

П-540
№ 63



ISSN 0366-0909
17.02

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№ 63

0
AK 7

«НАУКА»

17.16 / 33.
17



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
COMMISSION FOR STUDY
OF THE QUATERNARY



**BULLETIN
OF COMMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUATERNARY**

№ 63

Editors-in-chief:

doctor of geological and mineralogical sciences

M. N. ALEKSEEV,

candidate of geological and mineralogical sciences

I. M. KHOREVA

MOSCOW

«NAUKA»

1999

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№ 63

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
М. Н. АЛЕКСЕЕВ,
кандидат геолого-минералогических наук
И. М. ХОРЕВА

МОСКВА
«НАУКА»
1999

УДК 551.7/.8
ББК 26.33
Б 98

Редакционная коллегия:

А.Л. ЯНШИН (главный редактор), М.Н. АЛЕКСЕЕВ, А.А. ВЕЛИЧКО,
В.П. ГРИЧУК, Ю.А. ЛАВРУШИН, В.Э. МУРЗАЕВА, И.М. ХОРЕВА, С.М. ШИК

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук Э.А. ВАНГЕНГЕЙМ,
кандидат географических наук О.А. ЧИЧАГОВА

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 63. –
М.: Наука, 1999. – 166 с.
ISBN 5-02-002516-X

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ, могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем четвертичного периода в XXI в. Приводятся статьи по стратиграфии, конкретным опорным разрезам; рассматриваются литолого-генетические данные и палеогеографические построения.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

По сети АК

Editorial board:

A.L. JANSIN (Editor-in-Chief), M.N. ALEKSEEV, A.A. VELICHKO, **V.P. GRICHUK**,
Yu.A. LAVRUSHIN, V.E. MURZAYEVA, I.M. KHOREVA, S.M. SHIK

Reviewers:

doctor of geological and mineralogical sciences E.A. VANGENGEIM,
candidate of geographical sciences O.A. CHICHAGOVA

Bulletin of Commission of the Quaternary N 63. – M.: Nauka, 1999. – 166 p.
ISBN 5-02-002516-X

The suggested issue of the Bulletin includes new data on global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the 21 st century. The papers disclose information on stratigraphy and specific key sections, as well as lithologic, genetic and palaeogeographic data.

The issue is addressed to geologists, palaeontologists, archaeologists and other specialists interested in problems of Quaternary.

ISBN 5-02-002516-X

© Издательство “Наука”, Российская
академия наук, 1999

УДК 551.79

И.Г. АВЕНАРИУС, С.Н. БЕЛОЗЕРОВ,
Л.А. ЛЬВОВА, Т.Ю. РЕПКИНА

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Морфоструктурные исследования баренцевоморского шельфа насчитывают более 35 лет, так как многие первые карты региона, названные неотектоническими, по сути, были морфоструктурными (Атлас..., 1971; Дибнер, 1978; Матишов, 1977), и лишь в 80-е годы картина стала меняться. Были составлены сводные мелкомасштабные батиметрические карты и карты мощностей неоген-четвертичных и голоценовых отложений (Гриценко, Крапивнер, 1989), а также собраны многочисленные материалы, доказывающие сложность характера неотектонических движений (Гуревич, 1983; Мусатов, 1990) и их влияние на рыхлые отложения и рельеф (Крапивнер, 1986). Это позволило при конкретных региональных исследованиях разного масштаба “не пугаться” сложных рисовок морфоструктур, обилия линейментов и новых трактовок плановых очертаний.

Восточная часть баренцевоморского шельфа была изучена к востоку от 33° в.д. и от континентального склона на севере до Кольского полуострова на юге. Для составления схемы морфоструктурного районирования масштаба 1 : 2 500 000 были использованы: сводная батиметрическая карта масштаба 1 : 1 000 000, для прикольского и припечорского шельфов – батиметрические карты масштаба 1 : 200 000 и космические снимки с ИСЗ “Метеор”, “Ресурс-Ф”, “Алмаз-1” и других спутников масштабов от 1 : 10 000 000 до 1 : 200 000, а также последние работы по тектоническому районированию (Баренцевская..., 1988; Тектоническая карта..., 1996). При изучении морфоструктурного плана суши использовались данные морфоструктурного анализа топографических карт масштаба 1 : 500 000 и материалы космических и высотных аэрофотосъемок масштаба от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000. Для Кольского полуострова В.А. Ильин провел анализ и районирование поля современного тектонического напряжения (Авенариус и др., 1992). Следует отметить, что для морфоструктурной интерпретации выровненного и слабо расчлененного рельефа в районе Печорского моря желательны батиметрические карты масштаба 1 : 200 000 на всю акваторию, которые отсутствовали. Но так как по физико-географическим условиям этот регион отличается повышенной ледовитостью, то повышается информативность материалов аэрокосмических съемок, компенсирующих это отсутствие. Морфоструктурное районирование проводилось по методике, разработанной в ГНПП “Аэрогеология” (Авенариус и др., 1985, 1991), с учетом последних исследований по сейсмостратиграфии и данных бурения на шельфе новейших отложений.

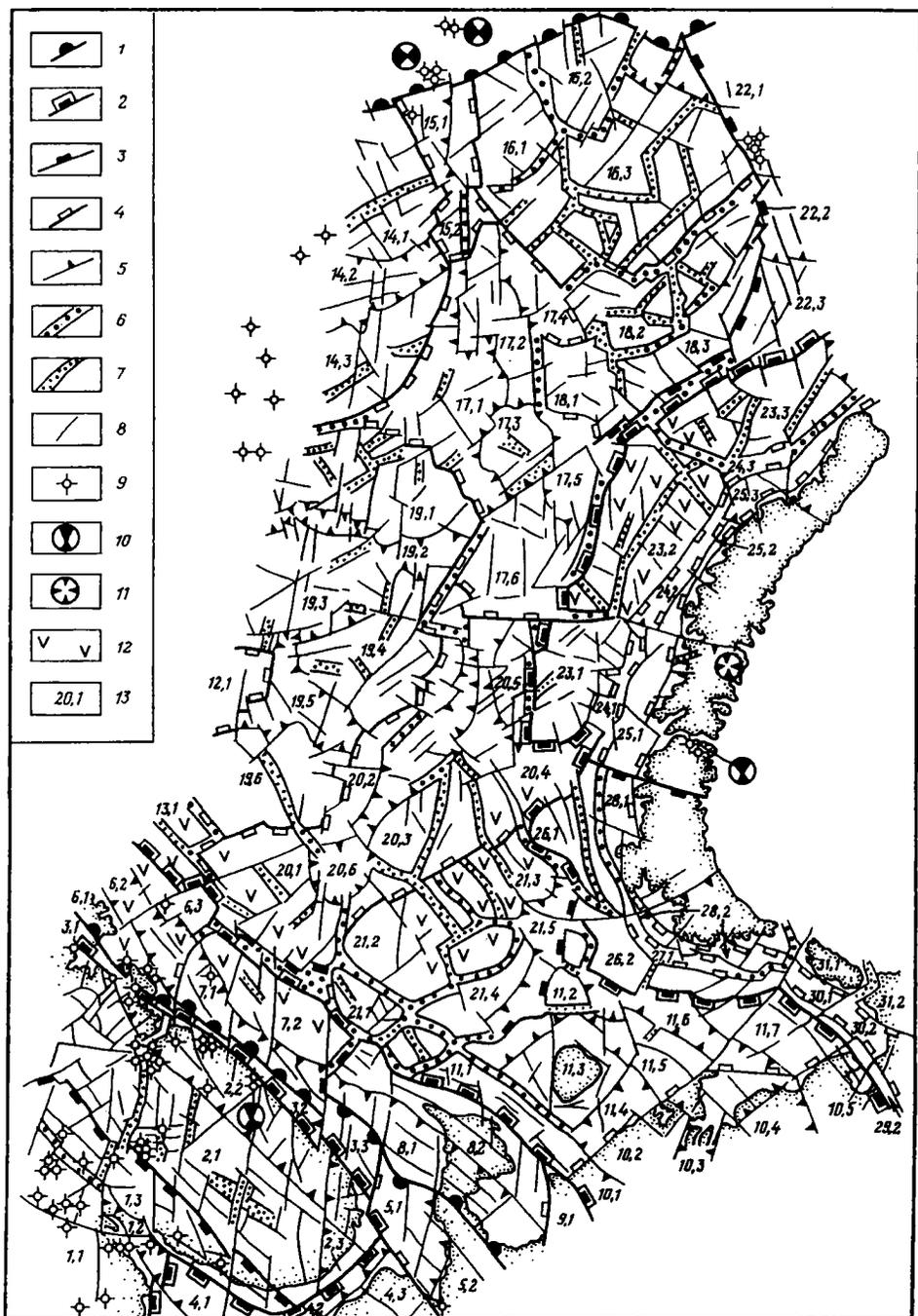


Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования восточной части Баренцева моря

Границы морфоструктурных элементов: 1 – надпровинций, 2 – провинций, 3 – подпровинций, 4 – областей, 5 – районов. Грабенообразные пограничные зоны: 6 – разделяющие морфоструктурные элементы, 7 – осложняющие морфоструктурные элементы, 8 – линейменты, соответствующие тектоническим нарушениям, активным в новейшее время. 9 – эпицентры землетрясений, 10 – решение механизмов в очагах землетрясений по данным Б.А. Ассиновской (1994), 11 – проявления вулканизма в новейшее время, 12 – участки повышенного теплового потока, 13 – номера морфоструктурных областей (первая цифра) и районов (вторая цифра)

Схема морфоструктурного районирования восточной части Баренцева моря (рис. 1) представляет собой систему иерархически (пять порядков) соподчиненных единиц – от надпровинций до районов. Сопоставление планового расположения основных геоморфологических единиц и геолого-геофизических данных привело к заключению, что на новейшем этапе в регионе выделяются те же самые основные структурные элементы, что и в фундаменте (Сенин, 1993). Конечно, идеального совпадения границ нет, но они достаточно близки, поэтому можно с полной уверенностью говорить о морфоструктурных образованиях. Положенные в основу морфоструктурного районирования критерии различия как морфологии, так и структурно-тектонической основы позволили разделить всю территорию на две крупные надпровинции: **Восточно-Европейскую**, включающую две изометричные провинции – Балтийскую (одноименный щит) и Русскую (одноименная плита), и **Урало-Монгольскую**, состоящую из Печоро-Баренцево-Северо-Карской изометричной провинции и двух линейных – Варангер-Тиманской и Пай-Хой-Новоземельской. В пределах Балтийской, Русской и Печоро-Баренцево-Северо-Карской провинций развит преимущественно равнинный рельеф с преобладанием изометричных или слабо вытянутых морфоструктурных образований более низких порядков. Линейные провинции ограничивают и/или разделяют изометричные образования. В них развиты линейные низкопорядковые морфоструктуры, выраженные в рельефе возвышенными валами, краями, низко- и среднегорными линейными сооружениями. Таким образом, морфологическое различие между этими типами морфоструктурных провинций на новейшем этапе было достаточно разительным, что обусловлено более яркой в пределах линейных морфоструктурных провинций тенденцией к поднятиям, большей дифференциальностью движений и яркостью признаков горизонтальных движений по сравнению с изометричными провинциями.

Баренцевоморский шельф всегда относился к атлантическому типу пассивных континентальных окраин. Б.В. Сенин (1993) выделил этот регион в особый – арктический тип континентальных окраин, который, являясь разновидностью атлантического, отличается большей подвижностью. (Но это присуще не только арктическим шельфам.) По нашему мнению, название “континентальные окраины пассивного типа”, не совсем точное, слово “пассивные” выключает их из глобальной геодинамической концепции. В тектонике литосферных плит им отведена роль чисто орграфического и геофизического контакта континентальных и океанических сегментов внутри главных литосферных плит. Однако континентальные окраины пассивного типа могут быть так названы только условно, так как не исключено, что океаническая кора в их пределах испытывает нисходящие движения, хотя масштабы процесса, конечно, несопоставимы с активными континентальными окраинами (Авенариус, 1991). На самом деле они живут довольно активной тектонической жизнью, во всяком случае, на новейшем этапе. (Подобные суждения встречаются в статьях В.Е. Хаина (1989) и М.П. Антипова с соавторами (1994).) Необходимо также учитывать возраст прилегающей к континентальным окраинам океанической коры, так как этот фактор обычно связан с близостью или удаленностью соответствующего срединно-океанического хребта (СОХ), что во многом определяет активность новейших движений в пределах окраины. Еще один фактор – сочленение океана с континентальной окраиной, сформировавшейся в пределах плиты/микроплиты. Другой вариант (складчатый пояс), как правило, также повышает активность зоны сочленения континентального и океанического типов земной коры.

При характеристике новейших морфоструктур правильнее пользоваться не термином “континентальная окраина”, а понятием “переходная зона от континента к океану”, предложенным О.К. Леонтьевым, поскольку “континентальная окраина” по смыслу словосочетания однозначно предполагает, что окраина – часть континента. Но это совершенно не обязательно, так как в переходных зонах часто встречаются участки с океаническим или близким к нему типом земной коры. Для баренцевоморского шельфа как части такой переходной зоны характерны:

Список морфоструктурных элементов

№ п/п	Область	Подпровинция	Провинция	Надпровинция
1	Беломорская	Карельская	Балтийская	Восточно-Европейская
2	Кольская	Кольская		
3	Рыбачинско-Кильдинская	Северная	Русская	
4	Кандалакшско-Северо-Двинская			
5	Мезеньская			
6	Приварангерская	Варангер-Кольская	Варангер-Тиманская	Урало-Монгольская
7	Прикольская			
8	Канинская	Кольско-Тиманская		
9	Тиманская			
10	Прибрежная	Печорская	Печоро-Баренцево-Северо-Карская	
11	Печороморская			
12	Нордкюпская	Баренцевская		
13	Финморкенская			
14	Виктории			
15	Франц-Виктории			
16	Земли Франца Иосифа			
17	Северо-Баренцевская			
18	Северо-восточная			
19	Центрально-Баренцевская			
20	Южно-Баренцевская			
21	Юго-восточная			
22	Северо-Аннинская	Северо-Карская		
23	Адмиралтейская	Северо-Новоземельская		Пай-Хой-Новоземельская
24	Северо-Новоземельская (желоб)			
25	Присеверо-Новоземельская			
26	Моллера-Притечорская	Южно-Новоземельская		
27	Южно-Новоземельская (желоб)			
28	Приюжно-Новоземельская			
29	Долгоостровская	Вайгач-Пай-Хойская		
30	Каратаихинская			
31	Привайгач-Пай-Хойская			

- 1) гетерогенность возраста и структуры фундамента, обусловленная положением в пределах сложнопостроенного Урало-Монгольского складчатого пояса;
- 2) активное и широкое развитие процессов рифтогенеза на многих этапах геологической истории;
- 3) наличие “окоп” с отсутствием “гранитного слоя” земной коры;
- 4) близость к СОХ с очень молодым возрастом становления океанической коры и их активным развитием именно на новейшем этапе;
- 5) субпараллельное расположение внешних границ по отношению к смежным СОХ.

Современный морфоструктурный план баренцевоморского шельфа сформировался в новейшее время, которое для данного региона и его сухопутного обрамления начинается со второй половины палеогена, об этом свидетельствует мел-палеогеновый возраст кор выветривания Фенноскандии и Кольского полуострова. Полной синхронности начала неотектонического этапа в пределах шельфа не было, но в первом приближении его можно рассматривать как одновременный на всей территории. В жизни шельфа Баренцева моря в кайнозое происходят разительные перемены, обусловленные главным образом тремя факторами: первый – суммарное влияние всех этапов предыдущей истории тектонического развития региона (Баренцевская..., 1988; Сенин, 1993); второй – воздействие начавшегося в начале кайнозоя активного океанообразования в Северо-Атлантическом и Северном Ледовитом океанах; третий – специфика особенностей палеогеографии кайнозоя.

Особенности тектонического строения региона сыграли существенную роль в формировании новейшего морфоструктурного плана, предопределив развитие участков с двумя типами основных морфоструктурных единиц: относительно изометричных, присущих плитным и/или микроплитным сооружениям, и линейных, характерных для складчатых систем, существенно различившихся по характеру геодинамических процессов. Практически весь баренцевоморский шельф расположен в Урало-Монгольской надпровинции. Приуроченность к огромному складчатому поясу обусловила значительную подвижность шельфа в новейшее время, преимущественное развитие слабо вытянутых морфоструктур второго-третьего порядка, отсутствие полной сквозной унаследованности и частые инверсии. Еще более ярко эти тенденции проявились в пределах линейных Варангер-Тиманской и Пай-Хой-Новоземельской морфоструктурных провинций. В Восточно-Европейскую морфоструктурную надпровинцию попадают лишь узкая полоса прикольского шельфа, Кольский полуостров и Белое море.

Специфическая особенность Баренцевоморского региона – его близость к возникшим и развивавшимся в кайнозое СОХ Северо-Атлантического и Северного Ледовитого океанов. На смежных с океанами участках новейший этап знаменовался весьма активным грабено- и горстообразованием, значительной сейсмичностью (Ассиновская, 1994) и даже плейстоценовым вулканизмом (Дибнер, 1978). Раскрытие Северной Атлантики началось около 56–60 млн лет назад (л.н.) и шло с переменной скоростью. По данным С.С. Рождественского (1981), максимумы линейной скорости разрастания в Северной Атлантике приходятся на время 19-й аномалии (средний эоцен) и 6-й аномалии (ранний миоцен). Именно в миоцене отмечено резкое усиление тектонической активности на территории Шпицбергена и его западном шельфе, это – активное грабенообразование, надвиги, складкообразование, обусловленные активным правосторонним смещением по Шпицбергеновскому разлому. Раскрытие Северного Ледовитого океана началось около 56 млн л.н., А.М. Карасиком (Геология Арктики..., 1984) были выделены два этапа ускорения спрединга – 20–36 и 0–4 млн л.н. Несколько иные данные приводит С.В. Аплонов (1987), который отмечает наибольшие значения скорости спрединга в конце миоцена–начале плиоцена и в эпоху около 2 млн л.н., после резкого снижения во второй половине плиоцена. Таким образом, отмечается общий с Норвежско-Гренландским бассейном этап ускорения разрастания, относящийся к концу олигоцена–началу

миоцена, т.е. собственно к началу новейшего этапа. Главная зона влияния Северной Атлантики приурочена к западной части Баренцева моря, а зона влияния Северного Ледовитого океана – к северной окраине. Они характеризуются значительной активностью, дифференцированностью движений, более высокой сейсмичностью и наличием поперечных континентальному склону желобов, уходящих далеко в глубь шельфа. Некоторые различия в морфологии (висячие устья – на севере), возможно, обусловлены влиянием экзогенных факторов.

Вопросы палеогеографии региона в кайнозое наиболее полно синтезированы в “Атласе палеогеографических карт шельфов Евразии” (1992) и в монографии Ю.Г. Самойловича с соавторами (1993). Из палеогеографических событий кайнозоя для облика морфоструктур на баренцевоморском шельфе особенно важными были следующие. Преимущественное субаэральное развитие региона практически на всем протяжении палеогена и неогена (за исключением Печорского моря в среднем миоцене–плиоцене) способствовало длительному формированию на месте современного шельфа в условиях теплого и умеренного климата эрозионно-денудационного рельефа с многочисленными долинами и некоторому изменению за счет денудации и аккумуляции тектонических структурных форм. Оживление тектонических движений в позднем олигоцене–начале миоцена привело к тому, что были уничтожены осадки, накопившиеся в течение палеогена. Анализ геологических данных в районе Шпицбергена (Геология Арктики..., 1984) показал, что наряду с вертикальными имели место и горизонтальные движения, которые во многом развивались унаследованно от более ранних эпох. Не исключено, что аналогичная унаследованность горизонтальных движений имела место на новейшем этапе и в некоторых других частях региона.

Начало формирования в Северном полушарии 3 млн л.н. оледенения с возникновением первых крупных ледниковых щитов изменило картину экзогенных процессов, так как резко ускорились процессы денудации, особенно нивальные и перигляциальные, и активизировалось переформирование тектонических структур. Кроме того, гляциоизостатические движения внесли значительный вклад в изменение поля высот. Особенно существенно то, что эти движения были относительно частыми, быстрыми и знакопеременными из-за смены ледниковых и межледниковых эпох. В сочетании с активным развитием собственно эндогенных движений это привело к тому, что во время резкого изменения изостатических нагрузок активизировалась сейсмичность региона. По данным Б.А. Ассиновской (1994), дополненным материалами по Кольскому полуострову, наряду с зонами сейсмичности по внешнему обрамлению шельфа были выделены определенные зоны внутри него. К сожалению, данные о сейсмичности северо-восточной части моря Земли Франца-Иосифа и Новой Земли очень скудные – скорее всего, из-за удаленности от станций наблюдения. На Новой Земле это, вероятно, связано еще и с многочисленными взрывами, способствовавшими разрядке напряжений в верхней части земной коры.

Коротко отметим те выводы, которые были получены в результате морфоструктурного анализа.

1. В пределах Балтийской и смежных районов Русской провинции от предшествующих неотектоническому этапам геологического развития унаследована северо-западная ориентировка крупных морфоструктурных единиц, заложенная еще в докембрии.

2. В определении облика морфоструктур Балтийской провинции на новейшем этапе важную роль играли дифференцированные вертикальные движения разных масштабов, а значительную – сквозные субмеридиональные мегалинеаменты. Следует особо выделить Кольско-Кандалакшский мегалинеамент, разделяющий акваторию Баренцева и Белого морей и Кольский полуостров (Стрелков, 1973) на два основных региона с разным характером новейших движений – западный (поднятия и прогибы интенсивнее и дифференцированнее) и восточный. Однако на облик

морфоструктур оказали влияние и горизонтальные движения, в частности, вероятно, ими определяется устойчивая асимметрия (более крутые юго-западные склоны) возвышенностей в прикольском шельфе (районы 3.1–3.3 на рис. 1) и на севере Кольского полуострова (район 2.2 на рис. 1). Это также подтверждает анализ полей новейших тектонических напряжений, характеризующихся сжатием в северо-восточном–юго-западном направлениях, и решение механизмов землетрясений (Ассиновская, 1994).

3. В морфологии рельефа Кандалакшского залива и прилегающей суши выделяются три звена: в западной части на суше – сводовое поднятие (1.1 и 1.3, см. на рис. 1), пересеченное сквозной грабенообразной долиной северо-западного простирания; восточнее, от Кандалакиши до Турьего полуострова, – зона чередования типичных грабено- и горстообразных форм подводного рельефа также северо-западной ориентировки (1.2, см. рис. 1), рассеченных поперечными зонами, отчетливо выраженными в рельефе уступами и поперечными грабенами (например, Колвицкая губа). Зону грабено- и горстообразных форм на востоке сменяет крупная впадина глубиной до 300 м, заполненная осадочными мезо-кайнозойскими породами (4.1 на рис. 1). Таким образом, в пространстве по зонам крупных субмеридиональных нарушений сочленяются области: начального рифтогенеза (сводовое поднятие) – на западе, типичного рифтогенеза – в центре и заключительной фазы – формирования на месте бывшего рифтового сооружения впадины – на востоке. Этот современный пространственный морфоструктурный ряд, скорее всего, отражает временную последовательность в развитии всего Кандалакшского залива, об активности тектонической жизни которого свидетельствует значительная современная сейсмичность.

4. Эпицентры современных землетрясений, известные в регионе (Ассиновская, 1994), а также отмеченные на Кольском полуострове многочисленные следы голоценовых палеосейсмодислокаций (Атлас..., 1971; Авенариус, 1988) приурочены преимущественно к северо-западным и субмеридиональным линеаментам, и в первую очередь – к узлам их пересечений. На развитие сейсмичности наряду с тектоническими причинами оказали воздействие гляциоизостатические явления в конце позднего плейстоцена–начале голоцена, сразу после исчезновения последнего оледенения. Это показывает, как важно изучать прилегающую к шельфу сушу, таким образом решив многие вопросы при проведении полевых наблюдений.

5. В Варангер-Тиманской провинции, как и на Балтийском щите, на шельфе преобладает северо-западная ориентировка морфоструктурных элементов, унаследованная от докембрийского и байкальского этапов. Границей Варангер-Тиманской провинции с преимущественным развитием северо-западных элементов служит северо-восточное подножие Северо-Мурманской возвышенности (7.2, см. рис. 1), к которому примыкает линейная морфоструктурная грабенообразная зона. В пределах смежной с ней с северо-востока возвышенности (21.1, см. рис. 1) Южно-Баренцевской области элементы северо-западных простираний в орографии как самой возвышенности, так и более мелких элементов еще “чувствуются”, но уже в ослабленном виде. Главным критерием различий является то, что многочисленные субмеридиональные зоны, пересекающие Кольский полуостров, прикольский шельф и Варангер-Тиманскую провинцию, к северу от этой грабенообразной зоны приобретают северо-восточную ориентировку, характерную для Южно-Баренцевской области. Это обстоятельство, а также общая северо-западная ориентировка Северо-Мурманской возвышенности (район 7.2) и такая же ориентировка ряда мелких линеаментов и мезоформ рельефа позволяют считать, что фундаментом ее являются байкалиды Варангер-Тиманской провинции, которые были частично втянуты в прогибание в процессе формирования в мезозое Южно-Баренцевской впадины. В настоящее время эта морфоструктурная единица опять оказалась втянутой в поднятие и отчетливо проявилась ее связь с Варангер-Тиманской провинцией с характерными северо-западными направлениями морфоструктур.

6. В пределах Южно-Баренцевской области ведущими в орографии и морфоструктуре являются северо-северо-восточные и северо-восточные направления. Это, скорее всего, связано с ориентировкой пермо-триасовой, одноименной рифтовой зоны, которая повлияла на смежные территории. В новейшее время отмечается четкая тенденция к смещению к северо-западу оси рифтогенной зоны Южно-Баренцевской впадины (районы 21,6, 21,7), которая с позднего мезозоя до позднего плейстоцена располагалась на месте Юго-Восточного поднятия (22,1–22,4 на рис. 1). Судя по тому, что прибортовые зоны современной впадины имеют ступенчатое строение, это погружение носило поэтапный и блоковый характер. Однако и на новейшем этапе сохранилась северо-восточная генеральная ориентировка всей Южно-Баренцевской морфоструктурной области, ее примечательный элемент – поперечные северо-западные линеаменты со сдвиговой компонентой. Не исключено, что в осевой части сохранились и раздвиговые движения, способствующие формированию надвиговых (взбросо-надвиговых) локальных линеаментов на ее отдельных прибортовых поднятых участках (на поднятии Федьинского – устное сообщение Н.А. Поляковой).

7. Печорская морфоструктурная подпровинция наряду с очень четкими северо-восточными сбросо-сдвиговыми (левыми) направлениями линеаментов во многом унаследовала и более древние байкальские северо-западные. Сложное сочленение этих зон в сочетании с мощной аккумуляцией в плиоцен-четвертичное время, приведшей к значительному выравниванию рельефа и слабой выраженности морфоструктурных образований всех рангов, обусловило сложность трактовки морфоструктурного районирования всей подпровинции.

8. По западной периферии Пай-Хой-Новоземельской линейной провинции отмечается широкая зона ее влияния на облик морфоструктур шельфа, в частности для их внешнего ограничения характерны дуговые очертания, переходящие в линеаменты со сдвиговой компонентой в новейшее время. Существенное влияние Новоземельского орогена сказалось на очертаниях вала Адмиралтейства, дугообразные границы которого субпараллельны Новоземельскому архипелагу. Не исключено, что эти элементы проявились наиболее четко в новейшее время за счет формирования системы Западно-Новоземельских желобов – как единой структуры раздвигания. Это позволяет предполагать, что и на новейшем этапе здесь имела место, пусть и слабо выраженная, тенденция горизонтальных движений, ориентированных от Пай-Хоя и Новой Земли в сторону прилегающих участков баренцевоморского шельфа. К аналогичному выводу пришел и Б.В. Сенин (1993). По нашему мнению, еще одно доказательство в пользу такого предположения – активное развитие во второй половине новейшего времени Восточно-Новоземельского желоба, интенсивно прогибавшегося и слабо компенсированного осадками. Для его западного борта отмечается современная сейсмичность (Маточкин Шар, восточная часть), известны признаки повышенной магматической деятельности в кайнозое на Новой Земле и в Пай-Хое (Баренцевская..., 1988).

9. Крайний север баренцевоморского шельфа (Северная подпровинция) характеризуется преимущественно ортогональной морфоструктурной организацией, наибольшей активностью новейших движений, их значительной дифференцированностью и сейсмичностью.

