Станция 297, координаты: 58°29,5′ с.ш., 31°40,5′ з.д., глубина океана 1605 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1967 **19080±910**

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-1996 **4950±420**

То же. Горизонт 60—65 см.

ИОАН-2285 **24860±1770**

То же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-2196 **28120±670**

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2037 **3680±100**

То же. Горизонт 130—135 см.

ИОАН-2279 **>14250**

То же. Горизонт 160—165 см.

ИОАН-2197 **17220±540**

То же. Горизонт 195—200 см.

ИОАН-2056 **26800±1750**

То же. Горизонт 235—240 см.

ИОАН-2278 **27940±570**

Ил карбонатно-глинистый кокколитовый. Там же. Горизонт 320—325 см.

ИОАН-2057 **33510±1550**

То же. Горизонт 395—400 см.

ИОАН-1950 **2680±100**

Ил глинисто-карбонатный, фораминиферово-кокколитовый. Станция 300, координаты: 58°29,6′ с.ш., 31°38,9′ з.д., глубина океана 1555 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1951 **6460±120**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-1998 **11890±240**

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 105—110 см.

ИОАН-2283 **18210±720**

То же. Горизонт 140—145 см.

ИОАН-2282 **>23740**

То же. Горизонт 180—185 см.

ИОАН-2038 **29940±1120**

То же. Горизонт 225—230 см.

ИОАН-2117 **3130±480**

Ил алеврито-пелитовый, карбонатно-глинистый. Станция 301, координаты: 58°29,9′ с.ш., 31°38,5′ з.д., глубина океана 1525 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2118 **2355±260**

То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2119 **1730±140**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2120 **1700±80**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2121 **2150±80**
То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2122 **2140±80**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-2131 **1590±130**
То же. Горизонт 12—14 см.

ИОАН-2123 **1910±120**
То же. Горизонт 14—16 см.

ИОАН-1854 **1830±90**
Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 302, координаты: 58°30,5′ с.ш., 31°37,8′ з.д., глубина океана 1445 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1953 **3270±90**
То же. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1952 **3850±90**
То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2187 **7100±110**
То же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-1999 **12180±180**
Ил глинистый, слабокарбонатный, обогащен кремниевыми организмами (диатомеи, спикулы губок). Там же. Горизонт 120—125 см.

ИОАН-2287 **22530±610**
То же. Горизонт 190—195 см.

ИОАН-2039 **26440±1620**
То же. Горизонт 265—270 см.

ИОАН-2190 **22330±1030**
То же. Горизонт 330—335 см.

ИОАН-2060 **32730±2280**
Ил слабокарбонатный и карбонатно-глинистый с песчано-алевритовой примесью терригенного материала. Там же. Горизонт 370—375 см.

ИОАН-2125 **1920±170**
Ил алеврито-пелитовый, известково-глинистый. Станция 304, координаты: 58°31,4′ с.ш., 31°36,9′ з.д., глубина океана 1575 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2126 **1250±100**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2127 **860±140**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2128 **2690±110**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2129 **1530±100**
То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2130 **2650±100**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1954 **1830±90**
Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с фораминиферами. Станция 305, координаты: 58°31,7′ с.ш., 31°36,6′ з.д., глубина океана 1586 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1948 **3630±110**
То же. Горизонт 25—30 см.

ИОАН-2277 **9250±140**
То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-2194 **13850±400**
То же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-2286 **17640±510**
То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2000 **14860±390**
То же. Горизонт 120—125 см.

ИОАН-2193 **23370±1020**

То же. Горизонт 180—185 см.

ИОАН-2040 **27290±2430**

То же. Горизонт 260—265 см.

ИОАН-2189 **20640±1160**

То же. Горизонт 340—345 см.

ИОАН-2061 **30326±2500**

То же. Горизонт 410—415 см.

ИОАН-1955 **3130±120**

Ил слабоалевритистый, глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 307, координаты: 58°32,8′ с.ш., 31°35,3′ з.д., глубина океана 1505 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1956 **12850±310**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2001 **11910±190**

То же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2191 **22910±740**

То же. Горизонт 140—145 см.

ИОАН-2041 **19920±650**

То же. Горизонт 185—200 см.