10. Многочисленные линеаменты и границы морфоструктурных единиц образуют сложную систему мегалинеаментов разных направлений. Главные из северо-западных линеаментов (в целом параллельных трансформным разломам Северной Атлантики): а) Кандалакшско-Северо-Двинский; б) “линия Карпинского”; в) Колвинско-Шпицбергенский. Активность именно этих направлений подтверждается северо-западной ориентировкой зон современной сейсмичности вдоль Кандалакшского залива и “линии Карпинского”. Главные из северо-восточных мегалинеаментов: а) Соловки–горло Белого моря–берег Печорского моря–Карские Ворота; б) северо-западные подножия Южно-Канинского, Северо-Канинского и Гусиного

поднятий—Северо-Новоземельский желоб; в) желоб Нансена. Наряду с этими ориентировками для всей восточной части шельфа выявляется система субмеридиональных мегалинеаментов: а) Кольская—западный борт Центрального поднятия (33–30° в.д.) с активной современной сейсмичностью; б) зона 42° – Б.В. Сенина (точнее, 42–43° в.д.) с серией левых сдвигов по поперечным линеаментам. Выделяются и субширотные линеаменты: а) около 71° с.ш.; б) около 75° с.ш.; в) около 78° с.ш.; г) континентальный склон к Северному Ледовитому океану.

11. “Узлы пересечения” этих зон должны играть существенную роль в активизации газо- и теплообмена нижних и верхних частей литосферы и представлять интерес для прогноза нефтегазоносности. Важность таких узлов для прогноза отметила Е.Я. Ранцман (1989) на примере Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Морфоструктурный план зоны Южно-Хибинских дислокаций // Геоморфология. 1988. № 3. С. 34–39.

Авенариус И.Г. Некоторые закономерности глобального рельефа Земли // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. М.: ВИЭМС, 1991. Вып. 10/11. С. 83–96.

Авенариус И.Г., Ильин В.А. Некоторые аспекты новейшей геодинамики Кольского полуострова и смежных акваторий // Геология четвертичных отложений и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 31.

Авенариус И.Г., Трецов А.А. Морфоструктурный анализ акваторий по космическим снимкам // Сов. геология. 1985. № 3. С. 75–82.

Авенариус И.Г., Шкарин В.Е. Использование материалов дистанционных съемок и их автоматизированной обработки для изучения новейшей геодинамики шельфов (на примере моря Лаптевых) // Цифровая обработка видеoinформации при структурно-геологических и сейсмотектонических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 55–67.

Антипов М.П., Беляков С.Л., Пуцаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике перикоеанических бассейнов // Геотектоника. 1994. № 1. С. 62–69.

Аглонов С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: ИОРАН, 1987. 97 с.

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 278 с.

Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: Наука, 1994. 128 с.

Атлас Мурманской области. М.: ГУГК, 1971. 33 с.

Атлас палеогеографических карт шельфов Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1992. 98 с.

Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Геология Арктики. М.: Наука, 1984. 168 с. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Т. 4).

Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: КНЦ РАН, 1989. С. 28–45.

Гуревич В.И. Неотектоническая активность морфоструктур беломорского и южной части баренцевского шельфов // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 170–174.

Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

Матшиов Г.Г. Рельеф, морфотектоника и основные черты развития Баренцева моря // Океанология. 1977. № 2. С. 315–328.

Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.: ГУГК, 1990.

Мусатов Е.Е. Неотектоника баренцево-карского шельфа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирование Западно-Сибирской равнины в связи с локальным прогнозом нефтегазоносности // Геоморфология. 1989. № 1. С. 30–39.

Рождественский С.С., Красильщиков А.А., Литвинов Э.М. и др. Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л.: Недра, 1981. 198 с.

УДК 563.12

Т.П. БЕЛОУСОВ, В.П. ЧИЧАГОВ

О СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАЦИЯХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В многочисленных разрезах плейстоценовых и голоценовых отложений сейсмоактивных горных областей Центральной Азии, Закавказья и Кавказа, в частности эпицентральной зоны Рачинского землетрясения 1991 г., встречаются разнообразные включения горных пород: обвалы и осыпи скальных образований, блоки и крупные глыбы, скопления обломочного материала в трещинах, отдельные обломки в покровных суглинках и т.д. На поверхности этих районов местами просматриваются тектонические и сейсмотектонические трещины. В зонах современного трещинообразования нередко линейные палеосейсмодислокации, а в их пределах – зоны дезинтеграции горных пород. Включения скальных обломков и молодой катаклазированный материал могут рассматриваться как специфические сейсмотектонические фации четвертичных отложений (Белоусов, Чичагов, 1992, 1993а, б). Фация в первичном значении – это облик, разновидность осадочных пород. Это термин широкого понимания, не исключающий введения новых разновидностей, связанных со специфическим генезисом новообразований, в данном случае сейсмотектоническим. К тому же сейсмогенные включения с момента их внедрения в исходный тип четвертичных отложений подвергаются тем же изменениям, что и последние, становясь таким образом их действительными фациями.

Н.А. Флоренсов в 1960 г. впервые ввел термин “палеосейсмодислокации” и “палеосейсмогеологический” метод их распознавания. Он писал: «...“палеосейсмодислокации” обнаруживаются в разрезах молодых осадочных толщ с завершённым слоеобразованием – преимущественно неогеновых и антропогеновых, носящих признаки молассоидных формаций, т.е. признаки коррелятивной связи с бывшими или доселе существующими соседними горными возвышенностями, что имеет место повсюду в межгорных впадинах Средней и Центральной Азии... палеосейсмодислокации могут быть со значительной достоверностью установлены, во всяком случае “заподозрены” по фактам вторжения грубообломочных образований – крупноглыбовых конглобрекчий, гигантобрекчий, фангломератов – в ритмически построенный разрез неогеновых и плейстоценовых отложений. Линзы таких образований, представляющих фации горных подножий и обвалов, нередко в разрезах молодых молассоидов Северной и Центральной Азии... Во всех таких случаях поступление в осадок очень грубого материала происходило, очевидно, внезапно, отмечая катастрофически резкую границу в ходе тектонических движений области размыва... Лучший известный автору пример явлений подобного рода – громадная линза гигантобрекчий в ритмично построенном разрезе нижнемеловых угленосных отложений гусиноозерской свиты в Забайкалье...» (Флоренсов, 1979, с. 208).

Вопросы ранжирования, стадийности, динамики и энергетики этих образованных рассматриваются с позиций классической термодинамики. В ее канонах горные кристаллические породы – типичный пример равновесной термодинамической системы, а тектонические землетрясения – термодинамическая модель типа тепловой машины.

В.И. Шаров (1992) разработал теоретические основы сейсмической деструкции горных пород. Согласно классической термодинамике, кристаллическая горная порода – типичный пример равновесной термодинамической системы, внутренняя энергия которой определяется соотношением $E = F + TS$, где F – свободная энергия, T – температура и S – энтропия системы. Энтропия – функция состояния термодинамической системы. Изменение энтропии в равновесном процессе равно отношению количества теплоты, сообщенного системе или отведенного от нее, к термодинамической температуре системы. Неравновесные процессы в изолированной системе сопровождаются ростом энтропии, они приближают систему к состоянию равновесия, в котором энтропия максимальна. В то же время энтропия, согласно принципу Больцмана, – это мера вероятности пребывания системы в данном состоянии.

Тектоническое землетрясение – весьма сложное эндогенное явление. По предположению В.И. Шарова, в нем отчетливо распознаются две неравнозначные стороны: скрытая внутренняя активная – очаг землетрясения и внешняя – поле упругих колебаний среды, распространяющихся из очага как сейсмического источника. Сущность очаговой стороны выражает процесс разрушения горных пород – необратимый физический процесс. Вторая сторона – производная от первой и представляет собой механическую колебательную систему, являясь обратимым процессом.

Поскольку причина землетрясения и его следствие не эквивалентны, очаг тектонического землетрясения может рассматриваться как термодинамическая модель типа тепловой машины, которая не просто передает или трансформирует механическое движение среды, а сама его производит. Необратимые минеральные превращения определяются изменением энтропийного члена, ответственного за производство энтропии внутри термодинамической системы. И. Пригожин и И. Стенгерс (1966) считают, что в термодинамической системе приращение энтропии допускает разложение в сумму двух членов: $d_e S$, связанного с обменом между системой и внешней средой, и $d_i S$, описывающего производство энтропии вследствие необратимых процессов внутри системы.

В постулатах классической термодинамики часто встречаются термодинамические системы, в которых производство энтропии существенно обгоняет ее энергетические потери, т.е. $d_e S \gg d_i S$. Это сильно неравновесная область нелинейной термодинамики, удивительные свойства которой положены И. Пригожиным в основу нового диалога человека с природой (Пригожин, Стенгерс, 1966; Шаров, 1992). Поведение неравновесных систем специфично, неустойчиво, может приводить к формированию новых динамических состояний – диссипативных структур. В таких состояниях возникающие флуктуации не только не затухают, но усиливаются и, завладевая всей системой, заставляют ее эволюционировать к новому режиму, отличному от режима стандартных слабонеравновесных систем.

Вслед за В.И. Шаровым авторы выделили два основных типа механизма разрушения пород.

1. Если скорость производства энергии $d_e S$ или скорость разрушения связей атомов в кристаллической решетке минералов может быть скомпенсирована упругой отдачей со звуковой скоростью, то в системе устанавливается режим с предельной скоростью разрушения, не превышающей скорости упругих колебаний в среде. Это широко распространенная форма разрушения – трещинообразование, когда в системе не меняется величина энтропии ($d_i S = 0$) и устанавливается слабонеравновесный режим разрушения. Трещинообразование – довольно сложный динамический процесс, приводящий к делимости отложений и горных пород на систему блоков разных порядков и закладывающий основы дифференцированных тектонических движений блоков земной коры.

2. Если скорость производства энергии $d_1 S$ не может быть скомпенсирована процессом упругой отдачи, т.е. $d_1 S > d_2 S$, то развивается новый режим разрушения, протекающий со скоростью, превышающей скорость звуковых упругих волн, но не достигающий скорости ударной волны. При $d_1 S \gg d_2 S$ разрушение завершается формированием детонационного процесса – взрыва, имеющего качественно иную, т.е. химическую, природу. Согласно модели детонации ЗНД (Зельдовича–Неймана–Деринга), ударная волна, распространяясь в среде, мгновенно сжимает и нагревает ее до такой степени, что в ней инициируются химические реакции, при которых в течение нескольких наносекунд высвобождается колоссальная энергия.

Термодинамика разрушения горных пород допускает реализацию четырех стадий процесса.

Первой стадии присущи малые скорости процесса разрушения, при которых система близка к равновесию. Поскольку физическое состояние системы определяется теплопроводностью среды и ее температурой, может происходить переход кристаллической фазы в жидкое и газообразное состояние. Закладывается и под действием процессов выветривания развивается система литологически и тектонически ослабленных зон, намечается блоковая организация субстрата.

На основании полученных нами данных можно заключить, что на развитие зияющих трещин огромное влияние оказывают, с одной стороны, экзогенные процессы, с другой – тектонические явления, способствующие их раскрытию, возникновению новых трещин, микрограбенов и более сложных разрывных структур. Особенно активно процессы протекают в эпицентральных зонах сильных землетрясений в афтершоковый период, подтверждением служит обследованная нами область проявления Рачинского землетрясения на юге Большого Кавказа в 1991 г. При этом развитие трещин в осевых частях поднятий, в их бортах и на уступах происходит далеко не однозначно. Оригинально поведение трещин на земной поверхности и на глубине. Стереотип, согласно которому все трещины с глубиной затухают, сходит на нет, в свете новых данных требует пересмотра. Согласно результатам наших наблюдений, существуют трещины, ширина которых с глубиной увеличивается. По достижении некоторого предела они могут переходить в полости, подверженные интенсивным обрушениям (Белоусов и др., 1993).

Вторая стадия имеет скорость разрушения сопоставимую, но не превышающую скорость звуковых колебаний в среде. Для нее характерен линейный, трещинный тип разрушения. В некоторых областях оформляется система сейсмостектонических трещин, вдоль которых развиваются разнообразные деформации. Наиболее типичным примером второй стадии можно назвать процесс вспарывания в очаге сильного землетрясения. Особенности его проявления и геоморфологическая результативность зависят от многих причин, прежде всего от расчлененности рельефа, литологии горных пород и некоторых других факторов. Для процесса характерны эшелонированность и кулисообразность заложения трещин, образование пар субпараллельных разрывных нарушений, вдоль которых закладываются микрограбены.

Третья стадия проявляется при скорости выше скорости звука. Разрушение приобретает объемный характер и происходит в условиях высокого направленного сжатия деформируемой среды. Характерны горизонтальные деформации – надвиги, взбросы, сдвиги, приводящие к крупным обрушениям, отседаниям скальных пород, обвалам и блоковым оползням. Особенно результативны процессы третьей стадии вдоль тектонических и сейсмостектонических уступов.

Четвертая стадия сопровождается возникновением детонационного процесса – взрыва, развивающегося со скоростью равной (слабая детонация) или большей (сильная детонация) скорости ударной волны. Разрушение на этой стадии, согласно модели детонации ЗНД, происходит в форме мгновенной химической реакции, изменяющей минеральный состав горных пород и качественно преобразующей исходную среду; сопровождается процессами дезинтеграции горных пород. Системы

типа четвертой стадии деформаций – неравновесные, их поведение крайне неустойчиво и, как отмечалось ранее, может приводить к формированию новых деструктивных динамических состояний – диссипативных структур. К деформациям данной стадии можно отнести разрушения коренных пород на глубине. Так, в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения, в пределах хребта Хихата, крупнозернистые песчаники и мергели на глубине были превращены в рыхлые, сыпучие пески, создающие значительную общую неустойчивость всего поднятия, особенно его скальной кровли.

Проявление детонационного процесса может, по-видимому, приводить к образованию замкнутых, нередко достаточно крупных пустот на глубине в результате резкой, скачкообразно протекающей дезинтеграции карстующихся пород, активизации карстовых процессов и в итоге – значительного уменьшения объема горных пород (первоначально из-за необратимых физико-химических преобразований). Пустоты создают реальную опасность возможных обрушений их кровли. В ряде публикаций (Белоусов, Чичагов, 1992, 1993а, б) авторы упоминали, что крупнейшие обрушения в карстовых областях южного склона Большого Кавказа могут иметь такой генезис.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Сейсмотектонические процессы способны существенно видоизменять четвертичные отложения. Наиболее яркое тому подтверждение – особенности строения палеосейсмодислокаций, а также некоторые закономерности сейсмотектонической эволюции областей развития карстующихся пород и формирования карстового рельефа, что было продемонстрировано нам на примере эпицентральной зоны Рачинского землетрясения.

Проявление сейсмотектонических процессов зачастую приводит к внедрению включений чуждого материала в поверхностные горизонты рыхлых отложений, например, в результате сейсмовыбросов крупных глыб известняков в толщу четвертичных суглинков (Белоусов, Чичагов, 1992, 1993а–в).

Эти процессы также ответственны за образование новых фаций четвертичных отложений. Так, в основании одной из палеосейсмодислокаций в осевой части упоминавшегося хребта Хихата нами вскрыт шурфом своеобразный “псевдоэлювий”. Под нормальным крупноглыбовым элювием позднемеловых тонкозернистых песчаников и мергелей на глубине ~2 м залегают *in situ* рыхлые пески, образовавшиеся в результате дезинтеграции указанных коренных пород. Дезинтеграция в обширной зоне палеодислокаций, скорее всего, была сейсмогенной. Она связана с неоднократной (не менее 4–5 раз) проявлявшимися здесь интенсивными вибрационными и наряду с ними, возможно, детонационными процессами. Эти типы деформаций, по-видимому, могут проявляться в парагенетическом единстве.

Важно отметить, что сейсмотектонические процессы могут приводить к формированию новых сейсмогенных генетических типов четвертичных отложений и форм рельефа, не свойственных природной обстановке отдельных регионов. Нами установлено, что по мере сейсмогенного отступания южного уступа плато Хихата у подножия образовалась серия крупных скальных обвалов, которые за определенный период были перекрыты чехлом склоновых и элювиальных отложений. По существу, эти образования представляют собой своеобразные молодые сейсмогенные олистостромы. Одновременно сформировались новые типы и комплексы рельефа: у южного подножия известнякового плато возник рельеф сейсмогенных холмов.

Удалось обнаружить в пределах островных массивов равнинной, асейсмичной, семиаридной Восточной Монголии своеобразные селеподобные грязекаменные и песчаные потоки сейсмотектонического происхождения (Чичагов, 1993).

Применяя основы термодинамики можно полагать, что в процессах разрушения горных пород и рельефа при сильных землетрясениях возникают мощные физико-химические преобразования, порождающие внезапное взрывоподобное выде-

ление огромной энергии в очаге тектонического землетрясения. На фоне этих энергий известными энергетическими вариациями, например, при перемещениях по надвигам, сдвигам и разломам (15:5:1) можно пренебречь.

В противовес механическому принципу упругой отдачи напряжений К. Касахары (1985) авторы отдают предпочтение термодинамическому механизму, согласно которому выделяемая в очаге энергия – результат необратимого преобразования внутренней энергии деформируемой среды твердого тела. Представляется прогрессивным и новое важное предположение: очаг сильного тектонического землетрясения возникает при объемном, а не линейном разрушении среды, когда область разрушения превышает некоторый критический объем.

Применение нового термодинамического аспекта анализа зарождения, развития, реализации и последующей эволюции зон формирования сейсмогенных фаций четвертичных отложений коррелируется с развитием нового направления современной сейсмологии (Страхов, 1989) и позволяет по-новому представить механизм образования сейсмогенного рельефа и слагающих его отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов Т.П., Чичагов В.П. Макросейсмические проявления Рачинского землетрясения 1991 г. в рельефе южного склона Большого Кавказа // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 4. С. 780–786.

Белоусов Т.П., Чичагов В.П. Сейсмодислокации и природа очага Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа // Изв. РАН. Физика Земли. 1993а. № 3. С. 53–63.

Белоусов Т.П., Чичагов В.П. Геоморфологические последствия Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа // Геоморфология. 1993б. № 3. С. 32–49.

Белоусов Т.П., Чичагов В.П. Эколого-геоморфологические последствия сильных землетрясений // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993в. № 5. С. 125–142.

Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Чичагов В.П. Деформации разгрузки в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 6. С. 775–779.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1966. 197 с.

Страхов В.Н. К новой парадигме сейсмологии // Наука и жизнь. 1989. № 12. С. 39–47.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1979. 256 с.

Чичагов В.П. О роли дефляции в формировании рельефа островных гор Восточной Монголии (на примере массива Дархан-Ула) // География и природ. ресурсы. 1993. № 3. С. 102–105.

Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород: (К проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 5. С. 121–127.

ABSTRACT

Seismotectonics can change the composition of Quaternary deposits. Some results are presented which are obtained in geological and geomorphological field studies in the epicentral zones of many strong earthquakes in Asia. Karst-forming processes in the seismic regions, for example, on the Great Caucasus southern slope, are to be recognized as a special variety-seismotectonic karst deposits and seismotectonic karst deposits. Seismic vibration, stirring up and strikes can challenge, for example, formation of sand and debris streams on arid plains of the Central Asia. Seismotectonic facies connected with paleoseismic dislocations.

УДК 581.55 : 551.79 : 551.311.33(47)

Н.С. БОЛИХОВСКАЯ

ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЛЁССОВЫХ ОБЛАСТЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ И ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОН РУССКОЙ РАВНИНЫ

Кардинальные изменения в составе флоры и характере растительности Русской равнины, происходившие на протяжении плейстоцена, как в климатическом, так и в эдафическом плане были тесно связаны с динамикой покровных оледенений и палеокриогенеза. Наибольшее количество охарактеризованных палинологическим методом разрезов, по которым, выполнены реконструкции плейстоценовой перигляциальной растительности, находится в областях развития лёссово-почвенной формации (ЛПФ). В зависимости от географического положения и степени удаленности от границ ледниковых покровов выделяются лёссовые области **ледниково-перигляциальной зоны**, плейстоценовые разрезы которой характеризуются господством образований ледниковой и лёссово-почвенной формаций и присутствием интразональных – аллювиальных, озерных и других фаций, и **экстрагляциальной (внеледниковой) зоны**, которую отличает преобладание в разрезах фаций лёссово-почвенной формации и присутствие парагенетически связанных с ней аллювиальных, озерных, морских и других осадков (Болиховская, 1995).

В комплексе палинологических исследований плейстоценовых отложений лёссовых областей, помимо выделения пыльцы и спор из тонкодисперсных субаэральные пород и микроскопирования их мацерата, значительную трудность представляет фитоценологическая интерпретация перигляциальных палиноспектров и их типизация. Как показал сравнительный анализ, перигляциальные палиноспектры, отвечающие ледниковым этапам развития ландшафтов лёссовых областей, не имеют аналогов ни среди тундровых и лесотундровых субфосильных спектров, отражающих ассоциации современной – **межледниковой растительности** (табл. 1), ни среди спектров климатических оптимумов голоценового и более древних плейстоценовых межледниковий; изученных в районах распространения современной многолетней мерзлоты (Смирнова, 1971; Левковская, 1967; Шешина, 1981; Никифорова, 1982; Болиховская и др., 1988; Болиховская, Болиховский, 1992, 1994; и др.).

Основное отличие перигляциальных спектров ЛПФ от межледниковых выражено: значительно более низким содержанием или полным отсутствием пыльцы термофильных элементов дендрофлоры и микрофоссилий тепло- и влаголюбивых травянистых растений; автохтонным совмещением микроостатков тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор – свидетельство сложной структуры и мозаичности перигляциального растительного покрова; заметной ролью пыльцы и спор растений, произрастающих ныне в различных эдафических условиях: на забол-

Таблица 1

Примеры осредненных палиноспектров современных субэзральных отложений тундры, лесотундры и северотаежного редколесья Западной Сибири и лёссово-почвенных образований позднелайстоценовых перигляциальных тундр, лесотундр и редколесий Деснинско-Днепровской лёссовой области

Тип растительности	Тундра	Перигляциальная тундра	Лесотундра	Перигляциальная лесотундра	Северотаежное редколесье	Перигляциальное редколесье
Общий состав, %						
Пыльца деревьев и кустарников	39,0	34,2	56,0	53,5	87,5	69,0
Пыльца трав и кустарничков	47,0	15,0	29,0	19,5	9,0	16,0
Споры	14,0	50,8	15,0	27,0	3,5	15,0
Состав пыльцы деревьев и кустарников						
<i>Picea sect. Eupicea</i>	2,3	2,9	9,0	0,5	6,0	8,5
<i>Pinus sibirica</i>	19,7	7,3	4,0	1,5	52,0	8,5
<i>P. sylvestris</i>	13,7	35,6	20,0	8,0	14,0	38,0
<i>Larix sp.</i>	–	1,5	1,5	–	0,1	–
<i>Alnus sp.</i>	0,7	3,5	1,0	4,5	1,0	2,0
<i>Betula sect. Albae</i>	6,0	22,7	24,0	55,0	6,0	39,0
<i>B. sect. Fruticosae</i>	0,9	3,0	5,0	6,0	1,0	3,0
<i>B. sect. Nanae</i>	29,0	20,0	26,0	21,0	7,0	1,0
<i>Alnaster fruticosus</i>	9,5	1,5	7,5	0,5	12,5	2,0
<i>Salix sp.</i>	17,8	–	2,0	–	0,4	2,0
<i>Juniperus sp.</i>	–	2,0	–	3,0	–	–
Состав пыльцы трав и кустарничков						
<i>Cannabis sp.</i>	–	0,8	–	–	–	–
<i>Ericales</i>	3,6	0,5	63,0	1,5	16,0	5,0
<i>Arctous alpina</i>	–	–	1,0	–	1,5	–
<i>Calluna sp.</i>	–	–	–	–	1,0	–
<i>Linnaea borealis</i>	–	–	0,5	–	0,5	–
<i>Dryas sp.</i>	–	–	–	–	2,5	–
<i>Rubus chamaemorus</i>	0,1	–	0,5	–	–	–
<i>Poaceae</i>	33,1	39,3	10,0	19,5	39,5	45,0
<i>Cyperaceae</i>	45,4	1,2	10,0	0,5	23,0	–
<i>Artemisia sp.</i>	7,3	18,8	4,5	54,0	6,5	18,0
<i>A. s.g. Seriphidium</i>	–	1,2	–	2,5	–	–
<i>Chenopodiaceae</i>	1,2	8,3	0,5	8,0	1,5	2,0
<i>Herbetum mixtum</i>	9,5	29,9	10,0	14,0	8,0	30,0
Состав спор						
<i>Bryales</i>	31,1	11,8	49,0	39,5	43	57,0
<i>Sphagnum</i>	38,5	1,3	40,0	8,0	40,5	19,0
<i>Polypodiaceae</i>	4,0	8,2	–	10,5	8,0	9,5
<i>Athyrium filix-femina</i>	–	–	–	–	2,5	–
<i>Huperziaceae</i>	6,0	–	–	–	–	–
<i>Lycopodiaceae</i>	0,2	0,3	–	–	–	–
<i>Lycopodiella inundata</i>	0,2	–	–	–	–	–

Таблица 1 (окончание)

Тип растительности	Тундра	Перигляциальная тундра	Лесотундра	Перигляциальная лесотундра	Северотаяжное редколесье	Перигляциальное редколесье
<i>Lycopodium annotinum</i>	0,5	–	4,0	–	–	–
<i>L. dubium (pungens)</i>	3,5	–	3,0	0,5	–	–
<i>L. clavatum (lagopus)</i>	0,8	0,3	2,0	5,0	2,5	–
<i>L. appressum</i>	2,6	–	–	–	–	–
<i>Diphazium alpinum</i>	0,6	–	–	–	2,5	–
<i>Equisetum</i>	6,0	0,2	0,5	3,5	–	–
<i>Botrychium sp.</i>	–	55,0	–	23,0	–	9,5
<i>B. boreale</i>	6,0	9,8	1,5	7,0	–	5,0
<i>B. ramosum</i>	–	1,8	–	–	–	–
<i>B. simplex</i>	–	8,5	–	1,0	–	–
<i>B. lunaria</i>	–	1,0	–	–	–	–
<i>B. multifidum</i>	–	1,0	–	2,0	–	–
<i>Selaginella sibirica</i>	–	0,4	–	–	–	–

лоченных и луговых местообитаниях, участках с эродированным или неразвитым почвенным покровом (осыпях, щебнистых склонах и т.д.) и в экотопах с засоленными субстратами, указывающими на существование моголетнемерзлых грунтов. Подобные спорово-пыльцевые спектры и реконструируемые по ним палеофитоценозы и палеоландшафты единодушно идентифицируются как образования ледниковых эпох в приледниковой и внеледниковой зонах (Марков, 1931, 1939; Сукачев, 1938; Гричук М.П., Гричук В.П., 1960; Лавренко, 1981; и др.).

Посутствием прямых аналогов среди современных фитоценозов и неполнотой палеоботанической информации объясняется известная условность терминов и определений, используемых во всех работах, посвященных характеристике и пространственно-зональной дифференциации перигляциальной растительности.

М.П. Гричук и В.П. Гричук перигляциальной растительностью считали палеорастительность той части бывшего СССР, “которая, располагаясь за границами ледниковых покровов, находилась под их климатическим воздействием, независимо от того, как далеко от края ледника эта территория располагалась” (1960, с. 67). Не имея достаточных сведений о палеофлорах лёссовых областей и опираясь на палеоботанические данные по ледниковым районам Северо-Запада Русской равнины и Сибири, они в составе перигляциальной растительности пессимума эпохи максимального оледенения указывают небольшое число типично перигляциальных формаций: во внеледниковой зоне Русской равнины – тундростепи, лесотундростепи и полупустыни, а на Западно-Сибирской низменности – тундролесостепи и тундростепи.

Т.Д. Боярская (1965), при картографировании растительного покрова пессимума днепровского оледенения (в границах, принятых до 1977 г. – Прим. автора), в перигляциальной зоне Русской равнины с севера на юг выделила тундро–степи, перигляциальные степи и лесостепи с участием темнохвойных пород, а в более сложном комплексе перигляциальной растительности азиатской части бывшего СССР – перигляциальные лесотундры и лесостепи с участием или лиственницы, или светлохвойных и мелколиственных пород, или темнохвойных пород, березовые редколесья с тундровыми элементами, светлохвойные и березовые леса с участками степей, березовые и лиственничные леса с кустарниковыми видами берез и кедровым стлаником.

Для ледниковых этапов лёссовобразования Украины С.И. Турло (Сиренко, Турло, 1986) реконструирует только три типа перигляциальной растительности: 1) степи, аналогичные некоторым современным степным сообществам юга Русской равнины; 2) степи и лесостепи, близкие по составу растительных группировок современным степям и лесостепям Западной Сибири; 3) не имеющие современных аналогов степи и лесостепи, в которых встречались пойменные и байрачные леса с господством сосны и березы, с небольшой примесью в составе древостоя широколиственных пород и участием в кустарниковом ярусе таких криптофитов, как *Betula nana*, *Betula fruticosa* и *Alnaster fruticosus*. По нашему мнению, экологически несовместимые элементы произрастали в разных экотопах.

Синтезировав полученные к началу 80-х годов историко-флористические материалы и палеоботанические данные для отложений максимальной стадии валдайского оледенения, В.П. Гричук (1982) представил карту, в легенде которой характерными перигляциальными формациями валдайской (вюрмской, вейхсельской) внеледниковой зоны Европы названы разнообразные формации перигляциально-тундрового и перигляциально-степного типов растительности. Список перигляциально-тундровых формаций обширен и включает полярные пустыни, своеобразную “приледниковую растительность”, сочетавшую тундровые и степные группировки с березовыми, сосновыми и лиственничными редколесьями, низкогорные тундры и альпийские луга, комплексную формацию субарктических лугов, кустарниковых тундр и березовых редколесий, собственно формацию березовых редколесий. Особенность перигляциально-степного типа растительности – малое количество формаций: к ним относятся перигляциальные степи и четыре вида перигляциальных лесостепей. Северные варианты последних представлены сочетаниями луговых степей с березовыми, еловыми, сосновыми и лиственничными лесами, а южные отличает присутствие в луговых степях лесов из березы и сосны с участием широколиственных пород. Перигляциально-лесной тип растительности В.П. Гричук не выделяет, а лесные формации предгорий, низкогорий и межгорных котловин южной половины субконтинента (сосновые леса с сочетанием дуба и вяза, хвойно-березовые и хвойные с небольшим участием широколиственных пород) объединены им в бореальный тип растительности. Широколиственные и хвойно-широколиственные леса Восточного Причерноморья и кустарниково-лесные сообщества Средиземноморья – в неморальный и субтропический тип растительности. Тем самым констатируется, что южная граница перигляциальной зоны, даже в температурный пессимум валдайского оледенения, определяемый А.А. Величко (1987) как главный температурный минимум мезо-кайнозоя, не выходила за пределы Южной Европы. Более того, внутри перигляциальной зоны здесь существовали острова экстразональных бореальных лесов (см. карту 10 в работе Гричука, 1982).

По Е.А. Спиридоновой (1991), зональный ряд перигляциальных ландшафтов валдайского времени в бассейне Дона составляют: 1) межстадиальные лесостепи (луга с березовыми колками и примесью широколиственных пород) и бореальные еловые, сосновые и березовые леса; 2) переходные лесостепи из островных еловых или сосновых лесов и злаково-полюнных сообществ; 3) стадиальные ксеро-галлофитные и ксерофитно-злаково-полукустарничковые степи, разнотравные и гигрофильные луга.

Терминологические и интерпретационные трудности усиливаются при выполнении реконструкций, сопоставлении и синтезе ландшафтно-климатических условий всех ледниковых плейстоцена. Анализируя палеогеографическую литературу по перигляциальным ландшафтам всего плейстоцена на Русской равнине или в Европе, подавляющее большинство исследователей связывают их преимущественно с тундро-степями, тундро-лесостепями, перигляциальными степями и лесостепями, тогда как полученные к настоящему времени палинологические материалы по лёссовым областям Северной Евразии свидетельствуют, что диапазон зональных типов перигляциальных сообществ плейстоцена был значительно шире.

При реконструкциях межледниковой растительности палинологи прежде всего базируются на результатах спорово-пыльцевого анализа современных отложений и сопоставлении состава субфоссильных палиноспектров с составом продуцирующих фитоценозов. Первая типизация современных палиноспектров выполнена В.П. Гричуком (1942) еще в середине XX в. Обобщив результаты палинологического изучения поверхностных проб современных аллювиальных и субэаральных отложений, он дал характеристику субфоссильных спектров ряда современных растительных формаций пустынной, полупустынной, степной, лесостепной, лесной, лесотундровой и тундровой зон и подзон и сформулировал понятие о типах спорово-пыльцевых спектров. Методической основой фитоценотической интерпретации палиноспектров новейших отложений лёссовых областей Русской равнины служат установленные палинологами за прошедший период закономерности образования и характерные особенности субфоссильных спектров, всесторонне отражающих зональные, экстразональные и интразональные фитоценозы Северной Евразии по поверхностным пробам разных литогенетических фаций современных осадков, а также материалы эколого-фитоценотического и палинофауномического анализов изученных лёссовых и палеопочвенных флор (Болиховская, 1996). Опираясь на разработанные В.П. Гричуком (1966, 1969) палеоботанические критерии определения гляциальных (межстадиальных, межфазияльных, стеногляциальных) и межледниковых флор и фитоценозов ледниковых районов Северо-Запада и Центра Русской равнины и на предложенные автором критерии климатостратиграфического расчленения лёссово-почвенной формации, удалось уточнить количество ледниковых и межледниковых климатических ритмов плейстоцена и выявить их флоро-фитоценотические особенности (Болиховская, 1995). Проведенные исследования показали, что становлению современной растительности лёссовых областей Русской равнины предшествовали 17 плейстоценовых этапов, отражавших глобальные климатические ритмы самого высокого ранга, – 9 этапов развития межледниковой растительности и 8 этапов развития перигляциальных флор и фитоценозов (табл. 1).

Менее других к настоящему времени охарактеризовано первое похолодание плейстоцена – **покровское**, во время которого в большинстве лёссовых областей, доминировали перигляциальные степи, но даже на крайнем юге, в Приазовье, могли встречаться тундролесостепные биотопы. Во время **девицкого холодного этапа** на Верхнем Дону господствовали перигляциальные тундры, тундро–степи и тундро–лесостепи, а в Восточном Предкавказье – перигляциальные ландшафты с преобладанием березовых редколесий. Большая длительность **донского ледникового этапа** способствовала формированию палеозональности и в межстадиальные и в стадиальные его интервалы. Так, в фазы его климатического пессимума в ледниково-перигляциальной зоне в бассейнах Верхней Оки и Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры, в экстрагляциальных областях Приднепровской низменности – перигляциальные лесостепи и степи, а в Восточном Предкавказье – хвойно-березовые редколесья с холодолюбивыми ерниковыми сообществами.

Приледниковые ландшафты **окского холодного этапа** Верхнего Дона представляли перигляциальные тундры и лесотундры, близкие к тундро–степям и тундро–лесостепям. В экстрагляциальных районах Приднепровья на этом этапе распространены были перигляциальные степи, а в Восточном Предкавказье – перигляциальные лесостепи. В самые холодные фазы **калужского этапа** территорию Верхней Оки и Верхнего Дона занимали перигляциальные тундры и лесотундры, участки тундро–лесостепей и тундро–степей, а в южной части экстрагляциальной зоны преобладали перигляциальные лесостепи и степи.

Жиздринское похолодание привело к господству в северных ледниково-перигляциальных областях перигляциальной лесотундры, а в криоаридных ландшафтах Восточного Предкавказья – березовых редколесий и ерниковых формаций. При-

ледниковые ландшафты Верхней Оки и Верхнего Днепра в стадиальные интервалы **днепровской эпохи** представляли собой тундро–степи, протягивавшиеся и восточнее, в долину Верхнего Дона, где они перемежались с перигляциальными лесотундрами и, реже, тундро–лесостепями. Южнее, во внеледниковых лёссовых областях, в этот период преобладали перигляциальные степи и лесостепи, а на крайнем юго-востоке лёссовой провинции в отдельные фазы развивались перигляциальные полупустыни. Основные пространственные закономерности зональной дифференциации ландшафтов времени донского и днепровского климатических пессимумов таковы. В **криогигротический максимум донского оледенения** в Восточно-Европейской лёссовой провинции в субмеридиональном направлении с северо-запада Среднерусской возвышенности на юго-восток до Восточного Предкавказья сменялись зоны: перигляциальные тундры → перигляциальные лесотундры → перигляциальные степи → перигляциальные лесостепи → перигляциальные хвойно-березовые редколесья. То есть в холодных, но менее сухих, чем современные, условиях донского криогигротического максимума ныне самая аридная Восточно-Предкавказская лёссовая область Русской равнины становилась самым гумидным лёссовым регионом. В **криогигротический максимум днепровской ледниковой стадии** во внеледниковой лёссовой зоне в этом же направлении сменялись тундро–степи → тундро–лесостепи → перигляциальные лесостепи → перигляциальные степи → перигляциальные полупустыни. Следовательно, развитие растительности в юго-восточном секторе Русской равнины в днепровскую эпоху происходило в более криоаридном климате, чем в донской ледниковый этап. Это было следствием более высокого уровня континентальности климата, обусловленного как его направленной континентализацией в плейстоцене, так и наличием не на востоке, как в донское время, а на западе лёссовой провинции ледникового покрова, затруднявшего проникновение влажных воздушных масс с запада.

Сукцессии растительности и климата **валдайской ледниковой эпохи**, реконструированные для Деснинско-Днепровской ледниково-перигляциальной и Днестровско-Прутской экстрагляциальной лёссовых областей, свидетельствуют, что на протяжении большей части криоксеротических валдайских интервалов в лёссовых районах Русской равнины доминировали перигляциальные степи и лесостепи, но в криогигротические стадии и субстадии большую часть этой территории занимали перигляциальные тундры, лесотундры, тундро–степи и тундро–лесостепи. Последние не отмечены только в экстрагляциальной области Предкавказья, которую отличало развитие в криогигротическую стадию валдайской эпохи перигляциальных лесостепей, а в криоксеротическую стадию – перигляциальных полупустынь. В целом внутри валдайского ледникового климатического ритма реконструированы 10 стадиальных и 9 межстадиальных этапов развития перигляциальной растительности (Болиховская, 1995).

К плейстоценовой перигляциальной растительности Северной Евразии, вслед за М.П. Гричук и В.П. Гричуком, автор относит растительные сообщества, формировавшиеся во внеледниковой зоне всех ледниковых эпох плейстоцена под влиянием ледникового климата. Палинологические данные, полученные нами по опорным разрезам центральных и южных районов Русской равнины за последние 15 лет, значительно расширяют представления о пространственно-временной дифференциации перигляциального растительного покрова лёссовых областей. Например, зональные ряды реконструированной плейстоценовой перигляциальной растительности только Деснинско-Днепровской, Северо-Среднерусской и Окско-Донской областей ледниково-перигляциальной зоны Русской равнины составляют: перигляциальные: *тундры, лесотундры, тундро–степи, тундро–лесостепи, степи, лесостепи, сосново-березовые редколесья, лиственнично-сосново-березовые редколесья*; экстрагляциальные: *степи, лесостепи, сосново-березовые редколесья*. Их дополняет зональный ряд перигляциальной растительности внеледниковой зоны в пределах Восточно-Предкавказской лёссовой области, в котором присутствуют: перигляциальные: *полупу-*

Таблица 2

Осредненные паливоспектры ультраперигляциальной растительности Окско-Донской и Северо-Среднерусской лёссовых областей

Тип перигляциальной растительности	Тундро-степь	Тундро-лесостепь
Общий состав, %		
Пыльца деревьев и кустарников	43,7	48,5
Пыльца трав и кустарничков	42,0	41,5
Споры	14,3	10,0
Состав пыльцы деревьев и кустарников		
<i>Picea s. Eupicea</i>	1,6	0,1
<i>Pinus sibirica</i>	1,2	0,1
<i>P. sylvestris</i>	21,0	29,8
<i>Betula pubescens et B. pendula</i>	34,2	36,0
<i>B. fruticosa</i>	6,3	3,0
<i>B. nana</i>	27,0	21,0
<i>Alnaster fruticosus</i>	2,5	0,6
<i>Alnus sp.</i>	1,2	1,4
<i>A. incana</i>	1,0	4,0
<i>Salix sp.</i>	2,8	2,0
<i>Juniperus sp.</i>	1,2	2,0
Состав пыльцы трав и кустарничков		
<i>Ericales</i>	2,0	7,0
<i>Poaceae</i>	21,0	10,9
<i>Cyperaceae</i>	4,4	0,1
<i>Ephedra sp.</i>	5,2	—
<i>Artemisia s.g. Euastrum</i>	25,3	5,0
<i>A.s.g. Seriphidium</i>	14,5	—
<i>Chenopodiaceae</i> (в том числе <i>Salsola sp.</i> , <i>Chenopodium chenopodioides</i> , <i>Ch. botrys</i> и др.)	23,0	62,0
<i>Herbetum mixtum</i> (в том числе <i>Plumbaginaceae</i> , <i>Caryophyllaceae</i> , <i>Thalictrum sp.</i> , <i>Cichoriaceae</i> и др.)	4,5	15,0
<i>Dryas octapetala</i>	0,1	—
Состав спор		
<i>Bryales</i>	81,1	89,6
<i>Sphagnum</i>	0,2	0,4
<i>Polypodiaceae</i>	6,2	—
<i>Botrychium sp.</i>	1,2	—
<i>B. ramosum</i>	—	3,0
<i>Lycopodium sp.</i>	0,9	—
<i>L. clavatum</i>	4,8	—
<i>L. dubium (pungens)</i>	2,0	—
<i>L. appressum</i>	0,9	—
<i>Selaginella sibirica</i>	2,7	—
<i>Equisetum sp.</i>	—	7,0

степи и сухие степи, степи, лесостепи, березовые и хвойно-березовые редколесья; экстрагляциальные: лесостепи, березовые редколесья, еловые и кедрово-еловые леса, в том числе и зональный ряд позднеплейстоценовой перигляциальной растительности Днестровско-Прутской экстрагляциальной лёссовой области: тундро-лесостепи, перигляциальные: лесостепи, степи, сосновые редколесья, сосновые леса; экстрагляциальные: степи, сухие степи, лесостепи, сосновые леса.

Таблица 3

Осредненные палиноспектры стеноперигляциальных типов плейстоценовой растительности Северо-Среднерусской, Окско-Донской и Восточно-Предкавказской лёссовых областей

Тип стеноперигляциальной растительности	Перигляциальная тундра	Перигляциальная лесотундра	Перигляциальное редколесье	Перигляциальная лесостепь	Перигляциальная степь
Общий состав, %					
Пыльца деревьев и кустарников	40,0	50,0	78,0	53,2	15,0
Пыльца трав и кустарничков	21,7	34,5	16,0	39,0	73,0
Споры	38,3	15,5	6,0	7,8	12,0
Состав пыльцы деревьев и кустарников					
<i>Abies sp.</i>	–	–	0,2	0,2	–
<i>Picea s. Europicea</i>	3,6	3,0	4,4	4,7	3,0
<i>Pinus sibirica</i>	0,5	2,3	1,7	0,6	–
<i>P. sylvestris</i>	25,1	25,0	33,1	37,7	15,8
<i>Larix sp.</i>	0,3	–	–	–	–
<i>Betula s. Albae</i>	27,7	33,0	38,1	27,7	35,5
<i>B. cf. tortuosa</i>	–	3,0	–	–	–
<i>B. fruticosa</i>	13,0	4,7	4,5	2,4	10,1
<i>B. nana</i>	21,8	15,0	6,9	1,8	10,1
<i>Alnaster fruticosus</i>	2,7	3,0	0,5	–	3,0
<i>Alnus sp.</i>	0,8	7,0	6,4	14,9	3,0
<i>Salix sp.</i>	3,8	2,6	2,5	1,9	10,0
<i>Juniperus sp.</i>	0,7	1,3	0,3	0,8	9,5
<i>Corylus avellana</i>	–	–	0,8	2,6	–
<i>Carpinus orientalis</i>	–	–	–	0,2	–
<i>Quercus robur</i>	–	–	0,6	3,7	–
<i>Tilia cordata</i>	–	–	–	0,2	–
<i>Ulmus sp.</i>	–	–	–	0,6	–
Состав пыльцы трав и кустарничков					
<i>Cannabis sp.</i>	–	1,7	3,7	+	3,9
<i>Ericales</i>	8,5	15,3	8,9	0,3	–
<i>Arctous alpina</i>	–	0,3	–	–	–
<i>Poaceae</i>	28,3	26,7	26,8	41,5	16,8
<i>Cyperaceae</i>	7,7	2,0	–	3,9	2,2
<i>Ephedra sp.</i>	7,0	+	–	+	2,5
<i>Artemisia sp.</i>	8,0	12,4	30,7	18,8	14,2
<i>A. s.g. Seriphidium</i>	3,5	9,9	4,8	9,0	13,5
<i>A. s.g. Dracunculus</i>	0,8	–	–	0,4	1,9
<i>Chenopodiaceae</i>	22,5	20,0	20,9	14,2	24,2
(в том числе <i>Salsola sp.</i> , <i>Chenopodium chenopodioides</i> ,	–	–	–	+	0,2
<i>Halosnemum strobilaceum</i>)	+	–	–	+	0,4
<i>Herbetum mixtum</i>	12,7	10,3	4,2	10,9	18,0
<i>Dryas octapetala</i>	+	+	–	–	–

Таблица 3 (окончание)

Тип стеноперигляциальной растительности	Перигляциальная тундра	Перигляциальная лесотундра	Перигляциальное редколесье	Перигляциальная лесостепь	Перигляциальная степь
Состав споров					
<i>Bryales</i>	49,6	69,7	26,5	72,5	65,0
<i>Sphagnum</i>	5,0	19,7	44,1	1,7	–
<i>Polypodiaceae</i>	3,0	7,3	26,5	10,6	0,5
<i>Botrychium sp.</i>	–	0,8	–	11,5	33,0
<i>B. boreale</i>	–	1,0	+	1,8	1,5
<i>Lycopodium sp.</i>	5,3	0,7	–	–	–
<i>L. clavatum</i>	2,6	–	2,9	1,9	–
<i>L. pungens (dubium)</i>	0,7	–	–	–	–
<i>L. appressum</i>	–	0,8	–	–	–
<i>Diphazium alpinum</i>	1,3	–	–	–	–
<i>Selaginella sibirica</i>	30,0	–	–	–	–
<i>Equisetum</i>	2,5	–	–	+	–

Примечание: + присутствие пыльцы зерен, – отсутствие пыльцы зерен.

Судя по разнообразию палиноспектров, отражающих растительность ледниковых этапов, в том числе межстадиальных и межфазиальных интервалов, полный зональный ряд перигляциальной растительности Русской равнины включает три группы типов палеорастительности: 1) ультраперигляциальные тундро–степи и тундро–лесостепи; 2) стеноперигляциальные тундры, лесотундры, редколесья, лесостепи, степи; 3) экстрагляциальные полупустыни, степи, лесостепи, редколесья, леса. Ультраперигляциальные и стеноперигляциальные растительные сообщества и флоры формировались в суровом ледниковом климате. Экстрагляциальные также развивались в условиях ледниковых эпох, но или в защищенных орографически преградами, или в самых удаленных от края ледниковых покровов лёссовых областях, испытывавших более слабое влияние ледникового климата, а на юге, возможно, и отепляющее воздействие морских бассейнов.

Согласно имеющейся палеоботанической информации, перигляциальные палеофитоценозы ледниковых этапов дифференцированы в зависимости от доли участия в характеризующих их перигляциальных палиноспектрах тех или иных флористических элементов – арктоальпийских, гипоарктических, бореально-лесных, степных, пустынно-степных и т.д. Тундро–степи реконструируются по спектрам с высоким, но примерно равным участием тундровых и степных элементов, а тундро–лесостепи – по сходным спектрам, но с заметным содержанием таких бореальных элементов дендрофлоры, как сосна, лиственница, береза, ива и др. (табл. 2).

Среди стеноперигляциальных растительных формаций перигляциальные тундры характеризуются спектрами с господством тундровых элементов, перигляциальные лесотундры фиксируются спектрами, где преобладают тундровые и бореально-лесные элементы, в перигляциальных редколесьях в спектрах доминируют бореально-лесные элементы, перигляциальные лесостепи, отличают спектры, в которых превалируют бореально-лесные и степные элементы, перигляциальные степи характеризуются спектрами с господством степных элементов (табл. 3).

Экстрагляциальные формации растительности идентифицируются по перигляциальным спектрам, в которых преобладают микроостатки представителей лесных, степных и пустынно-степных флор, заметно содержание (но значительно меньшее, чем в межледниковых оптимальных флорах) термофильных элементов, а роль криптофитов, которые присутствуют всегда и обычно представлены остатками *Betula fruticosa* (редко *Betula nana*, *Alnaster fruticosus* и др.), незначительна. В за-

Таблица 4

Осредненные палиноспектры экстраперигляциальных типов плейстоценовой растительности Восточно-Предкавказской лёссовой области

Тип экстраперигляциальной растительности	Экстрагляциальная полупустыня	Экстрагляциальная степь	Экстрагляциальная лесостепь	Экстрагляциальное редколесье
Общий состав, %				
Пыльца деревьев и кустарников	7,5	35,7	59,0	65,0
Пыльца трав и кустарничков	91,8	61,8	38,5	20,0
Споры	0,7	2,5	2,5	15,0
Состав пыльцы деревьев и кустарников				
<i>Abies sp.</i>	–	–	0,5	–
<i>Picea s. Eupicea</i>	+	3,5	0,6	0,2
<i>Pinus sylvestris</i>	+	24,2	14,3	22,8
<i>P. s.g. Haploxydon</i>	+	–	–	–
<i>Betula s. Albae</i>	+	43,8	55,5	58,0
<i>B. s. Fruticosae</i>	–	–	4,0	1,0
<i>B. fruticosa</i>	–	0,2	0,2	0,1
<i>B. nana</i>	–	–	10,6	2,0
<i>Alnaster fruticosus</i>	–	–	0,5	–
<i>Alnus glutinosa</i>	+	5,5	2,0	–
<i>A. incana</i>	+	10,0	2,0	1,0
<i>Corylus avellana</i>	–	7,6	5,5	8,0
<i>Carpinus orientalis</i>	+	0,1	2,0	–
<i>Quercus sp.</i>	–	2,3	0,6	4,0
<i>Q. robur</i>	+	1,0	1,5	–
<i>Q. cf. pubescens</i>	–	–	0,7	–
<i>Tilia cordata</i>	–	0,5	0,5	0,9
<i>Ulmus sp.</i>	–	0,5	–	0,9
<i>U. foliacea</i>	–	–	–	–
<i>Tamarix sp.</i>	+	–	–	–
<i>Salix sp.</i>	+	0,4	–	0,1
<i>Juniperus sp.</i>	–	0,6	–	1,0
Состав пыльцы трав и кустарничков				
<i>Cannabis sp.</i>	0,5	0,8	5,3	–
<i>Poaceae</i>	9,4	18,8	41,0	39,0
<i>Cyperaceae</i>	2,6	–	–	–
<i>Ephedra sp.</i>	0,4	0,8	–	–
<i>Artemisia sp.</i>	15,6	41,0	23,0	39,0
<i>A.s.g Seriphidium</i>	3,9	2,5	0,5	–
<i>Chenopodiaceae (в том числе</i>	58,4	22,5	7,7	17,0
<i>Chenopodium botrys,</i>	+	+	+	–
<i>Kalidium foliatum,</i>	+	+	+	–
<i>Polycnemum arvense и др).</i>	+	–	–	–
<i>Herbetum mixtum (в том числе:</i>	10,2	13,5	22,5	5,0
<i>Xanthium sp.,</i>	–	+	–	–
<i>Cichoriaceae,</i>	+	+	+	–
<i>Plumbaginaceae,</i>	+	+	+	–

Таблица 4 (окончание)

Тип экстраперигляциальной растительности	Экстрагляциальная полупустыня	Экстрагляциальная степь	Экстрагляциальная лесостепь	Экстрагляциальное редколесье
<i>Thalictrum sp.</i>)	-	+	+	-
<i>Aquatica</i>	+	-	-	-
Состав спор				
<i>Bryales</i>	+	+	+	75,0
<i>Sphagnum</i>	-	+	+	22,0
<i>Polypodiaceae</i>	-	+	+	3,0
<i>Botrychium sp.</i>	+	+	-	-
<i>Lycopodium sp.</i>	-	+	-	-

Таблица 5
Межледниковые и ледниковые этапы эволюции лёссово-почвенной формации Русской равнины

Раздел	Звено	Горизонты и надгоризонты межрегиональной шкалы (1986 г.)	Палеомагнитные данные	Этап
Плейстоцен	Верхнее	Голоценовый горизонт	Брюнес	Голоценовый межледниковый
		Валдайский горизонт		Валдайский ледниковый
		Микулинский горизонт		Микулинский межледниковый
	Среднее	Среднерусский надгоризонт		Днепровский ледниковый
		Лихвинский надгоризонт		Черепетьский (Ромёнский) межледниковый
		или Лихвинский		Жиздринский (Орчикский) ледниковый
		комплекс		Чекалинский (Каменский) межледниковый
				Калужский (Борисоглебский) ледниковый
				Лихвинский S. STR межледниковый
	Нижнее	Окский горизонт		Окский ледниковый
		Беловежский горизонт		Мучапский межледниковый
		Донской горизонт		Донской ледниковый
		Ильинский надгоризонт		Семилукский (позднеильинский) межледниковый
				Девичий (Среднеильинский) ледниковый
				Гремчьевский (Раннеильинский) межледниковый
Покровский горизонт		Покровский ледниковый		
Петропавловский горизонт		Петропавловский межледниковый		

висимости от процентного участия в палиноспектрах эдификаторных (лесных, степных, пустынно-степных и пустынных) флористических элементов реконструируемые фитоценозы названы экстрагляциальными: лесами, редколесьями, лесостепями, степями, полупустынями (табл. 4).

В заключение подчеркнем, что приведенная типизация перигляциальных палиноспектров и перигляциальных растительных формаций выполнена на примере наиболее характерных областей распространения лёссово-почвенной формации Русской равнины (табл. 5). В числе важнейших задач современной палинологии перигляциальной – установление полного диапазона зональных типов плейстоценовой перигляциальной растительности Северной Евразии и разработка основ типизации этой растительности. В дальнейшем будут привлечены результаты детального палеоботанического изучения опорных разрезов всех страторайонов этой обширной территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-64444).

ЛИТЕРАТУРА

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С. Палеогеографические закономерности развития лёссово-почвенной формации Северной Евразии (по палинологическим данным): Дисс. ... д-ра геогр. наук. М., 1996. 470 с.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Радиоуглеродная хронология и палиностратиграфия едомных отложений Западной Сибири // *Геохронология четвертичного периода*. М., 1992. С. 102–111.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Ландшафтно-климатические условия криогенеза в позднем плейстоцене на полуострове Ямал. М.: ВИНТИ, 1994. 51 с. Деп. в ВИНТИ 27.12.1994, N 3082-B94.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР в голоцене // *Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР*. М.: Наука, 1988. С. 36–43.

Боярская Т.Д. Растительность СССР во время максимального оледенения и в мгинскую межледниковую эпоху // *Палеогеография четвертичного периода*. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 19–35.

Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // *Климаты Земли в геологическом прошлом*. М.: Наука, 1987. С. 5–43.

Гричук В.П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон европейской части СССР // *Проблемы физической географии*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1942. Вып. 11. С. 101–129.

Гричук В.П. Гляциальные флоры Русской равнины // *Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики*. М., 1966. С. 189–196.

Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // *Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР*. М.: Наука, 1969. С. 57–70.

Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене (карты 9, 10, 11) // *Палеогеография Европы в последние сто тысяч лет*. М.: Наука, 1982. С. 92–109.

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

Лавренко Е.М. О растительности плейстоценовых перигляциальных степей СССР // *Ботан. журн.* 1981. Т. 66, № 3. С. 313–327.

Левковская Г.М. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1967. 23 с.

Марков К.К. Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов // *Природа*. 1931. № 5. С. 458–479.

Марков К.К. О содержании понятия “ледниковая эпоха” и “межледниковая эпоха” // *Изв. ГГО*. 1939. Т. 71. С. 1071–1075.

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.

Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наук. думка, 1986. 187 с.

Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части Большеземельской тундры // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 57–64.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.

Сукачев В.Н. История растительности СССР во время плейстоцена // Растительность СССР. М.; Л., 1938. Т. 1. С. 183–234.

Шешина О.Н. Реконструкция голоценовых фитоценозов севера Западно-Сибирской низменности по палинологическим данным (с применением ЭВМ): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 180 с.

ABSTRACT

The main paleogeographical views of differentiation of periglacial vegetation are considered. Based on the data on detailed palynological analysis of key sequences of the Russian Plain loess-paleosol formation (LPF), reconstructions of environmental paleozonality during climatic pessimums of 8 Pleistocene glacial epochs are presented. Within the vast periglacial zone, which existed in the time of glacial stages of the LPF development, the ultraperiglacial, stenoperiglacial and extraglacial types of zonal vegetation have been identified and described.