ИОАН-1957 **2430±100**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с примесью базальтового стекла, песчано-алевритового материала до гравия. Станция 310, координаты: 58°27,4′ с.ш., 31°36,8′ з.д., глубина океана 1500 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1958 **3390±130**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2050 **7330±160**

То же. Горизонт 50—55 см.

ИОАН-2002 **12960±220**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с фораминиферами. Там же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-1959 **7160±160**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый, слабокремнистый с примесью диатомовых скоплений спикул губок. Станция 314, координаты: 58°29,9′ с.ш., 31°30,7′ з.д., глубина океана 1785 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1960 **6690±180**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2195 **3790±170**

То же. Горизонт 55—60 см.

ИОАН-2185 **4280±120**

То же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-1992 **6760±160**

То же. Горизонт 100—105 см.

ИОАН-2192 **4200±170**

То же. Горизонт 135—140 см.

ИОАН-2058 **6880±230**

То же. Горизонт 190—195 см.

ИОАН-1961 **6340±120**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 316, координаты: 58°44,1′ с.ш., 27°17,3′ з.д., глубина океана 2155 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1962 **9940±160**

Ил карбонатно-глинистый кокколитовый. Там же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2143 **11750±500**

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-1995 **12230±350**

То же. Горизонт 58—62 см.

ИОАН-2144 **15430±1050**

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 85—90 см.

ИОАН-2049 **22080±820**

То же. Горизонт 110—115 см.

ИОАН-2077 **>24620**

То же. Горизонт 195—200 см.

ИОАН-2091 **28460±1630**

То же. Горизонт 300—305 см.

ИОАН-2222 **2920±170**

Ил алеврито-пелитовый, карбонатно-глинистый. Станция 317, координаты: 58°40,5′ с.ш., 28°42,4′ з.д., глубина океана 2154 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2223 **3610±120**

То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2224 **3690±160**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2225 **4800±110**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2226 **5400±200**

То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-1964 **1790±100**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 319, координаты: 58°32,2′ с.ш., 30°50,1′ з.д., глубина океана 1576 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1963 **8480±240**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2186 **2980±100**

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-2003 **6140±140**

То же. Горизонт 70—75 см.

ИОАН-2184 **7270±160**

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2093 **8700±250**

То же. Горизонт 130—135 см.

ИОАН-1965 **4410±100**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 320, координаты: 58°25,8′ с.ш., 31°48,4′ з.д., глубина океана 1795 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1968 **21840±550**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2075 **22950±1350**

То же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-1969 **2990±110**

Ил карбонатно-глинистый, глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 323, координаты: 58°26,0′ с.ш., 31°45,3′ з.д., глубина океана 1935 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1970 **10530±130**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2004 **9950±170**

То же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-2142 **7970±130**

То же. Горизонт 120—125 см.

ИОАН-2062 **10380±200**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с прослоями слабокремнистых осадков. Там же. Горизонт 185—190 см.

ИОАН-2085 **19950±420**

То же. Горизонт 290—295 см.

ИОАН-2084 **23480±1820**

Ил глинистый, слабо-карбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 330—335 см.

ИОАН-1971 **2210±160**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Станция 325, координаты: 58°26,2′ с.ш., 31°42,2′ з.д., глубина океана 1820 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2312 **5600±250**
То же. Горизонт 50—55 см.

ИОАН-2315 **7460±590**
То же. Горизонт 60—74 см.

ИОАН-2313 **8160±230**
Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с фораминиферами. Там же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-1972 **10320±270**
То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2204 **2620±90**
Ил песчано-алевритовый, известково-глинистый. Станция 326, координаты: 58°26,3′ с.ш., 31°40,4′ з.д., глубина океана 1645 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2205 **2800±85**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2227 **1830±100**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2206 **2405±910**
То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2207 **2520±90**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1973 **8250±190**
Ил глинисто-карбонатный, кокколитово-фораминиферовый. Станция 333, координаты: 58°27,5′ с.ш., 31°32,0′ з.д., глубина океана 1625 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1974 **17770±1220**
Ил карбонатно-глинистый кокколитовый с фораминиферами. Там же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-1994 **16520±330**
То же. Горизонт 70—75 см.

ИОАН-2076 **22990±1610**
То же. Горизонт 120—125 см.

ИОАН-1976 **2130±270**
Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Станция 340, координаты: 58°30,6′ с.ш., 31°31,2′ з.д., глубина океана 1689 м. Орудие отбора прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1975 **3440±180**
То же. Горизонт 25—30 см.