УДК 551.583.7

В.А. БОЛЬШАКОВ

ТЕОРИЯ М. МИЛАНКОВИЧА: НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ РЕШЕНИЯ

Как известно, главная особенность четвертичного периода – наличие неоднократных материковых оледенений. Именно для объяснения этого феномена была разработана астрономическая теория палеоклимата, связывающая климатические изменения с вариациями поступающей на Землю солнечной радиации. Особая роль в ее разработке принадлежит М. Миланковичу, впервые рассчитавшему параметры солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, для разных широт Земли за последние 600 тыс. лет (Миланкович, 1939). По теории Миланковича, изменения инсоляции, связанные с вариациями эксцентриситета e , пропорци-

ональны $\frac{1}{\sqrt{1-e^2}}$ и максимальное изменение инсоляции за последние 600 тыс. лет составляет всего 0,11%. Вследствие этого он заключил, что изменения солнечной радиации, связанные с вариациями эксцентриситета, не имеют самостоятельного значения, и при расчете поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной энергии учитывал его только как параметр, модулирующий процессионные вариации (при большом e амплитуда изменений солнечной радиации за счет прецессии будет больше). Изменения количества солнечной радиации ΔQ , получаемой разными широтами на верхней границе атмосферы Земли, относительно определенного момента времени геологической истории планеты для летнего (ΔQ_s) и зимнего (ΔQ_w) калорических полугодий Северного полушария выражаются следующими формулами:

$$\Delta Q_s = \Delta W_s \cdot \Delta \epsilon - m \cdot \Delta(e \cdot \sin P), \quad (1)$$

$$\Delta Q_w = \Delta W_w \cdot \Delta \epsilon - m \cdot \Delta(e \cdot \sin P), \quad (2)$$

где ΔW – зависящее от широты изменение солнечной радиации при изменении наклона земной оси $\Delta \epsilon$ на 1° ; m – множитель, зависящий от широты; P – долгота перигелия Земли. Из приведенных формул следует, что годовые изменения радиации для любой широты за счет прецессии (вторые слагаемые в правых частях формул (1) и (2)) равны нулю. Уравнения (1) и (2) были основой для получения знаменитой инсоляционной кривой Миланковича, в которой, естественно, нет явно выраженных периодов около 100 тыс. лет, связанных с изменением эксцентриситета. Согласно его расчетам, за 600 тыс. лет на Земле было 4 оледенения, что соответствовало известной климатической схеме Пенка и Брюкнера с ледниковыми эпохами вюрм, рисс, миנדель и гюнц. Расчеты Миланковича впоследствии в основном подтвердили вычисления, сделанные Шараф и Будниковой (1967, 1969), Берже (1978, 1988) и др. Однако полученные изотопно-кислородные (ИК) данные по донным осадкам океанов (Emiliani, 1955; Shackleton, Opdike, 1973, 1976; Hays et al., 1976) внесли существенные коррективы, и в хроне Брюнес стали выделять 8 оледенений

(Боуэн, 1981). Тем не менее спектральный анализ ИК-записей подтвердил наличие периодичностей 100, 41, 23 и 19 тыс. лет, связываемых с орбитальными параметрами, после чего астрономическая теория приобрела практически всеобщее признание. Очевидно огромное значение данной теории не только для наук о Земле, но и для физики и астрономии.

Однако задачей дальнейшего исследования астрономической теории и ее применения, в особенности для изучения континентальных отложений, следует считать не автоматическое подкрепление этой без сомнения прогрессивной и величественной (помня о поколениях ученых разных специальностей, внесших свой вклад в ее создание) теории, а объективное изучение, в частности в целях более точного и полного ее использования. Поэтому, не останавливаясь на достоинствах, перейдем к недостаткам теории, выделив основные из них.

1. Несоответствие количества оледенений инсоляционной диаграммы Миланковича их количеству согласно ИК-данным в пределах хрона Брюнес.

2. Эти оледенения приходятся на интервалы пониженных значений эксцентриситета, по крайней мере за последние 500–650 тыс. лет (Haas et al., 1976; Imbrie et al., 1984). Однако определяющее влияние прецессионного цикла на изменение инсоляции в рамках астрономической теории, напротив, предполагает возникновение оледенений в периоды наибольших значений эксцентриситета.

3. Преобладающее значение во всех записях $\delta^{18}\text{O}$ до 1 млн лет имеют периоды около 100 тыс. лет (Haas et al., 1976; Imbrie et al., 1984). Именно эти периоды, близкие к циклам изменения эксцентриситета, отсутствуют явно в теории Миланковича и его последователей.

4. Теория Миланковича не объясняет смены преобладающего в течение хрона Матуяма периода климатических колебаний в 41 тыс. лет на 100 тыс. лет в пределах хрона Брюнес (Ruddiman et al., 1986; Имбри Дж., Имбри К.П., 1988; Berger, 1988; Shackleton et al., 1990).

5. Теория основана на постоянстве, в геологических масштабах времени, мощности излучаемой солнечной энергии, однако ни это, ни обратное утверждение не имеют пока строгих доказательств.

Более того, полученные к настоящему времени материалы скорее говорят в пользу переменной светимости Солнца. Данные спутниковых наблюдений (Скляров, 1994; Чистяков, 1997; Nesme-Ribes et al., 1996) указывают на циклические изменения солнечной постоянной S_0 , близкие к 0,1%, которые находятся в фазе с 11-летними циклами изменения солнечной активности. При этом максимум S_0 совпадает с максимумом чисел Вольфа. То, что величина изменения солнечной радиации в 11-летнем цикле близка к величине изменения инсоляции за счет вариаций эксцентриситета ($\cong 0,11\%$), позволяет сделать предположение, что глобальные климатические изменения – оледенения и межледниковья – можно связывать с вариациями эксцентриситета, если считать доказанной связь изменений солнечной активности (СА) и климатических колебаний. (Этой теме посвящено множество работ.) Можно полагать, что региональный характер и нестабильность во времени климатических проявлений 11-летних циклов связаны не только со слабыми изменениями суммарной радиации, но и с относительно *малым периодом ее воздействия* (всего 11 лет) на высокоэнергетичную и инертную климатическую систему Земли, что, по-видимому, совершенно недостаточно для ее планетарной перестройки. В связи с этим особое значение приобретают периоды длительных аномальных изменений СА, связанные с соответствующими им периодами климатических колебаний. Это известные минимумы солнечной активности Вольфа ($\cong 1281\text{--}1347$ гг.), Шперера ($\cong 1400\text{--}1510$ гг.), Маундера (1645–1715 гг.) и предшествующий им средневековый максимум СА (Эдди, 1978; Витинский и др., 1986; Иванов-Холодный, Чернопруд, 1990). Максимум СА вызвал малый климатический оптимум в 10–12 веках, а минимумы СА были связаны с известным общепланетарным “малым ледниковым периодом” – 14–18 веков (Эдди, 1978; Хейс, 1980;

Климанов, 1994, 1997; Дамон, 1980; Nesme-Ribes et al., 1996; Чистяков, 1997; Gallardo, 1997).

Наиболее достоверные корреляции СА с климатом, естественно, связаны с минимумом Маундера, поскольку и измерения чисел Вольфа и климатических параметров частично обеспечены в этот период непосредственными инструментальными наблюдениями, которые дополняются историческими сведениями, дендрохронологией. На мой взгляд, это наиболее надежный факт, позволивший В.Ф. Чистякову сделать вывод: “В ходе исследований в широком временном интервале, от 100 лет до 2,5 млрд лет, было прослежено влияние физических вариаций Солнца на колебания климата, которое во всех случаях представляется следующим образом: усиление активности и светимости Солнца сопровождается потеплением климата” (1997, с. 5). Установление связи минимума Маундера с завершающей стадией “малого ледникового периода” означает, что длительное (по сравнению с 11-летним периодом) уменьшение СА может вызвать общепланетарное климатическое похолодание. Поэтому логично предположить, что гораздо более длительные изменения инсоляции примерно такой же амплитуды (0,1%), происходящие при изменении эксцентриситета, тем более должны вызвать климатические изменения. Такое заключение согласуется с наличием главной (~100 тыс. лет) периодичности климатических изменений за последние 600 тыс. лет и корреляции оледенений с минимумами e (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984). При минимальном значении эксцентриситета среднее расстояние от Земли до Солнца будет максимальным (поскольку, согласно законам небесной механики, величина большой полуоси орбиты Земли остается постоянной), а следовательно, достигающая Земли солнечная радиация – минимальной. Это – простое и естественное объяснение периодичности в 100 тыс. лет в отличие от менее обоснованных физически математических соотношениях между обратными периодами эксцентриситета и частотами прецессии (Berger, Loure, 1988, 1992).

Очевидное возражение предположению автора заключается в том, что, исходя из полученных Миланковичем теоретических оценок, величина изменения инсоляции за счет прецессии или угла наклона более чем на порядок превышает аналогичную величину, связанную с эксцентриситетом, вследствие чего вклад за счет последнего просто не проявится. Разрешением этого несоответствия может быть предположение об уменьшении реального влияния вариаций угла наклона и прецессии на инсоляцию, калорические изменения у поверхности Земли и соответственно климатические колебания. Естественно, необходимо и реальное физическое обоснование возможности этого уменьшения. Далее будет сделана попытка такого обоснования.

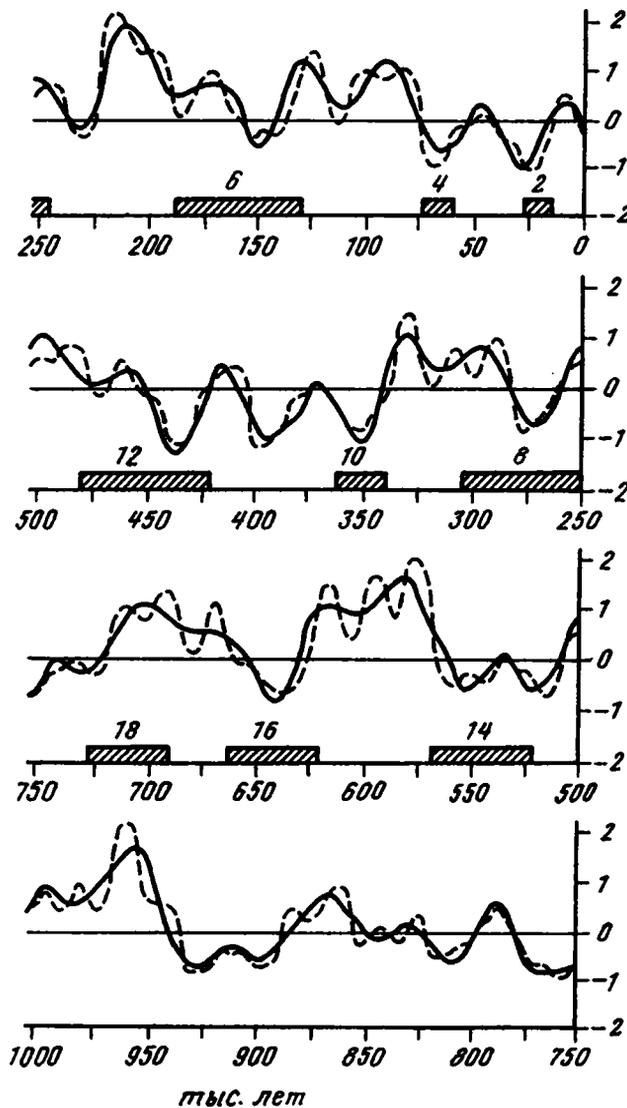
При расчетах приповерхностной температуры Миланкович рассматривал неподвижную атмосферу и плоскую однородную поверхность Земли, т.е. фактически не учитывал главных земных климатообразующих факторов: наличия Мирового океана, динамического взаимодействия и циркуляции атмосферы и гидросферы. Глобальность этих факторов существенно осложняет разработку общепланетарной климатической модели. Тем не менее некоторые следствия динамики атмосферы и океана достаточно очевидны. Известно, что циркуляция атмосферы и гидросферы приводит к сглаживанию температурных градиентов между различными регионами планеты. Вследствие этого, например, реальный температурный градиент между полюсами и экватором меньше, чем теоретически подсчитанный, на что указывал и сам Миланкович (1939). Таким образом, существующее на Земле распределение температур определяется конкуренцией двух главных факторов – астрономически обусловленного распределения солнечной радиации по поверхности планеты и земных процессов теплообмена, действующих в данном случае как отрицательная обратная связь, направленная на уменьшение возникающего температурного градиента между полюсами и экватором. Аналогичный процесс должен происходить и с изменением солнечной радиации за счет вариаций угла наклона,

поскольку максимальные амплитуды изменений инсоляции будут наблюдаться в высоких широтах, тогда как в низких изменения будут меньше и *обратного знака*.

Иными словами, в земных условиях будет происходить сглаживание вызванного вариациями угла ϵ изменения **пространственного распределения** солнечной радиации, **общее количество которой неизменно**, и, следовательно, реальное уменьшение амплитуды вариаций солнечной радиации, связанных с этим параметром, и влияния нутации на климат. В сравнении с этим изменения инсоляции, вызванные вариациями эксцентриситета, относятся к планете *в целом*, т.е. определяют **одновременное, с периодичностью около 100 тыс. лет, повышение или понижение** **приходящей к Земле солнечной радиации для всех широт** **обоих полушарий**. За счет этого, по нашему мнению, и повышается *относительное* значение колебаний инсоляции, вызванных изменениями e .

На основании спектрального анализа ИК-кривых за последние 3 млн лет и полученных данных о совпадении оледенений с минимумами e и одновременными (по данным бурения ледовых колонок) похолоданиями и потеплениями в Гренландии и Антарктиде (Lorius et al., 1985; Монин, Шишков, 1979; Будыко, 1980) можно сделать вывод о преобладании климатической значимости нутации над прецессией. Меньшая роль прецессии в климатических изменениях по сравнению с вариациями ϵ может быть обусловлена в первую очередь тем, что *годовое* изменение инсоляции, определяемое прецессией, равно нулю для любой широты (см. (1), (2)). Очевидно, именно для выделения прецессионного вклада Миланкович вычислял полугодовые, а не годовые суммы радиации. Тогда возникает вопрос: насколько критично рассмотрение полугодовой или годовой инсоляции, когда вычисляются ее вариации за сотни тысяч лет, а сами вариации вызывают общеклиматические изменения с периодом в десятки тысяч лет? И можно ли полагать, что летняя инсоляция воздействует на климат, а зимняя – нет? По-видимому, это – искусственное разделение. Реальный вклад вариаций инсоляции в климатические изменения, если учесть огромную энергетику и инерционность климатической системы Земли, должен усредняться во времени. Следовательно, в соответствии с вычислениями Миланковича [ур. (1) и (2)] годовые и более длительные суммы прецессионной радиации будут нулевыми, что и объясняет уменьшенное влияние прецессии на климатические изменения плейстоцена, отраженные в ИК-данных. Однако это не означает, что прецессия не влияет на климат, а означает, что влияние это будет заключаться не в калорических изменениях, а, например, в вариациях увлажненности. С другой стороны, широтное изменение инсоляции, связанное с вариациями угла наклона, более выдержано во времени: в течение одного полупериода (около 20 тыс. лет) инсоляция, например высоких широт, будет уменьшаться, а в течение последующего – соответственно увеличиваться. Кроме того, в периоды минимальных e эффекты прецессии значительно ослабевают. Эти обстоятельства, а также почти вдвое больший период нутации по сравнению с прецессией могут являться факторами, обуславливающими меньшую роль последней в климатических изменениях, фиксируемых в колонках донных осадков плиоцена–плейстоцена. Не исключено, что несоразмерно большое значение, которое придавалось прецессии предшественниками, в какой-то степени повлияло на М. Миланковича и его последователей.

Итак, полагая главным фактором воздействия на климат Земли **длительность и однородность** изменений инсоляции, можно заключить, что основными орбитальными параметрами Земли, определяющими глобальные климатические изменения плейстоцена – оледенения и межледниковья, будут эксцентриситет и угол наклона земной оси. Принимая во внимание в первую очередь изменения e и ϵ и считая, что их минимальные значения соответствуют похолоданиям, можно определить периоды **наибольших похолоданий и потеплений (ледниковий и межледниковий)**. Например, используя величины e и ϵ , вычисленные А. Берже (Berger, 1978), и считая, что



Радиационно-климатическая кривая для последнего млн лет.

Сплошная линия – учет вклада за счет изменений эксцентриситета и угла наклона, штриховая – учет изменений всех трех орбитальных параметров. Заштрихованные участки – периоды четных ИК стадий по данным Imbrie J. et al. (1984). По оси ординат дано суммарное изменение значений орбитальных параметров относительно их средней величины, в усл. ед.

оледенениям будут благоприятствовать совокупные значения e и ϵ , меньшие их средних значений за последний миллион лет, можно получить оценочные даты ледниковий. Для этого мною была построена кривая, которую я назвал “радиационно-климатической” (рисунок). Кривая строилась следующим образом: изменения e , ϵ и $e \cdot \sin P$ во времени наносились на отдельные графики. За 0 осей ординат принималось среднее значение соответствующего параметра за весь рассматриваемый период – 1 млн лет. Таким образом, значения, меньшие среднего, были отрицательными, большие – положительными. (При этом кривая прецессии, по данным Берже (Berger, 1978), переворачивалась вокруг оси абсцисс на 180° , поскольку похоло-

дания в Северном полушарии соответствуют максимумам значений $e \cdot \sin \Pi$.) Затем на оси ординат для всех трех кривых вводился единый безразмерный масштаб. Соотношение единиц этого масштаба принималось для разных графиков таким: максимальное изменение эксцентриситета равно единице, максимальное изменение угла наклона – 0,71 и соответственно для прецессии – 0,43.

Такой масштаб был выбран произвольно, приведенные цифры отражают *качественную* степень влияния соответствующих орбитальных параметров на климат, т.е. определяют как бы “эффе́ктивную” инсоляцию. Конкретные цифры были выбраны только для удобства построения “радиационно-климатической” (РК) кривой, которая была получена суперпозицией трех упомянутых графиков после приведения их к единому масштабу с учетом указанных выше коэффициентов. Отрицательные значения на кривой должны соответствовать оледенениям, положительные – межледниковьям. Для сравнения с изотопно-кислородными данными по донным осадкам (см. рисунок) штриховкой показаны полученные Имбри (Imbrie et al., 1984) в рамках программы SPECMAP временные интервалы четных стадий (оледенений). Построенная РК-кривая лучше соответствует изотопно-кислородным данным, нежели инсоляционные кривые Миланковича, Берже и других авторов. В частности, выделяются два, а не три существенных похолодания в пределах последних 130 тыс. лет. Определенно выделяется похолодание в интервале 190–140 тыс. лет (стадия 6) с главным пиком около 150 тыс. лет, которого нет на кривой Миланковича. Можно отметить стадию 7 с характерным минимумом инсоляции в ее начале, обычно четко выраженным на кривых $\delta^{18}\text{O}$ и т.д. Отсутствие минимума на кривой (см. рис.), соответствующего оледенению около 700 тыс. л. н., связано с несовершенством шкалы SPECMAP для периода свыше 650 тыс. лет (Shackleton, 1995). Таким образом, РК-кривая соответствует количеству оледенений, фиксируемых ИК-данными за последние 800 тыс. лет, а теплая, – 19-я стадия, где проходит инверсия Матуяма/Брюнес (М/Б), имеет возраст около 780–790 тыс. лет, что согласуется с оценками, сделанными Джонсоном, Шеклтоном и др. (Johnson, 1982; Shackleton et al., 1990). Оледенения приходятся на интервалы пониженных значений эксцентриситета. Кстати, полученная Джонсоном оценка возраста инверсии М/Б основана на том, что он, пользуясь инсоляционными кривыми Берже, сопоставлял оледенения не с минимумами инсоляции, а с минимумами эксцентриситета.

Представленная на рисунке кривая имеет и некоторые несоответствия с ИК-данными. Например, менее глубокий по сравнению с двумя более поздними минимумом, соответствующий стадии 6, несоответствие продолжительности оледенения 410–340 тыс. лет (согласно РК-кривой) продолжительности стадии 10 по оценке Имбри (Imbrie et al., 1984). При этом необходимо помнить, что кривая получена мной на основе качественных предпосылок о соотношении влияния разных орбитальных параметров на климатические изменения, а количественные оценки весьма сложны. Однако такой подход обладает преимуществами. Например, полученные результаты и их интерпретация относятся не к отдельным широтам, как у Миланковича и его последователей, а к планете в целом (или к полушариям, когда используются три орбитальных элемента). Это значительно в большей степени соответствует глобальности оледенений и межледниковий, нежели инсоляционные кривые М. Миланковича и его последователей, которые, например для высоких и низких широт находятся в противофазе в течение значительных интервалов времени. Очевидно, что РК-кривая требует усовершенствования в будущем.

Однако, на мой взгляд, несоответствия могут возникать и в связи с некоторой неоднозначностью интерпретации изотопно-кислородных данных, которая может быть вызвана, в частности, большим количеством факторов, влияющих на точность и адекватность получаемых ИК-кривых. Кроме того, возможным возмущающим фактором, как следует из вышесказанного, может быть измене-

ние светимости солнца. Несомненно, что феномен глобальных оледенений в значительной или даже главной степени определяется эволюцией планеты в целом (изменения состава атмосферы, соотношения суши и океана, географического расположения континентов и др.). Согласно некоторым теориям, климатические изменения на Земле могут иметь характер автоколебательных процессов с периодами в десятки тысяч лет, обусловленными внутренними планетарными взаимодействиями в климатической системе океан–атмосфера–криосфера–литосфера (Фейрбридж, 1966; Хейс, 1980; Будыко, 1980; Монин, Шишков, 1979). Не исключено, что проявление таких автоколебательных процессов, или изменение СА, было причиной отсутствия длительного похолодания, отраженного на полученной нами РК-кривой в период от 410 до 340 тыс. лет (см. рисунок). Причинами смены главных периодов в спектре изотопно-кислородных кривых (от 41 к 100 тыс. лет) на рубеже эоплейстоцена–плейстоцена также считают изменения земных факторов – орографии, циркуляции атмосферы и гидросферы (Ruddiman et al., 1986).

ВЫВОДЫ

1. Теория М. Миланковича не единственно возможный способ учета влияния вариаций орбитальных параметров Земли на климат. Происходящие в реальных земных условиях процессы трансформации солнечной радиации в циркуляцию атмосферы и гидросферы и в результирующие изменения температуры должны вызвать существенные отличия от рассмотренного Миланковичем соотношения вклада различных орбитальных параметров в климатические изменения, фиксируемые в геологических разрезах. Именно в этом в первую очередь видится причина отсутствия прямой сопоставимости инсоляционных кривых, полученных в соответствии с теорией М. Миланковича, с изотопно-кислородными данными.

2. Построенная автором РК-кривая, учитывающая изменения эксцентриситета и угла наклона земной оси, хорошо соответствует основным климатическим этапам, зафиксированным в ИК-данных глубоководных осадков в пределах хрона Брюнес. В свою очередь, это позволяет: а) вновь обратиться к изначальной цели астрономической теории палеоклимата – непосредственному сопоставлению отраженных в геологических записях климатических изменений с вариациями орбитально обусловленных изменений инсоляции; б) считать предложенные качественные соотношения реального влияния орбитальных элементов на климат соответствующими действительности. Последнее обстоятельство может иметь определенное значение при климатическом моделировании.

3. Несоответствие астрономической теории палеоклимата и геологических данных не только возможно, но и весьма вероятно. Не учитываемые астрономической теорией изменения солнечной активности и земные процессы могут существенно повлиять на глобальную, а тем более региональную, климатическую запись, в частности изменяя продолжительность или ритмику некоторых этапов глобального климатического цикла в плейстоцене.

Автор выражает благодарность М.А. Певзнеру и Э.А. Вангенгейм за полезные критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Д. Четвертичная геология М.: Мир, 1981. 272 с.
Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
Витинский Ю.И., Копецкий Г.В., Куклин Г.В. Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М.: Наука, 1986. 296 с.

Дамон П. Вариации потоков энергичных частиц на расстоянии 1 а.е., связанные с солнечной активностью // Поток энергии Солнца и его изменения / Ред. О. Уайт. М.: Мир, 1980. С. 464–478.

Иванов-Холодный Г.С., Чернопруд В.Е. Солнечные циклы в прошлом и будущем. М.: ВИНТИ, 1990. (Итоги науки и техники. Исследования космического пространства; Т. 33).

Имбри Дж., Имбри К.П. Тайты ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 264 с.

Климанов В.А. Климат малого климатического оптимума на территории Северной Евразии // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 2. С. 232–236.

Климанов В.А. Изменение климата Северной Евразии за исторический период (по палинологическим данным) // Материалы метеорологических исследований. М.: ИГРАН, 1996. № 16. С. 180–192.

Краковецкий Ю.К. Минимум Маундера: (Новые факты) // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. М.: Наука, 1985. № 72. С. 57–64.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.

Скляр Ю.А. Солнечная постоянная: (Состояние исследований) // Исслед. Земли из космоса. 1994. № 4. С. 96–109.

Фейрбридж Р.У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966. С. 270–315.

Хейс Дж. Изменения климата и их возможная зависимость от изменения солнечного излучения // Поток энергии Солнца и его изменения / Ред. О. Уайт. М.: Мир, 1980. С. 64–87.

Чистяков В.Ф. Солнечные циклы и колебания климата. Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. О вековых изменениях элементов орбиты Земли, влияющих на климаты геологического прошлого // Бюл. Ин-та теорет. астрономии. 1967. Т. 11, № 4. С. 231–261.

Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Ин-та теорет. астрономии. 1969. Вып. 14. С. 48–84.

Эдди Дж.А. История об исчезнувших солнечных пятнах // УФН. 1978. Т. 125, № 2. С. 315–329.

Berger A. Long-term variation of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quatern. Res. 1978. Vol. 9. P. 139–167.

Berger A. Milankovitch theory and climate // Rev. Geophys. 1988. Vol. 26. P. 624–657.

Berger A., Loutre M.F. Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 111. P. 369–382.

Emiliani C. Pleistocene temperatures // J. Geol. 1955. Vol. 63. P. 538–578.

Gallardo Y. Solar shaping of Medieval optimum and Little Ice Age // Ann. Geophys. 1997. Vol. 15, suppl. P. S508.

Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.

Imbrie J., Hays J., Martinson N. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and climate / Ed. A.I. Berger et al. Dordrecht: Reidel, 1984. P. 269–305. (NATO ASI Ser.; C. 126).

Johnson R.J. Brunhes–Matuyama magnetic reversal at 790,000 yr. B.P. by marine-astronomical correlations // Quatern. Res. 1982. Vol. 17. P. 135–147.

Lorius C., Jouzel J., Ritz C. et al. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. 1985. Vol. 316. P. 591–596.

Nesme-Ribes E., Baliunas S., Sokoloff D. Sunspot cycles – on other stars – are helping astronomers study the Sun's variations and the ways they might affect the Earth // Sci. Amer. 1996. Vol. 275, N 2. P. 31–36.

Ruddiman W.F., Raymo M., McIntyre A. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 80. P. 117–129.

Shackleton N. New data on the evolution of pliocene climatic stability // Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins / Ed. E.S. Vrba et al. Vel. Univ. pres, 1995. P. 242–248.

Shackleton N., Berger A., Peltier W. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based of ODP Site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1990. Vol. 81. P. 251–261.

Shackleton N., Opdyke N. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale // Quatern. Res. 1973. Vol. 3. P. 39–55.

Shackleton N., Opdyke N. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 Late Pliocene to Latest Pliocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. N 145. P. 449–464.

ABSTRACT

The deep sea oxygen isotope records, solar activity variations and its correlation with climate changes were analysed. It was concluded that real correlation between the influence of the orbital elements on the Earth climate in Pleistocene should be different from that of Milankovitch theory. The “radiation-climatic” curve, proposed by the author is well correlated with the oxygen isotope record of the Brunhes chron.

УДК 551.79:553.068

Л.З. БЫХОВСКИЙ, С.А. ЛАУХИН, С.Л. КАЗАРИНОВ

К ВОПРОСУ О ЗОЛОТОРОССЫПНЫХ ФОРМАЦИЯХ

В настоящее время Международный союз по изучению четвертичного периода (ИНКВА) не уделяет должного внимания вопросам прикладной геологии. В частности, в 1995 г. в Берлине на XIV конгрессе ИНКВА по традиционным для четвертичной геологии прикладным проблемам не было создано ни одной комиссии. Однако проблемы геологии россыпей, инженерной геологии и геологии строительных материалов имеют не только огромное прикладное, но в значительной мере и фундаментальное теоретическое значение. Попытаемся показать это на примере геологии россыпей золота в России. В мировой практике золото добывают в основном из коренных месторождений. По мере их истощения роль россыпного золота будет возрастать. В России россыпным месторождениям уделяется большее внимания, чем в других странах, поэтому значение обсуждаемой проблемы выходит далеко за пределы одной страны, а в приложении и к другим россыпным полезным ископаемым приобретает глобальный характер.

С середины 60-х годов вплоть до распада СССР на всех уровнях – от Министерства геологии и Министерства цветной металлургии до правительства СССР – обсуждался вопрос об истощении ресурсов россыпного золота и необходимости добычи коренного золота. Однако последнее требовало слишком больших капиталовложений, а ресурсы россыпного золота, хотя и исчерпывались очень активно, еще оставались высокими, так как запасы его прирастали – отчасти за счет открытия новых россыпей, отчасти за счет вовлечения в добычу и разведку нетрадиционных типов. К ним относятся россыпи: погребенные в сложнопостроенных впадинах, золовые, мелкого и тонкого золота, в “гравийно-галечных смесях”, техногенные и др. В итоге, не принимая во внимание дебаты о примате коренного золота, до распада СССР 40–50% этого металла страна получала из россыпей, несмотря на предостережения о скором истощении перспектив россыпного золота.

После распада СССР богатые коренные месторождения оказались за пределами России. В настоящее время сложилась ситуация, при которой российская золотодобывающая промышленность вынуждена в основном ориентироваться на добычу россыпного золота. В 90-е годы около 80% золота России добывается из россыпей. Поэтому теоретические исследования по геологии россыпей золота стали весьма актуальными, тем более что для такого рода исследований за последние 20–25 лет были созданы весьма благоприятные условия. В результате, с одной стороны, перспективность добычи россыпного золота для России возросла, а с другой – накопилось много принципиально нового по сравнению с классическим (Билибин, 1938; Шило, 1981) материала по россыпям золота.

Первые шаги в фундаментальной перестройке геологии россыпей были сделаны еще в 80-е годы (Быховский и др., 1981; Патык-Кара, 1980; Флеров и др., 1989; Давиденко, 1987, 1992). Понятие о золотороссыпных формациях, введенное

С.Л. Казариновым (1996) и послужившее развитию понятия о россыпных формациях, предложенного Н.Г. Патык-Карой (1980), открывает в этом фундаментальном направлении геологии россыпных полезных ископаемых новые возможности для создания учения о золотороссыпных формациях.

Россыпи золота – чисто экзогенные образования, возникающие на границе и во взаимодействии трех геосфер – литосферы, гидросферы и атмосферы. Однако для их формирования необходим металл эндогенного происхождения. Поэтому россыпи золота теснейшим образом связаны с коренными источниками. Вместе с тем структурно-металлогенетические факторы определяют лишь рудно-россыпной потенциал перспективных площадей. Реализация этого потенциала зависит от экзогенно-динамических факторов, полностью контролирующих его степень и качество. Связующим звеном между двумя основными группами прогнозно-поисковых критериев являются структурные факторы.

Попытки различных подходов к типизации золотороссыпных объектов (Шило, 1981; Быховский и др., 1981; Флеров и др., 1984, 1989; Давиденко, Лаухин, 1988) привели к заключению, что структурно-геоморфологическая основа для этого наиболее перспективна. На этой основе может быть разработана теоретическая система геолого-генетических моделей золотороссыпных объектов. В качестве базового элемента такой системы С.Л. Казаринов (1996) ввел понятие “золотороссыпная формация” – комплекс морфогенетических типов россыпей золота, сформировавшихся в одной структурно-геоморфологической и климатической обстановке, рассматриваемый в едином парагенезисе с комплексами вмещающих россыпи осадочных образований и коррелятных им форм рельефа.

Введенное понятие еще нуждается в некоторых уточнениях и конкретизации, поскольку его содержание требует более полного обоснования. В частности, недостаточно отражена роль рудных формаций в формировании и структурно-вещественном облике россыпных формаций. Нуждается в разработке принципиальная схема сопоставления структурно-металлогенетических элементов земной коры (определяющих положение разных типов россыпеобразующих золоторудных формаций в зоне гипергенеза) с распределением золотороссыпных формаций и их рядов. С.Л. Казариновым (1996) заложены основы создания теоретической системы геолого-генетических моделей золотороссыпных объектов, где золотороссыпная формация – базовый элемент этой системы, а по таксономическому рангу – геологический аналог золотороссыпных районов. Более высоким иерархическим уровнем системы являются формационные ряды, характеризующие золотороссыпные провинции, более низким – подформации, соответствующие золотороссыпным узлам.

Отдельную, и очень важную, проблему составляют аллохтонные россыпи золота, связанные с прибрежно-морским осадконакоплением, с внутренними дельтами рек предгорных, иногда межгорных и внутригорных впадин и т.п., в том числе – с любыми генетическими типами отложений, если коренные источники поставляют преимущественно мелкое и тонкое золото. До недавнего времени это золото оставалось в основном неизвлекаемым, а разрабатывались главным образом автохтонные россыпи. Аллохтонные же оставались за пределами (или без) внимания геологов-россыпников. С помощью новых технологий и современной техники (в основном на конверсируемых предприятиях) возможно вовлечь в добычу эти пока еще почти неосвоенные, но большие ресурсы. В настоящее время созданы системы добычи и обогащения, позволяющие извлекать золото из россыпей, в которых еще недавно оно считалось неизвлекаемым. Вовлечение таких россыпей в золотороссыпной формационный анализ расширяет поле взаимопроникновения (и наложения) золотороссыпных формаций с россыпными формациями других полезных компонентов.

Для методического определения главных черт россыпей характерна их преобладающая принадлежность к тем или иным фациям континентальных образований.

Следовательно, генетические типы россыпей коррелятны генетическим типам континентальных образований вследствие единства континентального литогенеза и россыпеобразования. Поэтому возможно применение в исследованиях золотороссыпных формаций всех традиционных литологических и палеогеографических методов: литолого-фациального, палеоклиматического, литогеохимического, палеокриологического и др.

Исследования геологии россыпей с позиций золотороссыпных формаций позволяют использовать не только традиционные методы изучения континентальных образований, но и многие специфические, пока еще нетрадиционные методики. Отметим лишь немногие из них: генетический анализ россыпей тектонических уступов, разрабатываемый Н.Г. Патык-Карой (Быховский и др., 1981; Шило и др., 1985); формационный анализ россыпей (Патык-Кара, 1980); формационный анализ золотороссыпных объектов (Казаринов, 1996); методика поисков и оценки россыпей золота в сложнопостроенных впадинах (Флеров и др., 1989; Лаухин и др., 1990); методы типизации районов россыпной золотоносности на рудно-формационной основе (Давиденко, 1987, 1992; Давиденко, Лаухин, 1988) и на рудно-морфоструктурной основе (Флеров и др., 1984, 1989) и др. Нетрадиционные методы не ограничиваются перечисленными, но в небольшой статье невозможно не только рассмотреть, но и упомянуть все, что было предложено разными исследователями в этом направлении за последние 15–20 лет. К этим исследователям относятся и авторы данной статьи, многократно и удачно применявшие эти методы при изучении и прогнозировании россыпей золота. Следует отметить, что авторы считают данные методы несовершенными, однако надеются, что им посчастливится участвовать в создании более совершенных.

По нашему мнению, к основным направлениям в создании учения о золотороссыпных формациях можно отнести:

обобщение материалов по типизации и моделированию золотороссыпных объектов; детализацию нижнего уровня системы золотороссыпных формаций, особенно для формаций наложенных пострудных впадин и молодых гор;

разработку общей схемы сопоставления структурно-металлогенетических элементов земной коры с распределением золотороссыпных формаций и их рядов; выяснение положения золотороссыпных формаций и их рядов в общей системе россыпных формаций, как автохтонных, так и аллохтонных; разработку полного обоснования содержания понятия “золотороссыпная формация”;

определение основных направлений учения о золотороссыпных формациях и реализацию этих направлений; построение геолого-генетических моделей разнорядковых золотороссыпных объектов на основе учения о золотороссыпных формациях; решение прикладных задач по прогнозированию, оценке и поискам золотороссыпных объектов на территории России.

Таким образом, определенно вырисовываются контуры проблемы, а также некоторые основные направления и методы ее решения. Приведенные материалы статьи свидетельствуют о том, что проблема создания учения о золотороссыпных формациях назрела и что в настоящее время имеются все необходимые предпосылки для ее реализации. В конечном итоге это приведет к более полному пониманию континентального экзогенного литогенеза, дифференциации вещества в экзогенных условиях, формированию россыпей и будет способствовать более точной оценке и прогнозированию россыпей золота, а также локализации их поисков.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей золота. М.: ГОНТИ, 1938. 495 с.
Быховский Л.З., Гурвич С.И., Патык-Кара Н.Г., Флеров И.Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 254 с.

Давиденко Н.М. Связь россыпной и коренной золотоносности криолитозоны. Якутск, 1987. 150 с.

Давиденко Н.М. Источники золотоносных россыпей криолитозоны северо-востока Азии. Киев: Наук. думка, 1992. 200 с.

Давиденко Н.М., Лаухин С.А. Прогнозирование россыпной золотоносности криолитозоны северо-востока Азии. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1988. 54 с.

Казаринов С.Л. Формационный подход к золотороссыпным объектам как основа их типизации // Руды и металлы. 1996. № 2. С. 65–75.

Лаухин С.А., Величко С.В., Стефанский А.В. Некоторые особенности прогнозно-поискового комплекса на золотороссыпные объекты в кайнозойских впадинах Северной Чукотки. М.: ПГО Севкавгео, 1990. 71 с.

Патык-Кара Н.Г. Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 49–60.

Флеров И.Б., Быховский Л.З., Давиденко Н.М. и др. О типизации районов россыпной золотоносности // Сов. геология. 1984. № 11. С. 57–60.

Флеров И.Б., Лаухин С.А., Величко С.В., Стефанский А.В. Методические рекомендации по прогнозированию и поискам россыпей золота в кайнозойских впадинах Северо-Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1989. 86 с.

Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.

Шило Н.А., Быховский Л.З., Патык-Кара Н.Г. и др. Актуальные проблемы геологии россыпей // Вестн. АН СССР. 1985. № 2. С. 40–47.

ABSTRACT

Placer formations occupy the natural place in line of geological formations, because of ones are in paragenetic connection with geomorphological and sedimentational formations. According to types of structure-geomorphological situation in the placerforming there six goldplacer formations are distinguished. Gold-placer formations unite in 3 lines. On the other side in are dismembered into line of subformations. The lower elements of taxonomic line are dynamic gold-placer facies, from which can be packed out 9 main types and subfacies, which correspond to known morphogenetic types of placers. As volume material geological object, gold-placer formations corresponds to industrial – economical object in rank of gold-placer region direct not being its of straight geological analogy, but in determines character of placergenesi in this limits. Accordingly lines gold-placer formations characterise gold-placer provinces, sub-formations – knots, facies – gold-placer fields, sub-facies – elementary placers. Concrete contours of industrial gold-placer objects are determined by structural-metallogenic criteria. Placer formations establish only degree and quality of metallogenic potential of perspective areas. Combination of metallogenic and exogenic-dynamic formation types allows to distinguish prognosis-prospecting areas with concrete placer potential and to estimate ones.

Main directions of creation of doctrine about gold-placer formations are discussed.

УДК 563.12

В.А. КРАШЕНИННИКОВ, М.Е. БЫЛИНСКАЯ

СТРАТИГРАФИЯ И ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕПЛОВОДНОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

ВВЕДЕНИЕ

Родина зональной шкалы плиоценовых и четвертичных отложений по планктонным фораминиферам – тепловодная область Северной Атлантики. Именно здесь на материале разрезов позднекайнозойских осадков Тринидада, Венесуэлы, Ямайки и скважин, пробуренных в Карибском море, была сформулирована эта шкала (Bolli, 1957, 1966; Lamb, Beard, 1972; Blow, 1969; Bolli, Premoli Silva, 1973). Конечно, зональная шкала плиоцена и квартера по планктонным фораминиферам прошла свой путь становления и модификаций, прежде чем предстать в современном выражении.

В настоящее время используются две очень близкие зональные шкалы, одна из них разработана Г. Болли с коллегами (Bolli, 1966; Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Saunders, 1985). В этой шкале миоцен заканчивается зоной *Globorotalia humerosa*. Плиоцен подразделяется на три зоны: *Globorotalia margaritae* (с подзонами *Globorotalia margaritae margaritae* и *Globorotalia margaritae evoluta*), *Globorotalia miocenica* (с подзонами *Globigerinoides trilobus fistulosus* и *Globorotalia exilis*) и *Globorotalia tosaensis tosaensis*. Четвертичные отложения соответствуют зоне *Globorotalia truncatulinoides*, включающей подзоны *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi* (плейстоцен) и подзону *Globorotalia fimbriata* (голоцен).

В зональной шкале, разработанной У. Блоу (Blow, 1969, 1979), в кровлю миоцена помещена зона *Globorotalia tumida-Sphaeroidinellopsis subdehiscens praenedehiscens* (индекс N 18) – аналог подзоны *Globorotalia margaritae margaritae* шкалы Г. Болли. Плиоцен состоит из трех зон: *Sphaeroidinella dehiscens-Globoquadrina altispira* (N 19), которая соответствует подзоне *Globorotalia margaritae evoluta* шкалы Г. Болли; *Globorotalia multicamerata-Pulleniatina obliquiloculata* (N 20); *Globorotalia tosaensis tenuithesa* (N 21). Последняя почти одноименна с зоной *Globorotalia tosaensis tosaensis* шкалы Г. Болли, но подошва ее проходит, по-видимому, несколько ниже – в верхней части зоны *Globorotalia miocenica* шкалы Г. Болли. Подразделение четвертичных отложений в зональной шкале У. Блоу менее детально: зоны *Globorotalia truncatulinoides* (N 22) и *Globigerina calida calida-Sphaeroidinella dehiscens excavata* (N 23). Корреляция их с подразделениями зональной шкалы Г. Болли несколько затруднительна. Вероятнее, зона N 22 соответствует серии из трех подзон – *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, а зона N 23 служит аналогом подзон *Globigerina bermudezi* и *Globorotalia fimbriata* (Bolli, Saunders, 1985).

Граница плиоцена и квартера едва ли не во всех современных публикациях единообразна, т.е. проходит по подошве зоны *Globorotalia truncatulinoides*. Сложнее обстоит вопрос с границей миоцена и плиоцена. Согласно одной точке зрения, она совпадает с подошвой подзоны *Globorotalia margaritae margaritae* (Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Saunders, 1985). По мнению других исследователей (Blow, 1969, 1979; Kennett, Srinivasan, 1983; Крашенинников, 1978, 1982), границу миоцена и плиоцена следует помещать в кровлю подзоны *Globorotalia margaritae margaritae*, т.е. в подошву зоны *Sphaeroidinella dehiscens*–*Globoquadrina altispira* – субглобальный уровень появления рода *Sphaeroidinella*. Различие во мнении отражает реальный ход эволюционного изменения планктонных фораминифер у этого рубежа: отложения зоны *Globorotalia plesiotumida* (N 17) характеризуются заведомо миоценовым комплексом фораминифер; осадки зоны *Sphaeroidinella dehiscens*–*Globoquadrina altispira* (N 19) содержат вполне сформировавшуюся ассоциацию планктонных фораминифер плиоцена; в переходных слоях (подзона *Globorotalia margaritae margaritae* (N 18)) преобладают миоценовые виды планктонных фораминифер, но им сопутствуют первые представители типичной плиоценовой микрофауны. Поэтому проблема проведения границы миоцена и плиоцена сводится к методическому подходу – по первому появлению плиоценовых элементов или по вполне сформировавшемуся комплексу.

Формальный приоритет стратотипов (мессинский и занклийский ярусы) помочь здесь не может из-за биономической обстановки в Средиземноморье в самом конце позднего миоцена–начале раннего плиоцена – в верхней части мессиния микрофауна чрезвычайно бедна и малохарактерна, а в низах занклийского яруса (местная акмезоны *Sphaeroidinella semiculata*) она достаточно своеобразна, что не позволяет проводить надежную корреляцию с осадками Атлантического океана (Iaccarino, 1985).

Глубоководное бурение в тепловодной области Атлантического океана позволило расчленить плиоценовые и четвертичные осадки с помощью планктонных фораминифер во многих регионах океана: Багамское плато и плато Блейк, Мексиканский залив, Венесуэльская и Колумбийская впадины, хребты Сеара и Северо-Бразильский, западный и восточный склоны Срединно-Атлантического хребта, поднятия Сьерра-Леоне и о-вов Зеленого Мыса, континентальный склон Северо-Западной Африки (Мавритания, Марокко).

Авторы статьи ранее опубликовали серию работ, посвященных стратиграфии плиоценовых и четвертичных осадков тепловодной области Северной Атлантики по фауне планктонных фораминифер (Крашенинников, 1978; Былинская, Головина, 1990; Krasheninnikov, 1978a, b; Krasheninnikov, Pflaumann, 1978; Pflaumann, Krasheninnikov, 1978). В настоящей работе предпринята попытка обобщить имеющиеся фактические материалы, находящиеся в нашем распоряжении и полученные другими специалистами. Нами изучены комплексы планктонных фораминифер из осадков, вскрытых глубоководными скважинами в Западной (скв. 25), Центральной (скв. 395, 396) и Восточной (скв. 366, 368, 369, 397) Атлантике, а также из колонок донных осадков в котловине о-вов Зеленого Мыса (рис. 1). Скважины образуют меридиональный профиль в пределах тепловодной области Атлантического океана (от экватора до 27° с.ш.). В экваториальной зоне (0–4° с.ш.) находится скв. 25 (0°31' ю.ш.); в тропической (4–24° с.ш.) – скв. 366 (5°40' с.ш.), 368 (17°30' с.ш.), 395 (22°45' с.ш.) и 396 (22°58' с.ш.); в южной части субтропической зоны (24–27° с.ш.) – скв. 369 (26°35' с.ш.) и 397 (26°50' с.ш.).

Цель авторов – рассмотреть особенности зональной шкалы плиоцена и квартера тепловодной области Атлантического океана; возможные изменения комплексов планктонных фораминифер в зависимости от палеоклиматических поясов и биономической обстановки; перспективы прослеживания зональных (и подзональных) стратиграфических подразделений в более северных районах Атлантического океана. Для бореального и субарктического поясов подобное исследование было выполнено нами ранее (Крашенинников, Былинская, 1994).

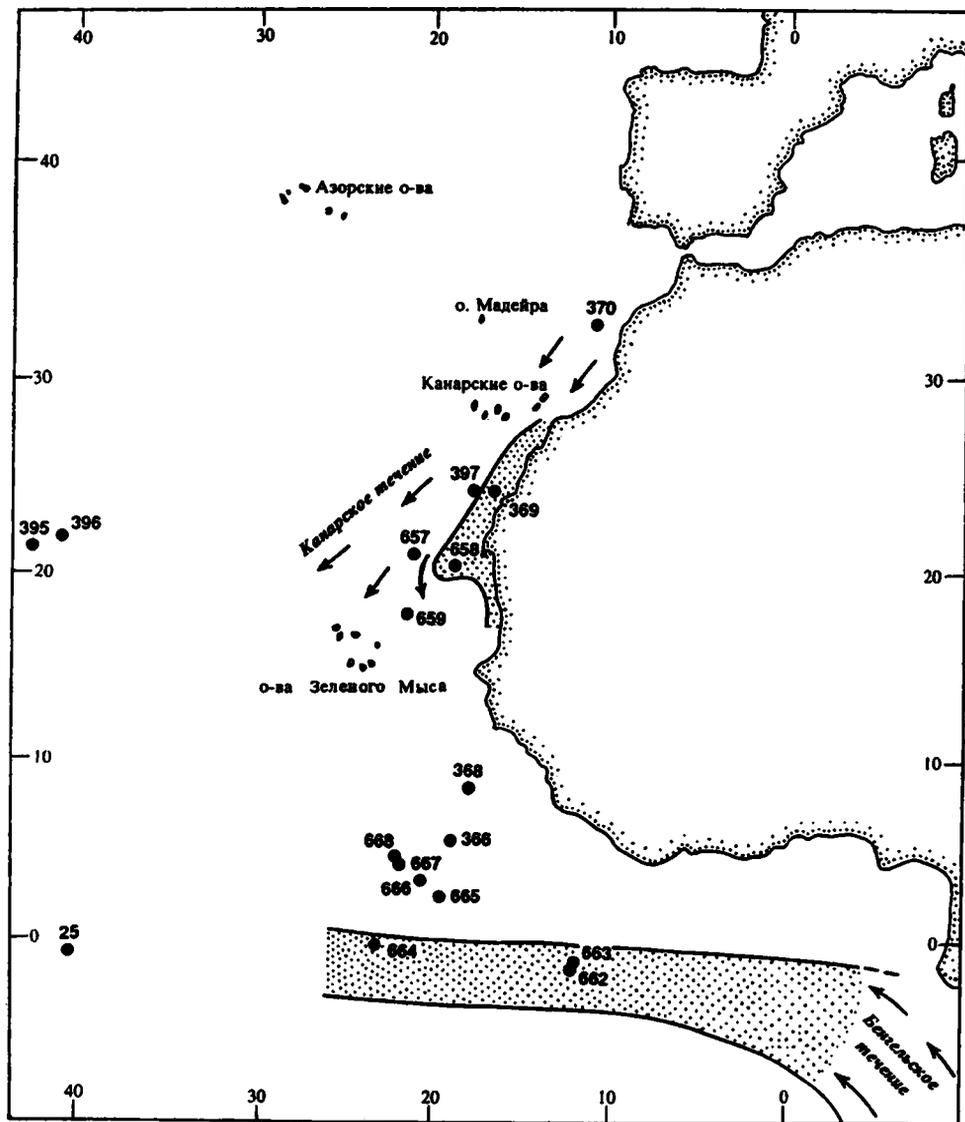


Рис. 1. Расположение скважин Проекта глубоководного бурения в тропической области Северной Атлантики (восточная часть)

Для удобства используем следующую зональную шкалу. Верхний миоцен завершается зонами *Globorotalia plesiotumida* и *Globorotalia margaritae margaritae* (последняя, как уже отмечалось, представляет слои, переходные к плиоцену). Плиоцен подразделяется на зоны *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia miocenica* и *Globorotalia tosaensis*. Интервал четвертичных осадков соответствует зоне *Globorotalia truncatulinoides*, включающей пять подзон: *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi* и *Globorotalia fimbriata*.

Мы выражаем признательность руководству Проекта глубоководного бурения (США) за предоставление образцов осадков из скважин, пробуренных с судна "Гломар Челленджер".

ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ ЗОНА

В экваториальной зоне пробурено несколько скважин. Одна из них (скв. 25) находится на западе, у северо-восточного побережья Южной Америки (на вершине Северо-Бразильского хребта, глубина моря 1916 м). Группа других (скв. 662, 663, 664, 665, 666) приурочена к восточной части экваториальной зоны, где глубины моря значительно больше (от 3800 до 4700 м).

Разрез позднекайнозойских отложений в скв. 25 неполный (Bader, Gerard et al., 1970). В забое скважины вскрыты наннофораминиферовые илы верхнего миоцена (зона *Globorotalia plesiotumida*) и слои, переходные к плиоцену (*Globorotalia margaritae margaritae*). Они сменяются осадками с фораминиферами нижнего плиоцена (зона *Globorotalia margaritae evoluta*): *Sphaeroidinella dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globorotalia menardii*, *G. multicamerata*, *G. tumida*, *Globigerinoides conglobatus*, *G. extremus*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Globigerina nepenthes*, *Orbulina universa* (обр. 4-25-3-2, 25 см и 4-25-3-1, 150 см). Однако большая часть плиоцена из разреза выпадает, поскольку выше несогласно располагаются четвертичные осадки (Blow, 1970), которые нередко содержат переотложенные виды фораминифер из всех зон плиоцена: *Globorotalia miocenica*, *G. pertenuis*, *G. exilis*, *G. pseudomiocenica*, *G. tosaensis*.

Четвертичные отложения в скв. 25 (мощность около 14 м) содержат богатый комплекс планктонных фораминифер, характерный для экваториального пояса. В нем обильны *Globorotalia menardii*, *G. cultrata*, *G. tumida*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *G. ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *P. finalis*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Orbulina universa*. Часто встречаются *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerinella siphonifera* и *Globigerinita glutinata*. Обитатели умеренных вод, такие, как *Globorotalia scitula*, *G. inflata*, *Globigerina bulloides*, *G. calida* и *Neogloboquadrina pachyderma dex*, редки или единичны.

Представители группы *Globorotalia crassaformis* присутствуют во всех изученных образцах: *G. crassaformis crassaformis*, *G. crassaformis viola*, *G. crassaformis hessi* и *G. crassaformis ronda*.

В кернах 1 и 2 установлены подзоны *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi* (условно) и *Globorotalia fimbriata*.

Подзона *Globorotalia crassaformis viola* (вероятно, ее верхняя часть) выделена в обр. 25-2-2, 140–142 см. Привлекает внимание присутствие *Globorotalia triangula*, которая характерна для пограничных плиоцен-четвертичных слоев, особенно в низких широтах. Однако вывод, что эта форма – тропический экофенотип *Globorotalia inflata* (Weaver, Raymo, 1989), маловероятен, так как выше по разрезу встречается типичная *G. inflata*. Однако *G. triangula* была нами найдена в ряде скважин более северных широт (например, в скв. 410). Наличие в осадках этого интервала *Globorotalia truncatulinoides* и *G. crassaformis viola* позволяет отнести их к нижней подзоне четвертичного периода.

В вышележащих слоях (до обр. 25-1-5, 141–143 см) выделяется подзона *Globorotalia crassaformis hessi* (интервал от исчезновения *G. crassaformis viola* до появления *Globigerina calida calida*). Представителей *G. crassaformis* здесь значительно больше. Осадки содержат крупные типичные экземпляры *Globorotalia crassaformis hessi* и *G. crassaformis ronda*. Несмотря на местоположение скважины в экваториальном поясе, относительное содержание тропических и умеренных видов в разных образцах колеблется. Например, происходит одновременное уменьшение количества *Pulleniatina obliquiloculata*, увеличение *Neogloboquadrina pachyderma dex* и появление единичных *Globigerina bulloides* и *Globorotalia inflata*.

В обр. 25-1-5, 141–143 см фиксируется основание подзоны *Globigerina calida calida* по появлению индекс-формы, которая выше по разрезу присутствует постоянно. Обычны *Globigerinoides tenellus* и *Globigerina rubescens*. Для комплекса этой под-

зоны в низких широтах характерно присутствие розовоокрашенных раковин *Globigerinoides ruber*, причем окрашенные формы фиксируются практически одновременно с появлением индекс-вида подзоны (Былинская, Головина, 1990). Однако в скв. 25 окраска начинается значительно выше появления *Globigerina calida calida*, причем она очень слабая и имеется у единичных раковин *Globigerinoides ruber*. Представители *Globorotalia crassaformis* (*G. crassaformis hessi* и *G. crassaformis ronda*) по-прежнему встречаются в комплексе. В этой подзоне установлены экземпляры *Sphaeroidinella dehiscens excavata* (обр. 25-1-4, 60–63 см), но они единичны.

В предыдущих работах (Былинская, Головина, 1990) отмечалось, что *Globorotalia crassaformis ronda* заканчивает свое развитие в пределах подзоны *Globigerina calida calida* (около 0,5 млн л.н.). В верхней части скв. 25, начиная с обр. 25-1-2, 116–122 см, она встречается нерегулярно (единичные экземпляры нетипичных мелких форм). Однако однозначно установить уровень ее исчезновения в скважине трудно. Поскольку небольшое переотложение раковин отмечается до самых верхних слоев, вопрос о верхней границе распространения *Globorotalia crassaformis ronda* в экваториальном поясе Атлантики остается открытым.

То же самое можно сказать и о *G. crassaformis hessi*. В единичных экземплярах она встречается до самого верхнего образца. Поэтому верхнюю границу подзоны *Globigerina calida calida* можно провести лишь условно на уровне обр. 25-1-1, 80–82 см, выше которого эта форма (*G. crassaformis hessi*) насчитывает 1–2 экземпляра на образец.

В самом верхнем образце 25-1-1, 4–6 см присутствие *Globorotalia fimbriata* фиксирует одноименную четвертичную подзону (голоцен).

На востоке экваториальной зоны скв. 662 (глубина моря 3813 м) и скв. 663 (глубина моря 3697 м) находятся в полосе холодного Бенгельского течения, следующего на северо-запад вдоль побережья Африки, а затем переходящего в Южное экваториальное течение, направляющееся с востока на запад. В полосе последнего расположена скв. 664 (глубина моря 3806 м). Севернее пробурена скв. 665, где глубина моря весьма значительна – 4740 м.

Подобная гидрологическая обстановка приводит к высокой биопродуктивности планктона, и мощность плиоцен-четвертичных осадков достигает 180 м (скв. 664), причем нередко наблюдается чередование карбонатных и карбонатно-кремнистых органогенных илов (Ruddiman, Sarnthein et al., 1989). Глубоководная циркуляция приводит к развитию оползневых блоков и прослоев турбидитов и к избирательному растворению раковин фораминифер. Все это создает значительные трудности для стратиграфического подразделения осадков (Weaver, Raymo, 1989).