ИОАН-2300 **4920±140**
То же. Горизонт 70—75 см.

ИОАН-1993 **7730±260**
То же. Горизонт 125—130 см.

ИОАН-2429 **9340±240**
То же. Горизонт 190—195 см.

ИОАН-2010 **8600±510**
Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 280—285 см.

ИОАН-2064 **13110±460**
То же. Горизонт 375—380 см.

ИОАН-2100 **1700±100**
Ил алевритово-пелитовый, карбонатно-глинистый. Станция 341, координаты: 58°30,6′ с.ш., 31°29,6′ з.д., глубина океана 1669 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2101 **1220±140**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2102 **1660±100**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2104 **2810±300**
То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2105 **2270±100**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-2106 **2320±95**
То же. Горизонт 12—14 см.

ИОАН-1979 **8350±190**

Ил глинисто-карбонатный, фораминиферо-кокколитовый. Станция 345, координаты: 58°24,0′ с.ш., 31°52,0′ з.д., глубина океана 1745 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1980 **9650±340**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 35—40 см.

ИОАН-2005 **13420±320**

То же. Горизонт 60—65 см.

ИОАН-2067 **21980±1170**

То же. Горизонт 110—115 см.

ИОАН-2088 **5530±110**

Ил карбонатно-глинистый, фораминиферово-кокколитовый. Там же. Горизонт 170—175 см.

ИОАН-1977 **6850±180**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Станция 346, координаты: 58°23,9′ с.ш., 31°49,8′ з.д., глубина океана 1765 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1978 **7630±150**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2011 **5830±490**

То же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2063 **9180±130**

То же. Горизонт 130—135 см.

ИОАН-2094 **15280±1300**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с кремнисто-глинистыми прослоями. Там же. Горизонт 215—220 см.

ИОАН-2114 **7330±160**

Ил глинисто-песчанистый, карбонатный, фораминиферовый. Станция 354, координаты: 58°23,9′ с.ш., 31°43,1′ з.д., глубина океана 1785 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2115 **4120±470**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2116 **8320±160**

То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2112 **10740±230**

То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1981 **4290±150**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 356, координаты: 58°23,7′ с.ш., 31°43,3′ з.д., глубина океана 1505 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1982 **7690±170**

То же. Горизонт 25—30 см.

ИОАН-2419 **3890±110**

То же. Горизонт 40—45 см.

ИОАН-2301 **5310±140**

То же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-2009 **13090±190**

То же. Горизонт 85—90 см.

ИОАН-2427 **17520±290**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с карбонатным микритом. Там же. Горизонт 115—120 см.

ИОАН-2292 **16980±380**

То же. Горизонт 135—140 см.

ИОАН-2065 **26250±1160**

То же. Горизонт 115—160 см.

ИОАН-2293 **3970±180**

Ил глинисто-алевритово-песчанистый, карбонатный. Станция 365, координаты: 58°31,8′ с.ш., 31°42,4′ з.д., глубина океана 1335 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2420 **3600±150**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2290 **4850±150**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2289
То же. Горизонт 8—10 см. **4040±170**

ИОАН-2421 **3880±110**
Ил глинисто-алевритовый, карбонатный, фораминиферовый. Там же. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-1985 **15820±270**
Ил алевритово-пелитовый, глинисто-песчанистый, карбонатный, фораминиферовый. Станция 366, координаты: 58°31,8′ с.ш., 31°42,3′ з.д., глубина океана 1344 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-1986 **16760±310**
То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2008 **17460±550**
То же. Горизонт 55—60 см.

ИОАН-2095 **24860±1610**
То же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2230 **990±100**
Ил алевритово-пелитовый, глинисто-карбонатный. Станция 370, координаты: 58°38,5′ с.ш., 31°38,9′ з.д., глубина океана 1635 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2231 **1310±100**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2232 **1110±80**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2233 **1820±100**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2235 **2540±210**
То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-1983 **5270±180**
Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 371, координаты: 58°31,5′ с.ш., 31°38,7′ з.д., глубина океана 1635 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1984 **7660±170**
То же. Горизонт 35—40 см.

ИОАН-2423 **8540±160**
То же. Горизонт 90—95 см.

ИОАН-2007 **10790±410**
То же. Горизонт 140—150 см.