В богатых комплексах планктонных фораминифер плиоцена доминируют обычные тропические виды: *Globorotalia margaritae*, *G. tumida*, *G. miocenica*, *G. exilis*, *G. menardii*, *G. multicamerata*, *Globigerinoides conglobatus*, *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. extremus*, *G. fistulosus*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *P. praecursor*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Globoquadrina altispira* и др. Однако совместно с ними, в том или ином количестве экземпляров, присутствуют виды субтропических и умеренных широт: *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *G. quinqueloba*, *Globorotaloides hexagona*, *Globorotalia scitula*, *G. inflata*, *Neogloboquadrina pachyderma dex*, *N. pachyderma sin*. В целом по составу видов можно выделить зоны *Globorotalia margaritae margaritae*, *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia miocenica* и *Globorotalia tosaensis*. Соотношение видов в комплексах очень изменчиво, биозоны прерывисты, а уровни появления и исчезновения видов подчас значительно отличаются от общепризнанных (эволюционных). В скв. 662, 664 и 665 эти расхождения в возрасте datum planes оцениваются величинами до 0,48–1,28 млн лет (Weaver, Raymo, 1989).

Среди четвертичных планктонных фораминифер авторы не определяли подвиды из группы *Globorotalia crassaformis*, а также *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi*, *G. fimbriata*. Осадки этого возраста с *Globorotalia truncatuli-*

noides и *G. ungulata* выделены в зону *Neogloboquadrina pachyderma* sin (Weaver, Raymo, 1989).

Пестрая картина распределения палеоценозов планктонных фораминифер в осадках плиоцена и квартера в экваториальной области Атлантического океана отражает сложную и нестабильную гидрологическую обстановку: с холодными течениями из более высоких широт в эту область проникали субтропические и умеренные элементы, создавая смешанные ассоциации видов фораминифер.

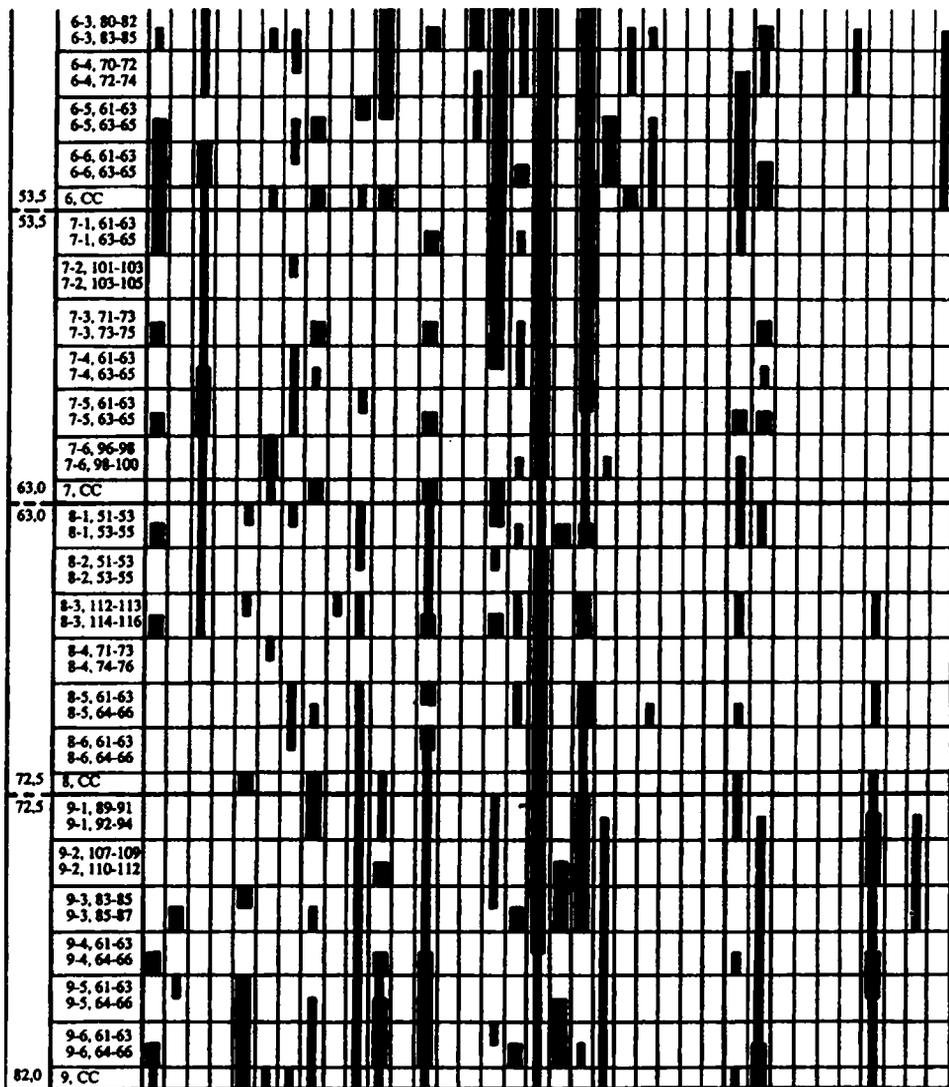
Интересны результаты сравнения экваториальных комплексов четвертичных планктонных фораминифер Атлантического и Тихого океанов. Отличительная черта последних из них (Галапагосская спрединговая зона, скв. 424 и 425) – некоторое обеднение систематического состава, поскольку резко преобладают тропические виды родов *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Sphaeroidinella*, *Pulleniatina*, *Candeina*, а субтропические и умеренные виды (группы *Globorotalia crassaformis*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*) редки или отсутствуют (Krasheninnikov, 1980). В результате падает стратиграфическая разрешаемость и четвертичные отложения подразделяются только на две части – подзону *Globorotalia truncatulinoides* s.str. и подзону *Globigerina calida calida* – *Sphaeroidinella dehiscens excavata* по терминологии У. Блоу (Blow, 1969).

ТРОПИЧЕСКАЯ ЗОНА

В тропической зоне Северной Атлантики плиоценовые и четвертичные отложения вскрыты значительным числом скважин. В фашии наннофораминиферовых илов они установлены на поднятии Сьерра-Леоне (скв. 366, 666–668, глубина моря от 2690 до 4516 м), поднятии о-вов Зеленого Мыса (скв. 368, глубина моря 3367 м), на континентальном склоне у побережья Сенегала и Мавритании (скв. 657–659, глубина моря от 2262 до 4221 м), а также на западном и восточном склонах Срединно-Атлантического хребта (скв. 395 и 396, глубина моря 4484 и 4450 м соответственно).

Наиболее типичны тропические комплексы планктонных фораминифер на поднятии Сьерра-Леоне. На поднятии о-вов Зеленого Мыса (скв. 368) уже ощущается влияние холодного Канарского течения, направленного на юго-запад вдоль побережья Африки. Севернее, у Канарских островов (скв. 369), это влияние еще более заметно. На континентальном склоне у побережья Сенегала и Мавритании тропическая микрофауна “разбавляется” холодноводными видами планктонных фораминифер в связи с мощным явлением апвеллинга – подъемом холодных глубинных вод (скв. 657–659). В этих скважинах тропические виды планктонных фораминифер (*Sphaeroidinella dehiscens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*) встречаются спорадически, а виды умеренных и холодных вод (*Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina pachyderma* dex) становятся обычными. Особенно многочисленна *Globigerina bulloides*, типичная для холодных вод апвеллингов (Zobel, 1973). Тропические комплексы планктонных фораминифер плиоцена и квартера хорошо представлены в разрезах на склонах Срединно-Атлантического хребта (скв. 395, 396), где изучению микрофауны препятствуют турбидиты. Сочетание всех этих условий бионии и осадконакопления на склонах приводит к довольно пестрому набору конкретных палеоценозов планктонных фораминифер и по разрезу и в пространстве.

На поднятии Сьерра-Леоне (скв. 366) достоверный верхний миоцен заканчивается зоной *Globorotalia plesiotumida*. Комплекс фораминифер включает многочисленные *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Globorotalia plesiotumida*, *G. merotumida*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. subdehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sacculifer*, *G. obliquus*, *G. extremus* в сочетании с *Orbulina universa*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia menardii*, *G. scitula*, *Neogloboquadrina dutertrei*; в кровле зоны появляются *Globorotalia pseudomiocena* и *Candeina nitida*.

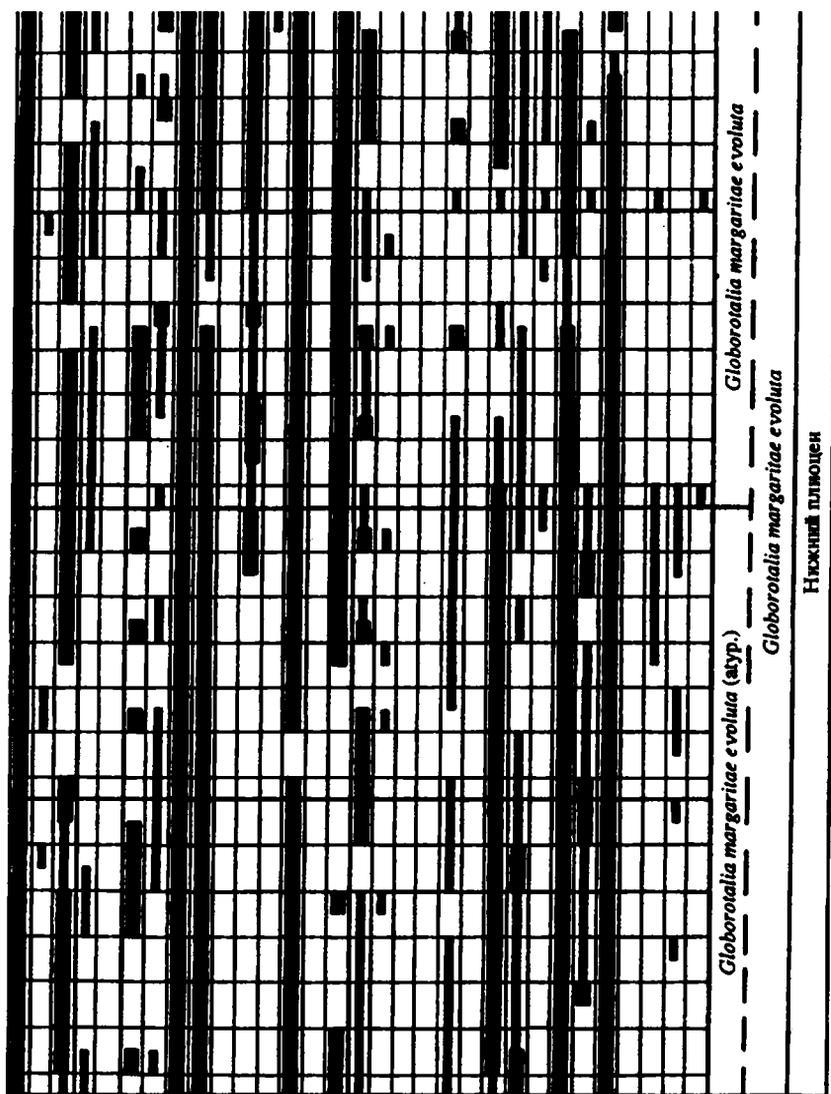


2. Типичный комплекс тропических видов планктонных фораминифер состоит из многочисленных *Globorotalia* (*cultrata*, *menardii*, *crassaformis*, *exilis*, *pertenuis*, *miocenica*, *margaritae*, *multicamerata*, *tumida*), *Globigerinoides* (*conglobatus*, *ruber*, *sacculifer*), *Sphaeroidinella dehiscens*, *Orbulina universa*, *Pulleniatina*, *Candeina* и в нижней части плиоцена – из представителей *Globoquadrina* и *Sphaeroidinellopsis*.

3. Процентное содержание целого ряда видов (в том числе *Globorotalia tumida*, *G. crassaformis*, *G. margaritae*, *G. menardii*, *Sphaeroidinella dehiscens* и др.) в комплексах не отличается постоянством, что свидетельствует о нестабильности биономических условий.

Рассматриваемые три зоны по планктонным фораминиферам четко прослеживаются и в других разрезах плиоценовых осадков тропической зоны Северной Атлантики (скв. 368, 369, 395, 396).

В скв. 366 четвертичные наннофораминиферовые илы (мощностью 25 м) содержат комплекс тропических планктонных фораминифер, основные компоненты



которого переходят из плиоцена: *Globorotalia* (*cultrata*, *menardii*, *crassaformis*, *tumida*, *hirsuta*), *Globigerinoides* (*conglobatus*, *ruber*, *trilobus*, *sacculifer*, *tenellus*), *Neogloboquadrina dutertrei*, *Orbulina universa*, *Candeina nitida*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerinella siphonifera*. К новым, стратиграфически важным таксонам относятся *Globorotalia truncatulinoides*, *G. unguata*, *G. fimbriata*, *Globigerina calida*, *G. rubescens*, *G. (Beella) digitata*, представленные в табл. 2.

В четвертичных отложениях скв. 366 в составе зоны *Globorotalia truncatulinoides* различаются три подзоны: *Globorotalia crassaformis viola*, где эта форма сосуществует с *G. truncatulinoides*; *Globorotalia crassaformis hessi*, нижнюю границу которой не переходит подвид-индекс предыдущей зоны. В разрезе отмечены два горизонта сильного растворения, в том числе один вблизи кровли, что совпадает с данными по колонкам донных отложений из абиссальной котловины о-вов Зеленого Мыса, где горизонт самого сильного растворения приурочен к палеомагнитному эпизоду Хамиль (Былинская, Головина, 1990); *Globigerina calida calida*, где появляется этот

Таблица 2

Распределение планктонных фораминифер в четвертичных
отложениях скв. 366 (Восточная Атлантика)

Скв. 366	<i>Globorotalia</i>	<i>Globigerina</i>
Керн, секция, интервал (см)	<i>stansiformis stansiformis</i> <i>stansiformis bezzi</i> <i>stansiformis oceanica</i> <i>stansiformis rondo</i> <i>stansiformis viola</i> <i>cylindrica</i> <i>flabrisia</i> <i>hirsaia</i> <i>humerosa</i> <i>inflata</i> <i>menardi</i> <i>pseudopina</i> <i>puscillata</i> <i>actida</i> <i>isomens</i> <i>truncatuloidea</i> <i>umbilata umbilata</i> <i>umbilata flexuosa</i> <i>angulata</i>	<i>bulloides</i> <i>calida calida</i> <i>calida proccalida</i> <i>digitata digitata</i> <i>digitata praedigitata</i> <i>megastoma</i> <i>pselyderma</i> <i>quintuloba</i> <i>rubescens (pink)</i> <i>rubescens (white)</i>
0,0	1-1, top	
	1-1, 35-37	
	1-1, 37-39	
	A 1-1, 63-71	
	A 1-1, 71-73	
	1-2, 50-52	
	1-2, 53-55	
	A 1-2, 69-71	
	A 1-2, 71-73	
	1-3, 20-22	
	1-3, 22-24	
	1-6, 17-19	
	1-6, 19-21	
	A 1-3, 69-71	
	A 1-3, 71-73	
5,0	1, CC	
	A 1-4, 41-43	
	A 1-4, 43-45	
	2-1, 50-52	
	2-1, 52-54	
6,0	1, CC	
	A 2-1, 66-68	
	A 2-1, 68-70	
	2-2, 46-48	
	2-2, 49-51	
	A 2-2, 66-68	
	A 2-2, 68-70	
	2-4, 14-16	
	2-4, 17-19	
	A 2-3, 71-73	
	A 2-3, 73-75	
	A 2-4, 66-68	
	A 2-4, 68-70	
	2-5, 47-49	
	2-5, 50-52	
	A 2-5, 66-68	
	A 2-5, 68-70	
	2-6, 39-41	
	2-6, 41-43	
14,5	2, CC	
	A 2-6, 66-68	
	A 2-6, 68-70	
15,5	2, CC	
	A 3-1, 71-73	
	A 3-1, 73-75	
	A 3-2, 66-68	
	A 3-2, 68-70	
	A 3-3, 65-67	
	A 3-3, 67-69	
	A 3-4, 66-68	
	A 3-4, 67-69	
	A 3-5, 65-67	
	A 3-5, 67-69	
	A 3-6, 41-43	
	A 3-6, 43-45	
25,0	A 3, CC	

			<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	
			<i>Globigerinita glutinata</i>	
			<i>Globigerinita uvula</i>	<i>Globigerinitoides</i>
			<i>bollii</i>	
			<i>conglobatus</i>	
			<i>obliquus obliquus</i>	
			<i>obliquus cf. extremus</i>	
			<i>ruber ruber (pink)</i>	
			<i>ruber ruber (white)</i>	
			<i>elongatus</i>	
			<i>tenellus</i>	
			<i>trilobus trilobus</i>	
			<i>trilobus aff. fistulosus</i>	
			<i>trilobus sacculifer</i>	
			<i>Globorotaloides hexagonus</i>	Другие таксоны
			<i>Turborotalita humilis</i>	
			<i>Hastigerina pelagica</i>	
			<i>Globigerinella siphonifera</i>	
			<i>Orbulina universa</i>	
			<i>Candeiina nitida</i>	
			<i>Sphaeroidinella dehiscentes</i>	
			<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	
			<i>Pulleniatina primalis</i>	
			<i>Pulleniatina praecursor</i>	
<i>Globorotalia crassaformis</i> <i>crassaformis</i>	<i>Globorotalia crassaformis hessi</i>	<i>Globierina calida calida</i>	Подзона	
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>			Зона	
Плейстоцен			Возраст	

		Globigerinoides		Другие таксоны		Подзона	
<i>Neoglobobulimina distretzi</i> <i>Neoglobobulimina distretzi</i> var. <i>Globigerinita glutinata</i> <i>Globigerinita arvalis</i>		<i>bellii</i> <i>conglobatus</i> <i>obliquus</i> <i>obliquus</i> cf. <i>extremus</i> <i>ruber ruber</i> (pink) <i>ruber ruber</i> (white) <i>elongatus</i> <i>tenellus</i> <i>trilobus trilobus</i> <i>trilobus</i> aff. <i>flaviosus</i> <i>trilobus sacculifer</i>		<i>Globorotaloides hexagonus</i> <i>Turborotalia humilis</i> <i>Hastigerina pelagica</i> <i>Globigerinaella siphonifera</i> <i>Orbulina univerrsa</i> <i>Conedina nitida</i> <i>Sphaeroidinella dehiscentis</i> <i>Pulleniatina obliquiloculata</i> <i>Pulleniatina primalis</i> <i>Pulleniatina praecursor</i>		<i>G. fimbriata</i> Подзона	
						Зона	
						Возраст	
						Globigerina bermudezi? <i>Globigerina calida calida</i> <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	
						Плейстоцен—голоцен	
						<i>G. cr. hesi</i> <i>Globorotalia crassiformis viola</i>	

Подзоны *Globigerina bermudezi* и *Globorotalia fimbriata* в скв. 366 не фиксируются, поскольку залегание неконсолидированных осадков нарушено колонной буровых труб.

Все пять подзон четвертичных отложений прослеживаются в скв. 368. Подзона *Globigerina bermudezi* выделяется на основании отсутствия *Globorotalia tumida flexuosa*, а в подзоне *Globorotalia fimbriata* (голоцен) встречены типичные экземпляры вида-индекса. Скважина 368 расположена на 12° к северу от скв. 366. Местонахож-

дение в сочетании с холодным Канарским течением приводит к тому, что среди тропических видов фораминифер заметно возрастает процент субтропических и умеренных видов: *Globorotalia inflata*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides*, *Globigerina bulboides*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina pachyderma* (табл. 3).

Три нижние подзоны четвертичных отложений хорошо выделяются в скв. 395 и 396 на склонах Срединно-Атлантического хребта.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Большой интерес представляет изменение ассоциаций планктонных фораминифер на границе тропической и субтропической зон. К северу от современного северного тропика пробурены скв. 369 и 397. Первая расположена на континентальном склоне у побережья Мавритании (глубина моря 1760 м), вторая – значительно ниже по склону (глубина моря 2900 м). Скважина 369 вскрыла 42 м плиоцен-четвертичных глинистых наннофораминиферовых илов, причем плиоцен и квартал отделены перерывом (Lancelot, Seibold et al., 1978). Осадки раннеплиоценовой зоны *Globorotalia margaritae evoluta* здесь перекрыты илами позднечетвертичной подзоны *Globigerina calida calida* (Krasheninnikov, Pflaumann, 1978; Pflaumann, Krasheninnikov, 1978).

В скв. 397 толща плиоцен-четвертичных отложений гораздо более мощная – около 400 м. Мощность четвертичных осадков достигает 146 м, плиоценовых – более 250 м. Осадки представлены глинистыми наннофораминиферовыми и кремнистыми наннопланктонными илами, формировавшимися в условиях высокой биологической продуктивности, приноса тонкого (глинистого) терригенного материала и хорошей аэрации придонных вод (Rad von, Ryan et al., 1979). В толще отложений наблюдаются оползневые блоки, перемещение осадочного материала в связи со склоновыми процессами, признаки подводной эрозии. Эти особенности наиболее типичны для среднего и верхнего миоцена (Salvatorini, Cita, 1979), в плиоцене и квартале они выражены менее ярко. Интенсивный гидродинамический режим формирования осадков определялся сочетанием влияния холодного Канарского течения и апвеллинга глубинных вод. В плиоцен-четвертичное время к ним добавились климатические колебания общего порядка. Подобная сложная и нестабильная биомическая обстановка оказала существенное влияние на комплексы планктонных фораминифер. С их помощью достигается зональное расчленение осадков, но границы между зонами остаются нечеткими.

В разрезе скв. 397 выделяются следующие зональные единицы плиоцена и квартала:

нерасчлененные зоны *Globorotalia margaritae margaritae* и *Globorotalia margaritae evoluta* (интервал от обр. 397-45-5, 32–36 см до обр. 397-29-1, 50 см);

зона *Globorotalia miocenica* (интервал от обр. 397-28, СС до обр. 397-18-1, 50–54 см);

зона *Globorotalia tosaensis* (интервал от обр. 397-17, СС до обр. 397-15-5, 64–68 см);

подзона *Globorotalia crassaformis viola* (интервал от обр. 397-15-3, 68–70 см до обр. 397-12-1, 59–63 см);

подзона *Globigerina calida calida* (интервал от обр. 397-11-4, 72–76 см до кернов 2 или 1);

подзона *Globorotalia fimbriata* установлена в самом верхнем образце 397-1-1, 20–23 см, где встречена зональная форма.

Подзона *Globorotalia crassaformis hessi* практически отсутствует, очевидно, в связи с перерывом осадконакопления, а подзона *Globigerina betmudezi* не определена из-за перемешивания мягких илов тяжелой колонной буровых труб (по этой причине *Globorotalia crassaformis hessi*, исчезающая в подошве подзоны *Globigerina betmudezi*, прослежена до самой верхней части разреза).

Комплекс планктонных фораминифер из плиоценовых и четвертичных осадков скв. 397 заметно отличается от одновозрастной микрофауны из более южных районов Северной Атлантики. По систематическому составу преобладают тропические формы: *Globorotalia miocenica*, *G. tumida*, *G. pseudomiocenica*, *G. pertenuis*, *G. exilis*, *G. cultrata*, *G. multicamerata*, *Globigerinoides sacculifer*, *G. trilobus*, *G. conglobatus*, *Globigerina nepenthes*, *Hastigerina siphonifera*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscentis*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscentis*. Однако некоторые из них (*Globorotalia tumida*, *G. miocenica*, *G. exilis*, *Sphaeroidinella dehiscentis*, *Pulleniatina obliquiloculata*) встречаются спорадически. Заметно возрастает роль субтропических видов: *Globorotalia crassaformis*, *G. margaritae*, *G. hirsuta*, *G. puncticulata*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides*, *Globigerinoides ruber*, *G. elongatus*, *G. extremus*. Появляются представители умеренной группы: *Globigerina bulloides*, *G. apertura*, *G. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina pachyderma dex*. Очевидно, развитие подобных палеоценозов определяется не только положением скв. 369 и 397 на границе тропической и субтропической зон, но и влиянием Канарского холодного течения и апвеллингом у континентального склона Мавритании. Биозоны целого ряда видов планктонных фораминифер здесь особенно нестабильны, подчиняясь влиянию как общей климатической зональности, так и местных биономических факторов.

ВЫВОДЫ

Изучение комплексов планктонных фораминифер из плиоценовых и четвертичных отложений тепловодной области Северной Атлантики (от экватора до 27° с.ш.) позволяет сделать следующие выводы.

1. Ассоциации планктонных фораминифер экваториальной и тропической зон очень близки и включают многочисленные виды *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Orbulina*, *Sphaeroidinella*, *Sphaeroidinellopsis*, *Candeina*, *Pulleniatina*, *Globoquadrina*, *Hastigerina*. Экваториальная зона отличается почти полным отсутствием некоторых относительно холодноводных видов (*Globigerina quinqueloba*, *Neogloboquadrina pachyderma dex*). Граница тропической и субтропической зон отмечена заметным возрастанием субтропических видов (*Globorotalia inflata*, *G. truncatulinoides*, *Globigerina bulloides* и др.).

2. В пределах изученной тепловодной области Северной Атлантики для расчленения плиоценовых и четвертичных отложений возможно использование единой зональной шкалы. Она включает зоны *Globorotalia margaritae margaritae* (переходные слои от миоцена к плиоцену), *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia tosaensis*, *Globorotalia truncatulinoides*. Последняя зона (квартер) подразделяется на подзоны *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi*, *Globorotalia fimbriata*.

3. Биономическая обстановка в тепловодной области Северной Атлантики осложняется наличием холодных Канарского и Бенгельского течений, а также апвеллинга вдоль континентального склона Западной Африки. Нередки примеры избирательного растворения раковин фораминифер и их переотложения донными течениями.

4. Подобная обстановка приводит к существенным вариациям систематического состава планктонных фораминифер в рамках зоны. Биозоны видов фораминифер нередко представлены их тайльзонами, т.е. уровни эволюционного появления или исчезновения видов фораминифер (*datum planes*) замещаются местными уровнями их появления или исчезновения. Часто интервалы распространения видов прерывисты. Поэтому для определения зональной принадлежности комплекса фораминифер необходим учет всего его систематического состава.

5. Планктонные фораминиферы характеризуются биполярным расположением их субширотных поясов. Существование субмеридиональных холодных течений

через тропическую область обеспечивает связь северного и южного высокоширотных поясов и миграцию субтропических и умеренных видов планктонных фораминифер через экваториально-тропическую область.

ЛИТЕРАТУРА

- Былинская М.Е., Головина Л.А.* Стратиграфия четвертичных отложений тропической Атлантики по фораминиферам и наннопланктону // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. Вып. 59. С. 117–128.
- Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопр. микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 42–161.
- Крашенинников В.А.* Планктонные фораминиферы // Стратиграфия СССР: Четвертичная система. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 173–184.
- Крашенинников В.А., Былинская М.Е.* Планктонные фораминиферы и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Северной Атлантики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 128–139.
- Bader R.G., Gerard R.D.* et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1970. Vol. 4. 753 p.
- Blow W.H.* Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. I Intern. conf. on plankton and microfossils. Geneva, 1969. P. 199–421.
- Blow W.H.* Deep Sea Drilling Project, Leg 4 foraminifera from selected samples // Bader R.G., Gerard R.D., et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1970. Vol. 4. P. 383–400.
- Blow W.H.* The Cainozoic Globigerinida: 3 vol. Brill, 1979. 1412 p.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifera from the Oligocene–Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad. B.W.I. // US Nat. Museum Bull. 1957. Vol. 215. P. 97–123.
- Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // Boll. Inform. Assoc. Venez. Geol. Miner. Petrol. 1966. Vol. 9, N 1. P. 1–25.
- Bolli H.M.* The foraminifera of Sites 23–31, Leg 4 // Bader R.G., Gerard R.D. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1970. Vol. 4. P. 577–643.
- Bolli H.M., Premoli Silva I.* Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea // Edgar T.N., Saunders J.B. et al. 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.
- Cita M.B., Colombo M.R.* Late Neogene paleoenvironment: Quantitative micropaleontology // Rad U. von, Ryan W.B.F. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1979. Vol. 47, pt 1. P. 391–417.
- Iaccarino S.* Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 283–314.
- Kennett J.P., Srinivasan M.S.* Neogene planktonic foraminifera. Cambridge: Hutchinson Ross, 1983. 265 p.
- Krasheninnikov V.A.* Stratigraphy, by means of planktonic foraminifers, of Neogene and Quaternary sediments near the crest of the Mid-Atlantic Ridge, DSDP Sites 395 and 396 // Melson W.G., Rabinowitz P.D. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1978a. Vol. 45. P. 319–322.
- Krasheninnikov V.A.* Stratigraphy and planktonic foraminifers of Neogene and Quaternary sediments of Site 396, Leg 46 of DSDP // Dmitriev L., Heirtzler J. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1978b. Vol. 46. P. 409–413.
- Krasheninnikov V.A.* Planktonic foraminiferal biostratigraphy of Pliocene and Quaternary deposits of the East Pacific Rise and the Galapagos spreading center, Deep Sea Drilling Project Leg 54 // Rosendahl B.R., Hekinian R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1980. Vol. 54. P. 509–533.
- Krasheninnikov V.A., Pflaumann U.* Zonal stratigraphy of Neogene deposits of the eastern part of the Atlantic Ocean by means of planktonic foraminifers, Leg 41 Deep Sea Drilling Project // Lancelot Y., Seibold E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1978. Vol. 41. P. 613–657.