ИОАН-2426 **12110±450**
Ил глинистый с прослоями, обогащенными кремнистыми остатками. Там же. Горизонт 245—250 см.

ИОАН-2066 **18760±560**
То же. Горизонт 290—295 см.

ИОАН-2430 **26060±2220**
То же. Горизонт 330—335 см.

ИОАН-2082 **20070±1360**
То же. Горизонт 405—410 см.

ИОАН-2214 **1640±780**
Ил алевритово-пелитовый, глинисто-карбонатный. Станция 376, координаты: 58°27,0′ с.ш., 31°45,0′ з.д., глубина океана 1815 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2215 **1630±220**
То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2216 **910±100**
То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2217 **860±80**
То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-1987 **15340±300**
Ил песчанисто-алевритовый, глинисто-карбонатный, фораминиферовый. Станция 391, координаты: 58°31,5′ с.ш., 31°38,7′ з.д., глубина океана 1635 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1988 **19600±330**

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-2006 **19090±410**

То же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-2410 **>33250**

То же. Горизонт 120—125 см.

ИОАН-2080 **>23180**

То же. Горизонт 145—150 см.

ИОАН-2408 **>34110**

То же. Горизонт 180—185 см.

ИОАН-2415 **>40015**

То же. Горизонт 275—280 см.

ИОАН-2208 **1190±180**

Ил алевритово-пелитовый, карбонатно-глинистый. Станция 397, координаты: 58°22,0′ с.ш., 31°45,0′ з.д., глубина океана 1925 м. Орудие отбора — дночерпатель. Горизонт 0—2 см.

ИОАН-2209 **2560±160**

То же. Горизонт 2—4 см.

ИОАН-2210 **2080±190**

То же. Горизонт 4—6 см.

ИОАН-2211 **670±75**

То же. Горизонт 6—8 см.

ИОАН-2212 **1060±80**

То же. Горизонт 8—10 см.

ИОАН-2220 **1260±80**

То же. Горизонт 10—12 см.

ИОАН-2213 **1295±80**

То же. Горизонт 12—14 см.

ИОАН-2221 **1650±80**

То же. Горизонт 14—16 см.

ИОАН-1984 **9820±150**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Станция 398, координаты: 58°22,7′ с.ш., 31°44,7′ з.д., глубина океана 1935 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-1991 **11330±260**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2096 **6350±130**

То же. Горизонт 55—60 см.

ИОАН-2012 **3400±250**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 400, координаты: 58°23,0′ с.ш., 31°36,9′ з.д., глубина океана 1677 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-2013 **8270±240**

То же. Горизонт 35—40 см.

ИОАН-2072 **11940±640**

То же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2291 **10100±390**

Ил глинистый, слабокарбонатный с прослоями биотурбированного ила. Там же. Горизонт 100—105 см.

ИОАН-2089 **13400±880**

То же. Горизонт 130—135 см.

ИОАН-2014 **4050±300**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами, содержит примесь базальтового стекла. Станция 402, координаты: 58°23,2′ с.ш., 31°33,2′ з.д., глубина океана 1735 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2015 **15510±550**

То же. Горизонт 40—45 см.

ИОАН-2074 **20180±1620**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый с фораминиферами, местами биотурбирован. Там же. Горизонт 110—115 см.

ИОАН-2409 >29080

Ил глинистый, слабокарбонатный с примесью базальтового стекла и редкими песчано-гравийными обломками базальта. Там же. Горизонт 180—185 см.

ИОАН-2090 28020±1210

То же. Горизонт 220—225 см.

ИОАН-2016 2140±150

Ил глинистый, фораминиферово-кокколитовый. Станция 407, координаты: 58°19,6′ с.ш., 31°40,4′ з.д., глубина океана 1705 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-2017 5370±170

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2296 9120±260

Ил глинистый, слабокарбонатный, слабокремнистый, биотурбированный, обогащенный алеврито-во-песчаными обломками базальтового стекла и минералов базальта. Там же. Горизонт 50—55 см.

ИОАН-2073 14740±650

То же. Горизонт 160—165 см.

ИОАН-2018 3330±230

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 410, координаты: 58°20,3′ с.ш., 31°36,0′ з.д., глубина океана 1580 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2019 2600±100

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2431 8300±140

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-2432 21170±1320

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Там же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-2053 26710±890

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2413 >42050

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 200—205 см.