Lamb J.L., Beard J.H. Late Neogene planktonic foraminifers in the Caribbean, Gulf of Mexico, and Italian stratotypes // Univ. Kans. Paleontol. Contrib. 1972. Art. 59. P. 1–103.

Lancelot Y., Seibold E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1978. Vol. 41. 1259 p.

Pflaumann U., Krashennikov V.A. Quaternary stratigraphy and planktonic foraminifers of the Eastern Atlantic, DSDP Leg 41 // Lancelot Y., Seibold E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1978. Vol. 41, suppl. P. 883–912.

Rad U. von, Ryan W.B.F. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1979. Vol. 47, pt 1. 835 p.

Ruddiman W., Sarnthein M. et al. Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station (Tex.), 1989. Vol. 108. 519 p.

Salvatorini G., Cita M.B. Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397 (Cape Bojador, North Atlantic) // Rad U. von, Ryan W.B.F. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US gov. print off., 1979. Vol. 47, pt 1. P. 317–373.

Weaver P.P.E., Raymo M.E. Late Miocene to Holocene planktonic foraminifers from the Equatorial Atlantic, Leg 108 // Ruddiman W., Sarnthein M. et al. Proc. Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station (Tex.), 1989. Vol. 108. P. 71–91.

Zobel B. Biostratigraphische Untersuchungen an Sedimenten des indisch-pakistanischen Kontinentalrandes (Arabisches Meer) // Meteor Forschungs. C. 1973. Bd. 12. S. 9–73.

ABSTRACT

The available data on Pliocene-Quaternary planktonic foraminifers from different sites of Legs 4, 41, 45, 46, and 47 DSDP were analyzed. Foraminifer assemblages from equatorial, tropical, and southern subtropical belts were distinguished and compared. In these regions, the single zonal biostratigraphic scheme of H. Bolli (1985) was used. It includes the zones *Globorotalia margaritae margaritae*, *Globorotalia margaritae evoluta*, *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia tosaensis*, *Globorotalia truncatulinoides*. The latter includes the subzones *Globorotalia crassaformis viola*, *Globorotalia crassaformis hessi*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi*, *Globorotalia fimbriata*. Paleoenvironments of the studied regions were strongly complicated by cold currents and upwelling near the eastern continental margin, which resulted in the formation of strongly variable taxonomic composition of foram assemblages. Frequently the evolutionary datum planes were replaced by local levels of the foraminifer appearance and disappearance. The stratigraphic ranges of species are often interrupted, and this demands the consideration of the total taxonomic composition of an assemblage in order to distinguish correctly biostratigraphic zones.

УДК 551.79(470.1/6)

А.В. МИШАНОВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАГОРСКОГО РАЙОНА

Четвертичные образования, особенно отложения московского времени, интересны как с научной, так и с практической точки зрения, поскольку они рельефообразующие и служат источником строительных материалов. На исследованной территории они имеют сложное строение, где четко прослеживаются полосы краевых образований холмистого и холмисто-грядового рельефа к северу от гряды.

В пределах Загорского района выделяются два крупных противоположных типа рельефа: холмистый моренный московского оледенения, представленный Клинско-Дмитровской грядой, и выровненный рельеф задровых равнин Верхневолжской и Мещерской низин, также связанный с московским оледенением.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Все крупные реки района по типу долин можно разделить на две группы: к первой относятся реки, протекающие в моренной области в пределах Клинско-Дмитровской гряды; ко второй – реки, протекающие по задровым равнинам. Долины рек первой группы узкие, глубокие, с крутыми склонами, вдоль которых прослеживаются одна-две надпойменных террасы. Совершенно иной характер имеют речные долины, относящиеся ко второй группе, где реки врезаются незначительно, долины рек широкие, склоны их пологие, растянутые, сопровождаются широкими полями трех надпойменных террас, которые выражены очень слабо.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озерные отложения на данной территории имеют ограниченное распространение. Они обнаружены в скважинах на северо-западе района.

Лихвинские озерные отложения (I Plh). Разрез, имеющий предположительно лихвинский возраст, обнаружен в районе д. Скобелево (скв. 16). Здесь в погребенной долине под днепровской мореной на глубине 57,5–62,1 м на коренных породах залегают суглинки серые диатомитовые, неясно-горизонтальнослоистые, слабо-слюдистые, с многочисленными обломками тонкостворчатых раковин. Мощность отложений 4,6 м.

Спорово-пыльцевой спектр диатомовых суглинков лесного типа характерен, как правило, для начала межледниковой эпохи. Однако отсутствие данных о характере изменения влажности в эпоху климатического оптимума не позволяет считать этот вывод бесспорным.

Одинцовские озерные отложения (I Под) вскрыты у д. Скобелево (скв. 16). Здесь под двухметровой толщей покровных образований пройдены суглинки мощностью 10 м, залегающие на морене, ниже которой находятся лихвинские отложения, описанные ранее. Пыльцевая диаграмма довольно полно характеризует один из климатических моментов одинцовского межледниковья. Одинцовские озерные отложения пройдены скважиной и в окрестностях д. Жари, где они представлены тонкозернистыми однородными песками желтого, серого и желтовато-серого цвета. Пески очень хорошо отсортированные, слабослюдистые, прослоями глинистые, тонко-горизонтальнослоистые. В отложениях был выделен спорово-пыльцевой спектр, характерный для одинцовского межледниковья. Просматривается резкая смена растительности при приближении московского оледенения.

Ряд специалистов относят возраст данных отложений к микулинскому времени. Но юго-восточнее исследованной территории в пределах зандровой равнины московского оледенения, под флювиогляциальными отложениями московских зандров выделена толща однородных песков с характерным спорово-пыльцевым спектром.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ – МОРЕНА

Клинско-Дмитровская гряда представляет собой холмистое плато, крутым уступом обрывающееся к северу – к Верхневолжской низине и полого переходящее на юге в Мещёрскую низменность. Моренный рельеф Клинско-Дмитровской гряды неоднороден. В северо-западной части отчетливо прослеживается грядово-холмистая конечно-моренная возвышенность московского оледенения, вытянутая с северо-востока на юго-запад. Она охватывает наиболее повышенную часть гряды, сложенную валунными суглинками, многократно переслаивающимися с грубыми, также валунными песками, являющимися насыпными моренами, фиксирующими более или менее продолжительные остановки ледника. Согласно данным А.И. Спиридонова (Спиридонов и др., 1994), толща ледниковых отложений на северо-востоке Московской области в основном представляет собой единое геологическое тело, весьма произвольно расчленяемое на несколько горизонтов, стратиграфическая интерпретация которых неоднозначна. Изредка моренные горизонты разделяются флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями. Лишь в центральной части Клинско-Дмитровской гряды, попадающей на территорию исследований, а также на меридиональном участке пра-Дубны уверенно выделяются московский и днепровский моренные горизонты, разделенные межморенными отложениями и подстилаемые лихвинскими осадками.

Днепровская морена (gII_{dn}). В пределах Клинско-Дмитровской гряды днепровская морена находится на значительной глубине и вскрывается только в долине р. Куныя, около сел Алексеево и Коськовский Монастырь по долине р. Трубеж. Морена выходит непосредственно под почву только в двух местах – у пос. Красный Октябрь и у деревень Храпки и Грибаново.

Ледник днепровского оледенения покрывал всю территорию и оставил покров донной морены, плащеобразно облекающей рельеф. Позднее, во время отступления днепровского ледника, в одинцовское межледниковье и эпоху московского оледенения, значительная часть морены была размывта. Особенно интенсивному размыву она подверглась на юго-востоке, в области зандров московского оледенения. Залегает морена на коренных породах, а в области погребенных долин – на окско-днепровских флювиогляциальных образованиях. Так как моренные суглинки облекают весьма неровный дочетвертичный рельеф, абсолютные отметки их подошвы колеблются в очень широких пределах. Мощность морены 10–20 м, местами до 35 м. Представлена днепровская морена суглинками и глинами бурыми, иногда темно-серыми, в различной степени песчанистыми, со значительным количеством щебня и валунов осадочных и кристаллических пород (гранита, диабазы, кристаллических

сланцев, шокшинских кварцитов). Нередко обогащена “местным” материалом и содержит отторженцы коренных пород (деревни Жари, Шильцы и др.).

Московская морена (gPlms). Для московского оледенения установлено преобладающее юго-восточное направление ледникового сноса материала из Скандинавии (Спиридонов и др., 1994), реконструированы ледоразделы, разграничены потоки льда. Район исследований располагается в пределах Москворецкого ледникового потока московского ледника, с запада ограниченного Вышневолоцко-Новоторжским ледоразделом, с востока – Коломенско-Краснохолмским. Его длина предположительно 400–450 км, ширина 150–200 км. Поток берет свое начало в Ладужской питающей провинции.

Перечисленные данные имеют принципиальное значение для расшифровки состава отложений и строения литостратиграфических комплексов. В пределах Клинско-Дмитровской гряды морена московского оледенения ложится на сильно эродированную поверхность приподнятого мелового основания, что указывает на значительную экзарационную деятельность льдов. Вдоль северного склона возвышенности, к выступу коренного цоколя, приурочен холмисто-грядовый конечно-моренный рельеф. Здесь широко развиты также морены напора с отторженцами коренных пород. Эти формы образовались при преодолении московским ледником коренного уступа Клинско-Дмитровской возвышенности. Отдельные ледниковые языки продвигались по сквозным долинам, которые впоследствии были унаследованы реками. Наличие только одной морены на юго-востоке Мещёрской низменности, перекрытой одиновскими отложениями, позволяет предположить, что граница московского оледенения, вероятно, проходила по южному склону Клинско-Дмитровской гряды. Московская морена перекрывается либо перегляциальными суглинками, либо флювиогляциальными отложениями времени отступления московского ледника. От границы максимального распространения московского ледникового покрова до границы валдайского покрова, находящейся севернее территории исследований, Н.С. Чеботаревой было выделено не менее 10 полос краевых образований, каждая из которых отстоит от соседней примерно на одинаковом расстоянии. Их ориентировка показывает, что центр оледенения находился в Скандинавии, что согласуется с данными, полученными по Загорскому району.

Отложения представлены супесями, суглинками и глинами (суглинки преобладают) коричнево-красного, красновато-бурого или бурого цвета, с включениями гальки и гравия. В обрывах, сложенных мореной, в основном в верхних их частях, наблюдаются скопления крупных галек и валунов, на которых прослеживается штриховка. Штрихи обычно образуют беспорядочный узор, пересекаясь друг с другом, но иногда на одной из граней просматриваются практически параллельные штрихи. В ходе работ было исследовано распределение включений по типам пород крупнее 1 см. Преобладают метаморфические породы (57,5%), на втором месте – изверженные (22%), на последнем – осадочные (20,5%). Заметная штриховка характерна для валунов и галек (6,5%). По данным гранулометрических анализов, проведенных экспедицией, состав суглинков довольно пестрый. Гравийно-галечная фракция составляет 12%, песчаная – 28%, алевритовая – 40%, глинистая – 20%. В толщах основных морен существует ориентировка длинных осей частиц всего гранулометрического спектра по направлению движения ледника. А.В. Меркуловым близ г. Сергиев Посад были проведены исследования моренных отложений (Меркулов, Шлыков, 1996). Для этой толщи характерно постепенное изменение цвета от темно-серого к красновато-коричневому в кровле в сочетании с постепенно меняющимся гранулометрическим составом. На основании проведенного анализа минерального состава суглинков исследователи предполагают, что моренные отложения формировались из нескольких источников вещества.

Основным исходным материалом для нижнего темно-серого горизонта послужили, несомненно, богатые органическим веществом черные глины, несколько “разбавленные” материалом из дальних источников сноса. Глины в процессе дви-

жения ледника претерпели значительную переработку, на глубину которой указывает разрушение прочных органо-минеральных комплексов, характерных для черных юрских глин. Органическое вещество суглинков легче экстрагируется слабой щелочью. Близость состава вмещающих суглинков и встречающихся в них отторженцев черных глин, по мнению специалистов, подчеркивается и особенностями глинистых минералов. Для состава суглинков, как и для глин, характерно преобладание разбухающих минералов; идентична и структура гидрослюд. С другой стороны, наличие в глинистой фракции хлорита, увеличение, хотя и незначительное, каолинита можно объяснить лишь влиянием материала, принесенного из более удаленных участков, отлагающихся по составу пород. А.В. Меркулов отмечает относительно высокое содержание во фракции мелкой пыли неустойчивых минералов, т.е. полевых шпатов, и, наоборот, незначительные количества эпидота, цоизита, низкое отношение содержания кварца к полевым шпатам, что является характерной чертой меньшего перемещения пород этого горизонта.

Резкое изменение состава глинистой фракции серовато-коричневых суглинков, по всей вероятности, нельзя объяснить изменениями подстилающего материала. Увеличение содержания гидрослюд, каолинита, хлорита, уменьшение количества разбухающих минералов, особенности структуры гидрослюд свидетельствуют, по данным А.В. Меркулова, о том, что основная масса обломочного материала этого горизонта – далекопринесенная. Качественный состав минералов, по мнению исследователей, свидетельствует о том, что этот материал умеренно переработанных кислых магматических кор выветривания: значительно возросшее отношение содержания кварца к полевым шпатам, увеличение содержания устойчивых минералов. В то же время отмечается несомненное влияние подстилающих пород на состав нижней части этого горизонта; суглинки имеют сероватый оттенок за счет примеси органического вещества.

Отличия состава красновато-коричневых суглинков от нижележащих менее существенны. Они касаются в основном увеличения содержания монтмориллонитовых пакетов в составе смешанослойных по сравнению с подстилающими суглинками и некоторого увеличения железистости гидрослюд. Однако в самом основании горизонта степень упорядоченности структуры гидрослюд выше, чем в кровле серовато-коричневых суглинков, что свидетельствует об изменении состава питающего материала в этом интервале и служит дополнительным основанием для выделения горизонта. Отсутствие же хлорита в кровле данного вида суглинков, увеличение содержания смешанослойных и каолинита, появление гетита, ухудшение степени окристаллизованности глинистых минералов, вероятнее всего, результат процессов выветривания.

Различия между нижним и средним горизонтами имеют принципиальный характер и указывают на то, что исходный материал второго горизонта – далекопринесенной в отличие от такового нижнего горизонта, образованного в результате переработки черных слюдистых глин с небольшой примесью инородного материала. А.В. Меркулов считает, что изменение состава исходного материала позволяет полагать, что его основной источник смещался к северо-западу Восточно-Европейской платформы, в район Скандинавии, в процессе накопления толщи ледниковых отложений. (Эти данные подтверждаются и материалами других специалистов.)

Проведенные исследования выявили определенную взаимосвязь состава моренных суглинков и их текстурного рисунка. В кровле верхних двух горизонтов преобладают слоистые, сланцеватые и нередко чешуйчатые текстуры. Многочисленные прослой песков, мощность которых, как правило, уменьшается с глубиной, подчеркивают слоистость суглинков.

Описанное выше строение морены характерно, вероятно, для всего исследованного района и связано, возможно, с несколькими надвигами московского оледенения. Это подтверждается данными бурения, а также материалом, собранным автором в окрестностях д. Брыковы горы. В наиболее крупном из разрабатываемых в настоя-



Рис. 1. Моренные суглинки
Карьер в окрестностях д. Брыковы горы

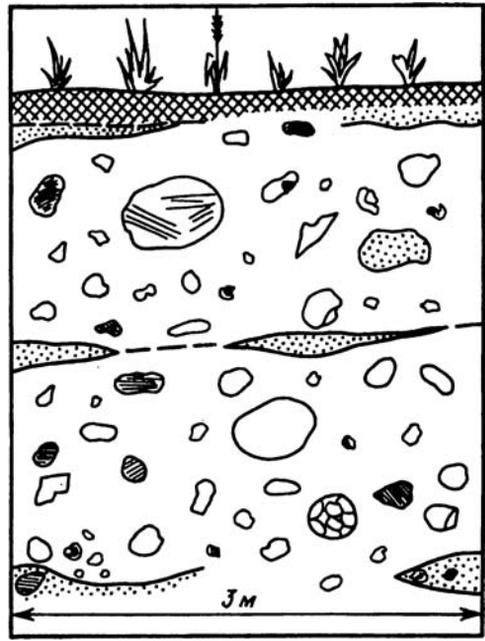


Рис. 2. Средний и верхний горизонты в конечно-моренных отложениях
Западная стенка карьера у д. Брыковы горы

шее время карьеров в западной стенке выходят грубопесчанистые коричневые суглинки, неплотные, с гравием, галькой и валунами (рис. 1). На рис. 2 представлены два выделенных горизонта – средний и верхний в конечно-моренных отложениях. Аналогичные горизонты, например описанные А.В. Меркуловым в окрестностях г. Сергиев Посад (Меркулов, Шлыков, 1996), выделяются и в других карьерах.

Однако в области конечно-моренных гряд ледниковые отложения имеют более сложное строение. Они представлены крупными песчаными суглинками, переполненными обломочным материалом из местных и изверженных пород. Также здесь прослеживается неоднократное переслаивание валунных суглинков с преобладанием песчано-гравийных отложений. В моренах напора песчано-гравийные прослои сильно деформированы и образуют миниатюрные складки (район деревень Парфеново и Брыковы горы).

Для района в целом характерно большое количество ложбин ледникового стока преимущественно субмеридионального простирания. Положительные элементы рельефа, как уже отмечалось другими специалистами, представляют собой вытянутые с северо-запада на юго-восток холмы с крутым и коротким широким северным, но пологим и длинным сужающимся южным склонами. Друмлинообразные холмы, разделенные четковидными последовательностями западно, расположены кулисообразно двумя расходящимися на юго-восток рядами. Холмы состоят главным образом из слоистых флювиогляциальных отложений, которые в пределах вершин залегают горизонтально, а на склонах то полого наклонены к югу, то круто падают в широтном направлении, то дислоцированы в чешуйчатые складки, или их слоистость разрушена.

Отрицательные элементы рельефа, разделяющие драмлинообразные холмы, представляют собой расширяющиеся к югу западины, расположенные цепочкой друг за другом и соединенные узкими переходами. По дну западин стекают ручьи.

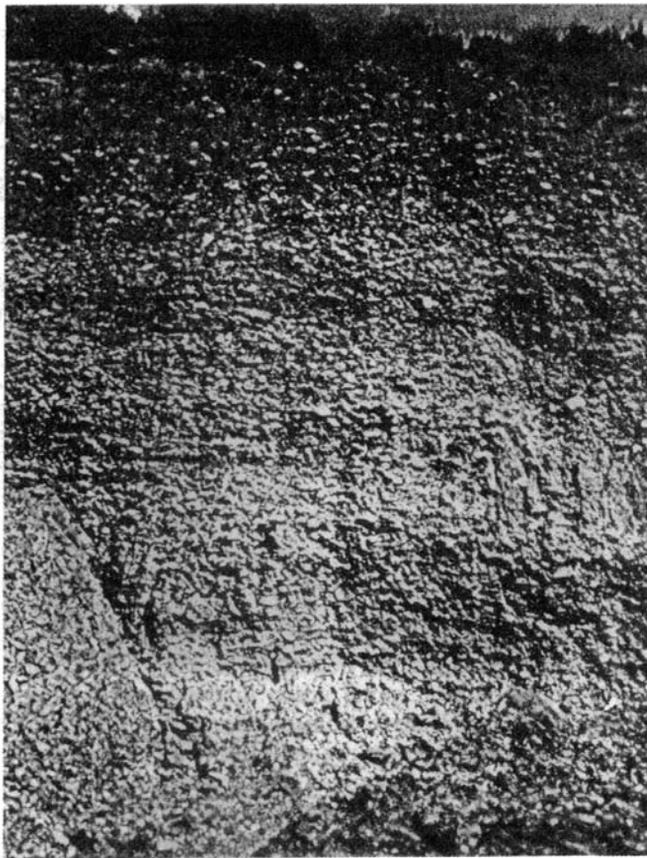


Рис. 3. Отложения грязекаменных потоков
Южная стенка карьера у д. Брыковы горы

Поверх морены в западинах залегают озерно-аллювиальные осадки, мощность которых увеличивается с северо-запада на юго-восток. Таким образом, рядом кулисообразно расположенных холмов-друмлинов соответствует последовательность западин. Эти последовательности – элемент ледникового комплекса.

Рассматриваемый комплекс возник, очевидно, в верховьях р. Дубны, где развиты зандровые поля, под воздействием одного из локальных ледниковых тел микроязыков, на которые дробился ледниковый покров, преодолевая уступ Клинско-Дмитровской гряды. Результаты этой напорной деятельности можно наблюдать в карьерах у д. Брыковы горы, где на значительной площади были вскрыты конечно-моренные отложения. На южной стенке большого карьера наблюдается относительно однородная горизонтальнослоистая толща темно-коричневых суглинков с высоким содержанием гравия и гальки (рис. 3). По-видимому, это отложения грязекаменных потоков, характерные для зоны перехода от конечной морены к зандрам. Южнее скважинами были вскрыты отложения зандровой равнины московского оледенения. Отсутствие в скважинах моренных отложений вкупе с наличием описанной выше толщи позволило автору предположить, что здесь проходит граница московского оледенения. В карьере, расположенном севернее, на южной окраине д. Брыковы горы, наблюдаются интересные образования, сформированные в результате напорной деятельности льда. Это широко распространенные складки выдавливания и более редкие гляциодиапиры.

Зачастую складки осложняются разрывными нарушениями, ориентированными по направлению движения ледника. В целом степень деформации отложений, по мнению автора, увеличивается по мере приближения к границе с зандровой равниной.

Мощность донной морены колеблется от 10 до 20 м, мощность морены в конечно-моренных отложениях достигает 40–50 м.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

С различными этапами таяния ледника связано образование широких зандровых равнин и протоков, развитых в юго-западной и северной частях района. Ледниковые воды, стекавшие вдоль ледника, находившегося на месте современной Клинско-Дмитровской гряды, образовали обширное флювиогляциальное плато, охватывающее междуречье Шерны, Вори, Большого и Малого Киржача. Зандровая равнина представляет собой ровное, местами очень слабоволнистое водораздельное пространство, почти совершенно не затронутое эрозией. Глубокие овраги и балки отсутствуют, долины рек почти не врезанные. Благодаря малой расчлененности водораздельная поверхность нередко бывает заболоченной. В пределах Клинско-Дмитровской гряды выделяют пологосклонные холмы, сформированные флювиогляциальными отложениями камов.

Отложения озов и камов (fos, kmIIms). На исследованной территории широко развиты камы. Распространены они преимущественно на Клинско-Дмитровской гряде и окаймляющей ее равнине, где образуют своеобразные формы рельефа. Камы представляют собой холмы чаще всего правильной округлой или овальной формы с пологими склонами. Высота холмов около 35 м, они сложены разнозернистыми песками с крупными пачками гравийно-галечного материала. Хорошо просматривается косая, реже горизонтальная слоистость, подчеркнутая ожелезнением отдельных прослоев или полосами различно сортированных пачек.

Так, в карьере на 102-м километре Ярославского шоссе отпрепарирован комбинированный кам (рис. 4). В его нижней части здесь наблюдаются горизонтальнослоистые тонкозернистые кварцевые пески с прослоем (25 см) светло-коричневых пластичных горизонтальнослоистых глин в средней части. На них залегает косослоистая песчано-гравийная смесь из серого кварцевого песка (несортированного, неокатанного, крупнозернистого) и гравия (размер 2–3 см) (рис. 5). В верхней части кам имеет сложное строение. Отложения представлены желто-коричневыми влажными песками с прослоями темно-коричневых суглинков с косой и волнистой слоистостью, характерной для флювиокама. Похожая картина наблюдается в карьере на левом берегу р. Дубны.

В карьере на 98-м километре Ярославского шоссе кам сложен белыми кварцевыми мелкозернистыми песками. Пески в нижней части косо- и волнистослоистые, выше они становятся горизонтальнослоистыми. Горизонтальное залегание осложнено микросбросами (рис. 6). В верхней части разреза пески становятся грубозернистыми желто-коричневыми из-за большого количества глинистой составляющей из гравия и гальки (рис. 7). Слоистость косая. Отложения кама перекрыты маломощной (0,5–2 м) мореной, плавно облекающей песчаное ядро. Состав перекрывающих отложений аналогичен составу верхнего горизонта московской морены, описанной А.В. Меркуловым (Меркулов, Шлыков, 1996), что указывает, по мнению автора, на связь образования большинства камов, перекрытых мореной, со вторым этапом наступания московского ледника на данной территории.

Иногда в ядрах камов наблюдаются линзовидные прослои тонкослоистых глин и суглинков или тонкозернистых чистых песков, супесей и алевритов.

Озы встречаются значительно реже. Сложены они толщей разнозернистых песков с гравием, галькой и валунами. В отличие от камов глинисто-песчаные и алев-

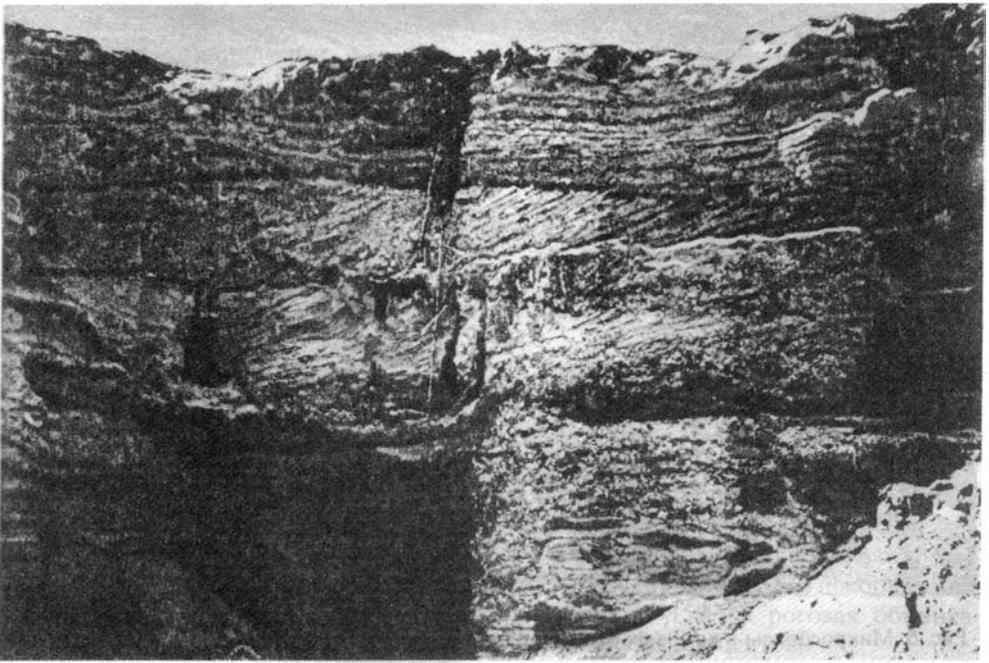


Рис. 4. Косослоистые пески
Кам на 102-м километре Ярославского шоссе

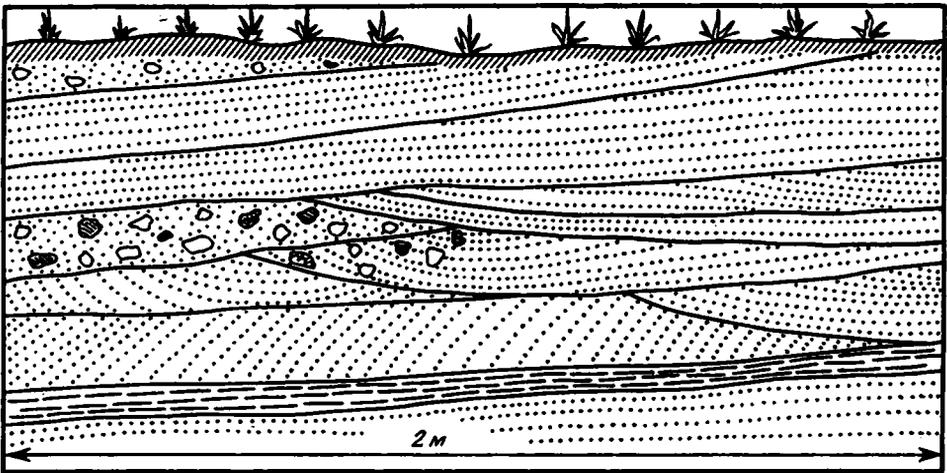


Рис. 5. Переслаивание пачек с различной слоистостью
Карьер на 102-м километре Ярославского шоссе

ритовые отложения здесь отсутствуют. Мощность описываемых отложений 25–35 м.