ИОАН-2020 4600±370

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Станция 414, координаты: 58°20,1′ с.ш., 31°38,0′ з.д., глубина склона 1885 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2054 19010±1320

То же. Горизонт 45—50 см.

ИОАН-2059 20760±880

Ил глинистый, кокколитовый, прослоями обогащен фораминиферами. Там же. Горизонт 150—155 см.

ИОАН-2418 24570±1060

То же. Горизонт 195—200 см.

ИОАН-2086 19220±1180

То же. Горизонт 275—280 см.

ИОАН-2052 22440±710

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый с прослоями базальтового песка и гравия. Станция 425, координаты: 58°20,8′ с.ш., 31°35,3′ з.д., глубина океана 1525 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 55—60 см.

ИОАН-2029 4100±100

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 427, координаты: 58°21,5′ с.ш., 31°36,3′ з.д., глубина океана 1665 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2027 6400±140

То же. Горизонт 20—25 см.

ИОАН-2057 4660±370

Ил глинистый, слабокарбонатный, биотурбированный. Там же. Горизонт 115—125 см.

ИОАН-2433 13680±690

То же. Горизонт 155—160 см.

ИОАН-2087 >19420

То же. Горизонт 195—200 см.

ИОАН-2068 24500±1652

То же. Горизонт 320—325 см.

ИОАН-2021 **5190±120**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 431, координаты: 58°22,7′ с.ш., 31°40,1′ з.д., глубина океана 1525 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2025 **2680±130**

То же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2043 **7310±120**

То же. Горизонт 115—120 см.

ИОАН-2428 **10060±370**

Ил карбонатно-глинистый. Там же. Горизонт 180—185 см.

ИОАН-2071 **12320±560**

Ил кремнистый, глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 255—260 см.

ИОАН-2424 **13630±540**

Ил глинистый, слабокарбонатный, слабокремнистый. Там же. Горизонт 315—320 см.

ИОАН-2092 **18200±1130**

То же. Горизонт 370—375 см.

ИОАН-2022 **4130±100**

Ил карбонатный, слабоглинистый, кокколитовый, фораминиферовый. Станция 433, координаты: 58°20,9′ с.ш., 31°38,0′ з.д., глубина океана 1600 см. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2023 **11620±380**

Ил глинистый, слабокарбонатный, кокколитовый. Там же. Горизонт 30—35 см.

ИОАН-2295 **17330±2070**

То же. Горизонт 55—60 см.

ИОАН-2044 **24520±1460**

То же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-2097 **25010±880**

То же. Горизонт 175—180 см.

ИОАН-2416 **>37900**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 270—276 см.

ИОАН-2083 **35020±2440**

Ил карбонатный, слабоглинистый, кокколитовый с фораминиферами. Там же. Горизонт 475—480 см.

ИОАН-2030 **1840±110**

Глинисто-карбонатный, кокколитовый ил. Станция 441, координаты: 58°22,0′ с.ш., 31°32,9′ з.д., глубина океана 1895 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—20 см.

ИОАН-2026 **12720±210**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 35—40 см.

ИОАН-2045 **19720±1220**

Ил глинистый, пеллетный. Там же. Горизонт 90—95 см.

ИОАН-2081 **>25870**

То же. Горизонт 190—195 см.

ИОАН-2031 **14730±280**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 448, координаты: 58°23,0′ с.ш., 31°34,4′ з.д., глубина океана 1588 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 20—25 см.

ИОАН-2046 **18170±870**

Ил глинистый с пеллетными прослоями. Там же. Горизонт 75—80 см.

ИОАН-2079 **>23920**

То же. Горизонт 230—235 см.

ИОАН-2028 **4360±110**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 457, координаты: 58°21,5′ с.ш., 31°35,0′ з.д., глубина океана 1715 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2024 **5660±360**

То же. Горизонт 35—40 см.

ИОАН-2411 **>20630**

Ил глинистый с прослоями спикул губок, пеллетов. Там же. Горизонт 80—85 см.

ИОАН-2412 **13910±1320**

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2047 **21990±1410**

То же. Горизонт 115—120 см.

ИОАН-2404 **>30150**

То же. Горизонт 230—235 см.

ИОАН-2033 **3490±130**

Ил глинисто-карбонатный, фораминиферово-кокколитовый. Станция 470, координаты: 58°24,9′ с.ш., 31°32,9′ з.д., глубина океана 1635 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2032 **9340±250**

То же. Горизонт 25—30 см.

ИОАН-2042 **18870±550**

Ил глинистый, слабокарбонатный с прослоями пеллет. Там же. Горизонт 65—70 см.

ИОАН-2425 **>17540**

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2069 **26600±1156**

То же. Горизонт 175—180 см.

ИОАН-2035 **23770±710**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитовый. Станция 472, координаты: 58°22,4′ с.ш., 31°35,4′ з.д., глубина океана 1505 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 15—20 см.

ИОАН-2034 **12670±650**

Глинистый, слабокарбонатный. Там же. Горизонт 40—45 см.

ИОАН-2414 **>18900**

То же. Горизонт 70—75 см.

ИОАН-2048 **25000±2420**

То же. Горизонт 100—105 см.

ИОАН-2417 **>27960**

Ил карбонатно-глинистый, кокколитовый. Там же. Горизонт 215—220 см.

ИОАН-2070 **>27390**

То же. Горизонт 255—260 см.

ИОАН-2228 **3580±130**

Ил карбонатный, кокколитовый с фораминиферами. Станция 504, координаты: 34°84,6′ с.ш., 29°55,2′ з.д., глубина океана 3370 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 5—10 см.

ИОАН-2229 **8520±130**

То же. Горизонт 20—25 см.

ИОАН-2260 **15240±330**

То же. Горизонт 40—45 см.

ИОАН-2261 **20090±360**

То же. Горизонт 60—70 см.

ИОАН-2262 **25240±860**

То же. Горизонт 95—100 см.

ИОАН-2263 **29520±860**

То же. Горизонт 125—130 см.

ИОАН-2264 **33250±1670**

То же. Горизонт 160—165 см.

ИОАН-2265 **>31720**

То же. Горизонт 225—230 см.

ИОАН-2266 **33100±2080**

То же. Горизонт 280—285 см.

ИОАН-2132 **2480±100**

Ил глинисто-карбонатный, кокколитово-фораминиферовый. Станция 505, координаты: 34°33,3′ с.ш., 29°55,7′ з.д., глубина океана 3314 м. Орудие отбора — дночерпатель. Средняя фракция.

ИОАН-2133 **3890±140**

То же. Фракция >0,25 см.

ИОАН-2134 **4740±140**

То же. Фракция 0,05—0,25 см.

ИОАН-2135 **2830±230**

То же. Фракция <0,05 см.

ИОАН-2267 **5890±310**

Ил алевритово-пелитовый, слабоглинистый, фораминиферовый. Станция 528, координаты: 36°29,9′ с.ш., 14°11,0′ з.д., глубина океана 2920 м. Орудие отбора — прямоточная трубка. Горизонт 0—10 см.

ИОАН-2268 **11360±270**

То же. Горизонт 10—15 см.

ИОАН-2269 **25260±640**

То же. Горизонт 20—25 см.

ИОАН-2270 **17610±320**

То же. Горизонт 40—45 см.

Исходя из полученных результатов, можно выделить колонки с переотложенными осадками, приуроченные в основном к склонам хребта и впадинам. Скорости осадконакопления варьируют в широких пределах — от 1,5 до 30 см/тыс. лет, причем скорости при максимуме последнего оледенения в 1,5—2 раза выше, чем в голоцене, что хорошо согласуется с представлениями о повышенной биологической продуктивности океана в целом в связи с усиленной вертикальной циркуляцией вод в это время.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю.Б. Гладенков, О.М. Петров. Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя Севера СССР 5

О.Г. Эпштейн. Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре — разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне новоземельского ледникового покрова 14

Н.М. Риндзюнская, М.В. Ревердатто, Н.Н. Недашковская. Этапы формирования позднекайнозойских отложений Приполярного Урала 29

Г.А. Постоленко. Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия 39

В.М. Крупник, С.С. Кальниченко, А.Г. Костяев. Литолого-геохимическая характеристика и происхождение четвертичных отложений Шренк-Мамонтовой депрессии (Северный Таймыр) 48

Н.А. Грабецкая. Гравитационная дифференциация материала как критерий восстановления условий осадконакопления 58

А.К. Агаджанян, Н.И. Глушанкова. Плиоцен-плейстоценовая история внеледниковой зоны Среднерусской возвышенности 66

Э.А. Вангенгейм, М.А. Певзнер, А.С. Тесаков. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунистического комплекса млекопитающих 81

А.К. Маркова, К.Д. Михайлеску. Новое местонахождение терио- и малакофауны в микулинских отложениях низовьев Дуная 94

В.К. Пясецкий. Геология мустьерского местонахождения Точильница 102

Л.В. Грехова. Археологический аспект радиоуглеродных дат стоянок Елисеевичи 111

М.Е. Былинская, Л.А. Головина. Стратиграфия четвертичных отложений тропической Атлантики по фораминиферам и наннопланктону 117

Л.Е. Штеренберг, Б.И. Воронин. Обломки цинкита (ZnO) в осадках станции 655 (северо-восток Тихого океана) 129

Г.А. Юозапавичюс, А.А. Юргайтис. Закономерности формирования месторождений строительных материалов четвертичного возраста области Скандинавского материкового оледенения 136

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Е.А. Спиридонова. Природная обстановка голоцена юго-востока Русской равнины 144

Ю.А. Лаврушин. О происхождении крупных дюн Куршской косы 150

Б.А. Горностай. Притиманские гляциодислокации 152

А.В. Ложкин. К вопросу о комплексном подходе к изучению местонахождений мамонтов на Северо-Востоке СССР 156

А.Э. Басилян, К.Б. Баринов. О совместном нахождении Fortipecten takahashii и Astarte (Tridonta) ex gr. borealis в плиоцене Южного Сахалина 159

С.Н. Литасова. Радиоуглеродное датирование пеплов крупнейших извержений вулканов Камчатки в голоцене по различному органическому материалу 164

Гавриил Иванович Горецкий (1900—1988). Некролог 170

ХРОНИКА

Н.С. Демедюк, Т.Ф. Христофорова. Рабочий семинар "Рельеф и четвертичные отложения горных стран" 174

А.И. Гайгалас. Совещание по литостратиграфии морен (Международный симпозиум "Методы и проблемы стратиграфии морен" в Лунде, Швеция, с полевыми экскурсиями в южной части Швеции) 176

ПРИЛОЖЕНИЕ

В.В. Костюкевич, О.В. Днепровская. Радиоуглеродные даты лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение X 180

Э.В. Стариков, В.А. Жидовленко. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР. Сообщение 4 183

В.М. Купцов, Л.И. Бартенева, А.М. Палкина. Радиоуглеродные датировки Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Сообщение 10 188

CONTENTS

Y.B. Gladenkov, O.M. Petrov. Discussion on stratigraphy problems of Soviet North Upper Cenozoic 5

O.G. Epstein. Outcrop "Vastyansky Kon" on the Lower Pechora — a section of thick end-moraine structure in active marginal zone of Novaya Zemlya glacial cover 14

N.M. Rindzunskaya, M.V. Reverdatto, N.N. Nedashkovskaya. Stages of formation of Pripolar Urals Upper Cenozoic 29

G.A. Postolenko. Palaeogeographic and geomorphologic criteria on stratigraphic division of Quaternary alluvium 39

V.M. Krupnik, S.S. Kalnichenko, A.G. Kostyaev. Lithological and geochemical features and origin of Quaternary deposits in Shrenk-Mammouth depression (North Taimyr Peninsula) 48

N.A. Grabetskaya. Gravitational differentiation of material as a criterion of environment reconstruction 58

A.K. Agadjanyan, N.J. Glushankova. Pliocene-Pleistocene history of extraglacial zone on Srednerusskaja vozvysheunost 66

E.A. Vangengeim, M.A. Pevzner, A.S. Tesakov. Magneto- and biostratigraphy researches in the type area of the Psekups faunistic complex 81

A.K. Markova, K.D. Mikhailesku. A new locality of mammal and malacofauna in Miculino deposits of Lower Danube 94

V.K. Pyasetsky. Geology of Mousterian locality "Tochilnitsa" 102

J.B. Grekhova. Archeological interpretation of radicarbon dates of Yelissevichi sites 111

M.E. Bylinskaya, L.A. Golovina. Quaternary stratigraphy of tropical Atlantic deposits by foraninifers and nannoplankton 117

L.Y. Sterenberg, B.I. Voronon. Zincite fragments in sediment of station 655 (North-East Pacific) 129

G.A. Juozapavičius, A.A. Jurgaitis. Regularities of deposits formation of Quaternary building material in Scadinavian continental glacial region 136

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATIONS

E.A. Spiridonova. Holocene environment of South-East Russain Plain 144

Y.A. Lavrushin. On the origin of big dunes on Kurskaya Kosa 150

B.A. Gornostai. Glaciodislocations of Pritimanie 152

A.V. Lozhkin. On a complex approach to study of mammoth localities in the North-East USSR 156

A.E. Basylyan, K.B. Barinov. On a joint finding Fortipecten takahashii and Astarte (Tridonta) ex gr. borealis in South Sakhalin Pliocene 159

S.N. Litasova. Radiocarbon dating on different organic materials of ashes from Kamchatka greatest volcanic eruptions 164

Gavriil Ivanovich Goretsky (1900—1988). Obituary notice 170

CHROVICLE

N.S. Demediuk, T.F. Khristoforova. Working seminar: "Relief and Quaternary deposits of mountain regions" 174

A.J. Gaigalas. Meeting on lithostratigraphy of moraines (International symposium "The method and problems of moraine stratigraphy" in Lund (Sweden), with field excursions to the South of Sweden) 176

APPENDIX

V.V. Kostyukevich, O.V. Dneprovskaya. Radiocarbon datings from Laboratory of the Institute of Permafrost SB Acad. Sci. USSR. Rep. X 180

E.V. Starikov, V.A. Zhidovlenko. Radiocarbon datings of Institute of Forest and Wood SB Acad. Sci. USSR. Rep. 4 183

V.M. Kuptsov, L.I. Barteneva, A.M. Palkina. Radiocarbon datings of Institute of Oceanology Acad. Sci. USSR. Rep. 10 188

Научное издание

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**
N 59
*Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода АН СССР*

Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *Н.Н. Михайлова*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 46744

Подписано к печати 20.09.90. Формат 70×100 1/16
Бумага офсетная N 1. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,9 + 0,1 вкл.
Усл.кр.-отт. 17,3. Уч.-изд.л. 19,0. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 776. Цена 3р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати:

Керженцев А.С. Изменчивость почвы в пространстве и во времени

В монографии обобщены многолетние стационарные, маршрутные и лабораторные исследования почвенного покрова в различных регионах страны (Восточное Забайкалье, Западная Сибирь, центр Русской равнины). На большом фактическом материале разработана универсальная гипотеза формирования изменчивости почвы во времени и пространстве. Предложена математическая модель формирования почвенного профиля при заданных условиях среды. Предложены принципы управления устойчивостью почвы к внешним воздействиям.

Для экологов, биоценологов, почвоведов.

Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны СССР в голоцене

В монографии рассматривается история развития почв степной зоны: черноземов, каштановых, солонцов, в различных регионах СССР. Приведен большой фактический материал о свойствах почв, погребенных под разновозрастными курганами археологических памятников. Охарактеризована история изменения почв под влиянием хозяйственной деятельности человека. Дана оценка многолетних данных скоростей почвенных процессов.

Для почвоведов, географов, экологов.

Динамика многолетних колебаний речного стока

В книге изложены результаты исследований последних лет по оценке временной изменчивости верхних и нижних границ колебаний годового и сезонного стока рек. Рассмотрены методы их прогнозирования на конкретную ограниченную перспективу, относительная устойчивость водности отдельных лет. Определены основные особенности колебаний речного стока. Существенное внимание уделено разработке приемов учета выявленных разнообразных свойств колебаний речного стока и другой информации для предсказания их хода в конкретной ограниченной многолетней перспективе.

Для гидрологов, климатологов, метеорологов.

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ "АКАДЕМКНИГА" С УКАЗАНИЕМ МАГАЗИНОВ И ОТДЕЛОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ"

Магазины "Книга—почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская, 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга—почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга—почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга—почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга—почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга—почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга—почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга—почтой" 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга—почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга—почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга—почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга—почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер. 2; 194064 Ленинград. Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 "Книга—почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19—а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга—почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 1242284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга—почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга—почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга—почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга—почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга—почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга—почтой".

3 р. 90 к.

ISSN 0366–0909. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода 59. 1990. 1–205