Нерасчлененные флювиогляциальные отложения предположительно окского и днепровского времени (f, Iglok–Пдп). Описываемый комплекс сохранился от последующих размывов преимущественно в погребенных долинах и на склонах древних водоразделов. Залегают отложения на коренных породах, перекры-

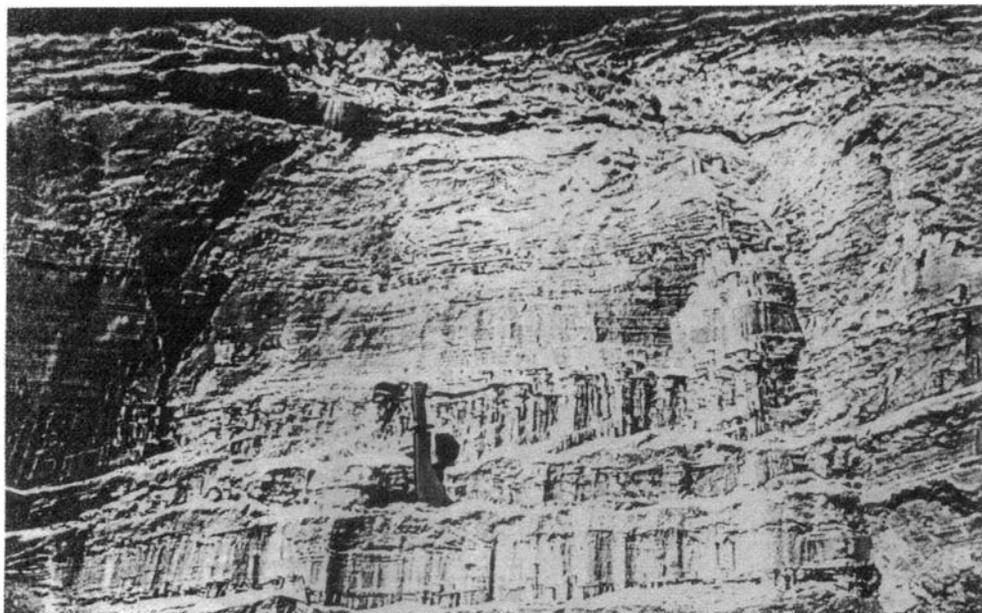


Рис. 6. Микросбросы в каменных отложениях
Карьер на 98-м километре Ярославского шоссе

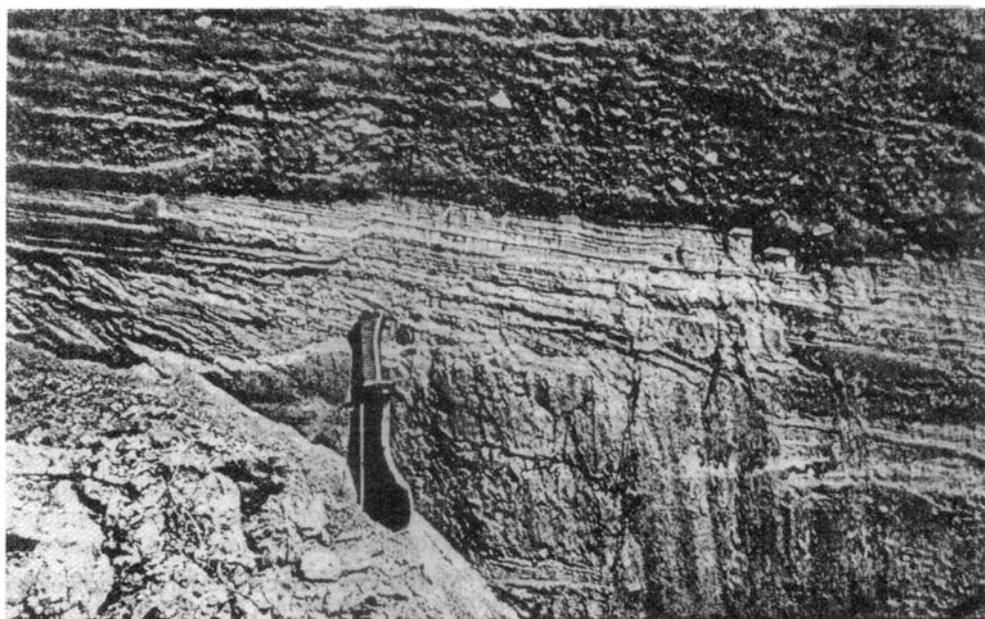


Рис. 7. Грубозернистые пески в верхней части разреза
Карьер на 98-м километре Ярославского шоссе

ваются обычно днепровской мореной. Наиболее полный разрез отложений наблюдается в древних долинах. Самые глубокие участки долин выполнены разнозернистыми, по-видимому, аллювиальными песками. Выше иногда залегают темно-коричневые глины, переслаивающиеся с суглинками и мелкозернистыми песками, вероятно, озерно-ледникового происхождения. Еще выше не только заполняя погребенные долины, но и облекая склоны, залегают мелкозернистые кварц-полевошпатовые пески с редкой галькой и гравием кристаллических и осадочных пород, скорее всего, флювиогляциального генезиса. Мощность описываемых отложений 1,5–5 м, лишь в тальвегах погребенных долин она достигает 20–27 м (скв. 108).

Несомненно, что данный комплекс содержит отложения различного возраста. Можно предположить, что аллювиальные отложения относятся еще к окскому горизонту, а вышележащие – к днепровскому.

Нерасчлененные флювиогляциальные отложения днепровского и московского времени (f, lgIIdn–ms). Отложения развиты практически повсеместно. Отсутствуют они лишь в глубоко врезанных современных долинах. Наиболее часто бывают представлены светло-желтыми или серыми разнозернистыми песками, в которых в небольших количествах встречаются гравий и галька кристаллических пород. Минеральный состав песков очень разнообразный. По данным, полученным по Загорскому району в 1995 г., в легкой фракции преобладает кварц, хотя количество полевого шпата также велико (17–20%). В тяжелой фракции (1,4–2,2%) преобладают неустойчивые минералы: эпидот (10–22%), цоизит (5–15%) и роговая обманка (35–46%). Постоянно присутствуют пироксены (единицы процентов).

Местами среди межморенных образований встречаются отложения озерно-ледникового, а в погребенных долинах – аллювиального и озерно-болотного происхождения. В первом случае они представлены тонкими однородными суглинками тонкослоистыми, иногда сланцеватыми, слюдястыми. Во втором – тонкими, хорошо отсортированными песками или слоистыми суглинками. Так как разделить эти отложения в большинстве случаев невозможно, картируются они совместно. Из этого комплекса только озерно-болотные образования охарактеризованы палинологически.

Мощность отложений меняется от 10 до 20 м, в тальвегах погребенных долин она достигает 35 м.

Водно-ледниковые отложения времени отступления ледника московского оледенения (f, lgIIm's). Надморенные отложения, развитые в области московского оледенения, изучены по многочисленным обнажениям и скважинам. Представлены они разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми, полевошпатово-кварцевыми песками, содержащими незначительную примесь гравия и гальки различных пород. В кровле песков очень часто наблюдается горизонт мощностью 0,5–1 м, с увеличенным количеством гравия и гальки (до 5–10%), хотя зернистость основной массы песка остается такой же, как и нижележащего. Возможно, этот горизонт мог сформироваться в результате осцилляционной подвижки ледника, когда существовал поток ледниковых вод, несших крупные частицы. Мощность отложений 5–10 м.

По данным экспедиции было установлено, что для надморенных отложений, как и для остальных горизонтов четвертичного возраста, характерны пестрый состав и постоянное преобладание в тяжелой фракции минералов, легко разрушающихся при выветривании, таких, как эпидот, цоизит, роговая обманка (21–40%). Содержание минералов эпидот-цоизитовой группы изменяется от 7,5 до 25,4%. Как и в описанных ранее отложениях, встречаются и другие амфиболы: тремолит, актинолит, базальтические и пироксены. Устойчивые минералы распространены так же неравномерно. Среди них доминируют циркон (от 7 до 22%) и дистен (от 1,7 до 17,6%). Содержание тяжелой фракции 1,3–1,5%. Преобладающий минерал легкой фракции – кварц (94–95%).

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (*pr*, *dIII*, *bIV*)

Лёссовидные безвалунные отложения широко распространены по всей территории и залегают на морене, глинах, песках, “одевая плащом” все неровности и спускаясь по склонам долин. Так как суглинки перекрывают микулинские отложения, их датируют верхнечетвертичным возрастом. Мощность отложений от 1 до 8 м.

Болотные отложения развиты на плоских водораздельных пространствах описываемой территории и в широких долинах некоторых рек. Изучались они лишь в искусственных обнажениях на торфоразработках, и поэтому данные есть только по наиболее молодой верхней их части, которая сложена торфом. На сопредельных территориях в составе современных болотных отложений были выделены иловатые суглинки и глины, иногда глинистые пёски, реже болотные руды. Максимальная мощность отложений составляет 5–7 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая вышеизложенное, следует отметить, что, хотя в районе выделяют морены нескольких стадий московского оледенения, которые разделены отложениями межстадиального типа, рельефообразующей является позднемосковская морена.

От границы максимального распространения московского ледникового покрова до границы валдайского покрова, находящейся севернее территории исследований, прослеживается не менее 10 полос краевых образований, каждая из которых отстоит от соседней примерно на одинаковом расстоянии. Их состав четко указывает на то, что центр оледенения находился в Скандинавии.

Анализ форм рельефа, входящих в состав краевых образований, оставленных ледником на разных этапах его деградации, показал, что среди них большую часть занимают формы, созданные в условиях активного состояния льда. Однако следует отметить широкое развитие форм мертвого льда, главным образом камов. Они придают в целом рельефу своеобразный облик. Сочетание форм, созданных активными и мертвыми льдами, – результат единого процесса ледникового рельефообразования, когда в трансгрессивную фазу возникали формы активного льда, а после того, как ледник терял свою активность и превращался в пассивный лед, создавались благоприятные условия для образования таких форм рельефа, как камы различного типа. Наличие следов активного воздействия льдов на всех краевых образованиях говорит о высокой морфогенетической активности оледенения на заключительном этапе развития.

Область, покрываемая льдами московского ледникового покрова, характеризуется большим разнообразием ледниковых и водно-ледниковых форм-рельефа, различающихся морфологией, ориентировкой, размерами, геологическим строением и генезисом. Среди форм, созданных активными льдами, распространены моренные равнины (как правило, представляющие собой гляциодепрессии), конечно-моренные гряды (в основном напорные), валы, цепи холмов. С мертвым льдом связаны камы, камовые террасы. Ледниковые формы и их комплексы группируются в полосы, создавая тем самым специфику рельефа, свойственную территориям, покрывавшимся материковым льдом. Громадное количество отторженцев, гляциодислокаций и наличие других текстурных особенностей морен в районе исследований свидетельствуют о большой экзарационной активности московского ледникового покрова. Поэтому, несомненно, многие формы ледникового рельефа можно считать экзарационно-аккумулятивными. Полезные ископаемые активно разрабатываются для местного использования и представляют интерес в качестве материалов для дорожного строительства.

Все особенности рельефа, созданного московским ледниковым покровом, свидетельствуют о том, что его деградация носила ритмический характер. Отмеченные примерно одинаковые расстояния между полосами краевых образований позволяют считать, что ритмы наступания и отступания льда были сходными.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н., Горецкий К.В., Хютт Г.И. Геологическая интерпретация материалов, полученных по плейстоцену Подмосквья методом осл-датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 92–99.

Антонов С.И., Рычагов Г.И. К вопросу о стратиграфии среднего плейстоцена Подмосквья // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1991. № 6. С. 24–31.

Кожевников А.В., Кожевников В.Н. Стратиграфия Подмосковного плейстоцена // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 103–127.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. (Тр. ГИН; Вып. 288).

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 42–48.

Меркулов А.В., Шлыков В.Г. Литолого-минералогическое расчленение моренной толщи района строительства Загорской ГАЭС // Геоэкология. 1996. № 5. С. 57–64.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1987.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982.

Объяснительная записка к листу 0-37-XXXIII (Загорск) масштаба 1:200 000. Серия московская.. М.: Недра, 1973. С. 42–66.

Спиридонов А.И. и др. Комплексное палеогеографическое и геоморфологическое районирование Московской области // Геоморфология. 1994. № 3. С. 32–42.

Фурсикова И.В., Писарева В.В. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в западном Подмосквье // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: ГПП “Центргеология”, 1992. С. 59–62.

Шик С.М. Проблемы стратиграфии плейстоцена Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. С. 3–10.

ABSTRACT

The book presents new data on Quaternary deposits in the Zagorsk region.

УДК 563.12

Т.А. САДЧИКОВА, А.Л. ЧЕПАЛЫГА

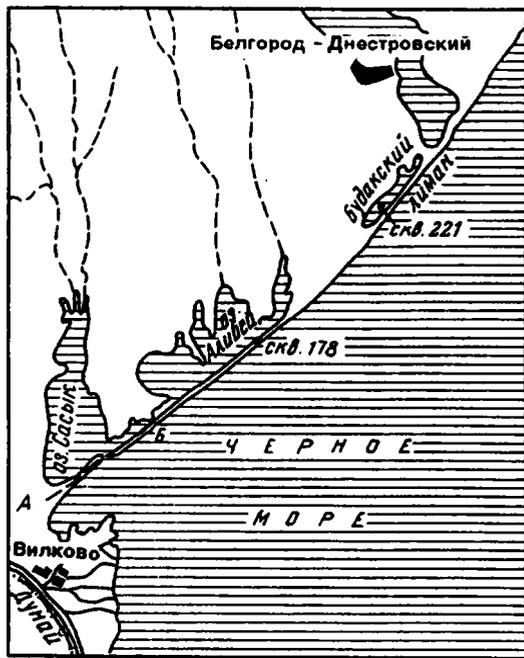
ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В настоящее время значительно возрос интерес к изучению лиманов в связи с попыткой использовать их воду для мелиорации и водоснабжения близлежащих степных районов Причерноморья.

Справедливо ради следует отметить, что интерес этот периодически то возрасал, то ослабевал в зависимости от первоочередных гидрогеологических и хозяйственных задач региона. Известно, что изучение лиманов началось в глубокой древности, первыми их открыли греческие мореходы и использовали как удобные гавани. Историк Геродот в V в. до н.э. описал, зарисовал и составил мореходные карты с изображением некоторых известных лиманов.

Интенсивное изучение лиманов началось в XIX в., когда они стали объектом соледобычи. Главной задачей стало определение солевого состава рапы и концентрации солей в лиманах. В конце XIX в. появились первые данные по бурению, дальнейшие исследования осадков производились с помощью геологической съемки. Но наибольший размах получили исследования последних лет в связи с проектированием канала Дунай–Днепр. По проекту было запланировано перекрытие шести крупных лиманов дамбами (от Сасыка до Днепро-Бугского, включая лиманы Днестровский, Хаджибейский, Березанский) и проведение канала для переброски дунайской воды в засушливые районы Украины и Молдавии. Вполне естественно, что осуществление проекта потребовало дополнительных исследований, а именно по вопросам строения, стратиграфии, литологии состава и инженерно-геологических свойств донных отложений, солености иловых вод, инфильтрации и подтопления, абразии берегов и аккумуляции осадков и др. Много из перечисленного детально изучено и подробно изложено в работах украинских и молдавских специалистов (Андрияш, 1976; Бабынец и др., 1980; Гожик, 1984; Полищук и др., 1990; Михайлеску и др., 1987; Михайлеску, 1990; Кирикэ, 1994).

Цель настоящей работы – установить литолого-палеонтологические показатели, позволяющие судить о кратковременных изменениях гидрологического режима бассейна (в связи с известной ритмичностью подъема и спада уровня Черного моря), об эволюции палеоэкологической и палеоклиматической обстановки за последние 10–12 тыс. лет и прогнозировать возможные последствия вмешательства человека в существующие ныне гидрогеологические условия района. Для решения этих задач авторами была детально изучена стратиграфия плейстоцен-голоценовых осадков лиманов (на основе собственных определений макро- и микрофауны и абсолютного возраста и с учетом опубликованных данных за последние годы). Дана подробная характеристика литологических типов осадков лиманов, изучены закономерности их формирования в лиманах с разным гидродинамическим режимом. С учетом современных материалов о палеоклиматических измене-



А — Б *профиль бурения скважин*

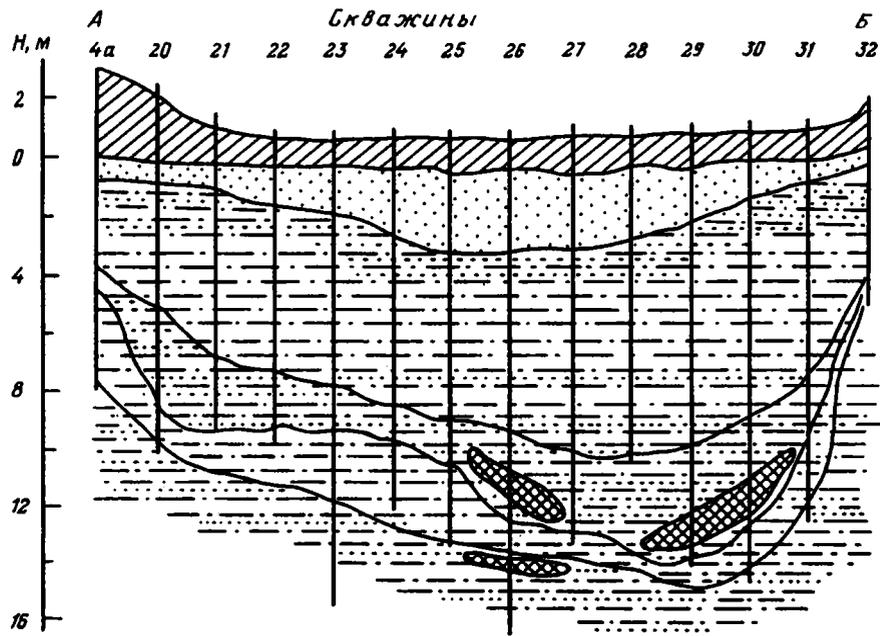


Рис. 1. Схематический геологический разрез голоценовых осадков лимана Сасык в районе пересыпи по данным бурения
Условные обозначения см. на рис. 2

ниях в плейстоцене–голоцене, рассмотрено влияние климата на седиментогенез осадков лиманов, особое внимание уделено процессам аутигенного минералообразования в глинах.

Для реконструкции палеоклимата плейстоцена–голоцена Причерноморья авторы использовали литологические критерии по методу, детально разработанному Н.В. Ренгартен (1977), данные палинологических исследований, проведенных Н.И. Волонтир, результаты фаунистического анализа и известные палеоклиматические построения предыдущих специалистов. В работе использованы также данные по фауне остракод (Кирикэ, 1994), радиоуглеродное датирование выполнено в Радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН.

Озеро Сасык располагается в Северо-Западном Причерноморье (Одесская обл.), внедряясь в долины рек Сарата и Кугурлуй (рис. 1), частично заполненные лиманно-морскими донными отложениями. Длина озера 35 км, ширина 6 км, объем воды 460 тыс. м³, площадь зеркала 210 км². Глубина озера изменяется от 1 до 3,3 м. В 90-е годы НПО “Укрюжгипроводхоз” получены интересные данные по позднеплейстоцен-голоценовой истории оз. Сасык по результатам бурения скважин на акватории озера и на пересыпи, отделяющей лиман от открытого моря. Были исследованы 25 скважин, пробуренных в районе пересыпи, и 5 – непосредственно на акватории озера: 7 скважин пробурены нами с помощью ручного бура (профиль бурения см. на рис. 1).

Результаты, полученные при изучении голоценовых осадков лимана Сасык, хорошо коррелируются с имеющимися данными по одновозрастным осадкам других лиманов Северо-Западного Причерноморья и отражают фазы подъема и спада уровня Черного моря, подтверждая материалы предыдущих специалистов (Островский и др., 1977; Янко, 1989).

В районе пересыпи, отделяющей лиман Сасык от открытого моря, были вскрыты покровные алевроглинистые и алевропесчаные образования, лежащие на аллювии позднеплейстоценового возраста. На них залегает толща нерасчлененных песчано-глинистых илов нижнего и среднего голоцена; выше обнаружены пески с остатками раковин морского происхождения, относящиеся к позднему голоцену; далее следует насыпной слой, нанесенный при отделении лимана от моря (см. рис. 1).

Интересен факт нахождения горизонтов торфа, несомненно указывающий на обмеление и заболачивание озера в отдельные периоды в связи с понижением уровня моря.

Наиболее полный разрез верхнего плейстоцена и голоцена был вскрыт скв. 35 на акватории лимана и скв. 26 ПК-55 в районе пересыпи, пробуренной до глубины 15 м (рис. 2). Анализируя состав фауны ископаемых остракод, фораминифер, моллюсков и литологический состав отложений, мы попытались проследить динамику развития лимана Сасык в верхнем плейстоцене и голоцене.

В скв. 35 плейстоценовые осадки залегают на красновато- и серовато-бурых песчано-глинистых алевритах среднего–верхнего плиоцена (28,3 м), представляющих собой погребенные почвы и покровы, насыщенные карбонатными конкрециями гидроокислов железа и марганца, известковистыми полыми трубчатыми корневидными образованиями и кристаллами гипса.

В интервале 28,3–25,4 м плейстоценовые осадки представлены отложениями узунларской трансгрессии, приведшей к вредрению на этом участке мелководного морского бассейна (или осолоненного лимана), о чем свидетельствует появление морской и солоноватоводной фауны моллюсков *Dreissena*, *Cardium*, остракод *Cyprideis torosa*, *Trachyleberis tiraspoliensis* и других, соседствующих с пресноводными *Unio*. Литологически осадки этого интервала представлены светло-серыми мелкозернистыми песками с примесью более грубых зерен (до 1–3 мм в поперечнике) кварца, известняка, карбонатного песчаника разной степени окатанности. Много гумусированных растительных остатков, встречаются микроконкреции железозем-

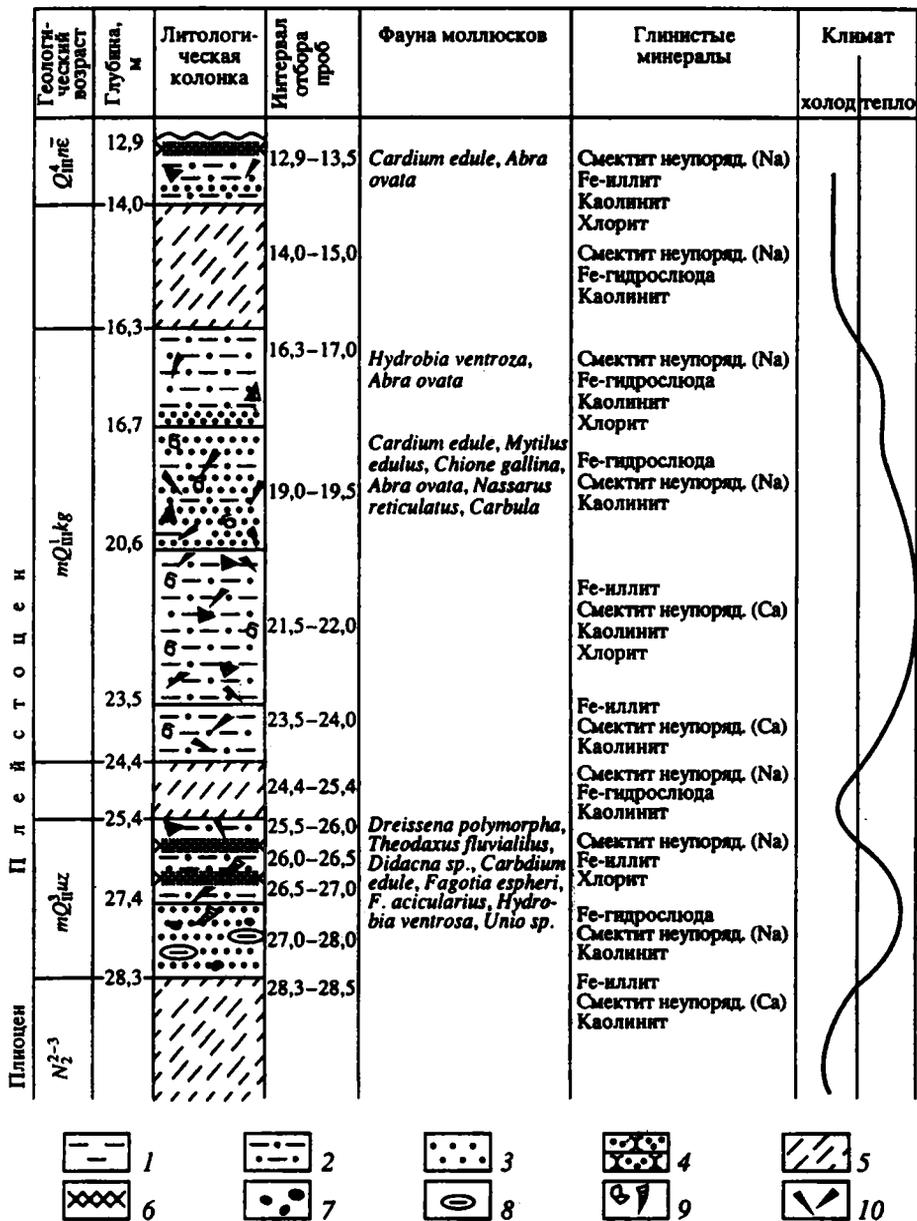


Рис. 2. Скважина 35 лимана Сасык (нижняя часть разреза). Литолого-минералогическая и фаунистическая характеристика осадков

Условные обозначения (к рис. 1-4): 1 - глины, 2 - алевриты, 3 - пески, 4 - песчаники, 5 - покровные образования, 6 - торфяники, 7 - галька и гравий, 8 - глинистые окатыши, 9 - фауна разной степени сохранности, 10 - углистый детрит

марганцевых гидроокислов и омарганцованные обломки раковин. В нижней части слоя песков попадают тонкие линзовидные прослойки зеленовато-серых глин мощностью не более 3 мм. Вверх по разрезу пески становятся более тонкозернистыми, однородными, постепенно переходя в светло-серые уплотненные алевриты с прослоями интенсивно гумусированных оторфованных осадков мощностью 20 см (содержание растительной органики до 50%). Характерный облик осадков свиде-

тельствует о мелководности бассейна, близости берега, интенсивном поступлении терригенного материала и явной тенденции к постепенному обмелению и заболачиванию.

Следующим этапом развития региона было регрессивное отступление морского бассейна и образование лёссовых покровов (от 25,4 до 24,4 м), аналогичных описанным ниже.

Наиболее мощная толща осадков (24,4–16,3 м) накоплена во время карангатской трансгрессии, она известна значительным осолонением бассейна. Здесь широкое развитие получили морские виды фауны моллюсков (*Abra* и др.) и остракод: *Loxosconcha ladis*, *L. aff. immodulata*, *L. guboides*, *L. elliptica* (Brady), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Caspiolla acronasuta*, *C. gracilis*, *Leptocythere martha*, *Cyprideis torosa*, *C. litoralis*, *Candona hyalina* Brady et Rob., *Typhlocypris rostrata*. Литологический облик осадков характерен скорее для лиманного, нежели морского типа бассейна. В нижней части толщи обнаружены светло-серые тонкослоистые алевроиты с прослоями более темных глин (до 0,5 см), постепенно переходящие вверх по разрезу в мелкозернистые глинисто-алевритовые пески. В осадках отмечается высокое содержание ожелезненного и пиритизированного углистого детрита, микроглобулярного пирита, обломков известковых водорослей; ближе к кровле появляются глинисто-известковистые трубчатые корневидные образования. По всей вероятности, это осадки мелководного лимана, имевшего постоянную связь с морским бассейном.

Новозвксинский этап характеризовался новой глубокой регрессией, сопровождающейся обмелением и осушением бассейна, развитием почв и покровов и мелководных заболочивающихся озер с торфообразовательными процессами (инт. 16,3–14 и 14–12,7 м), что привело к накоплению в нижней части горизонта бурых глинистых лёссовидных алевроитов с карбонатными конкрециями и полыми трубчатыми известковистыми образованиями, сменяющимися вверх по разрезу зеленовато-серыми песчано-глинистыми алевроитами, насыщенными углистым и раковинным детритом, пиритизированными растительными остатками, стяжениями пелитоморфного карбоната, с интенсивно гумусированными (оторфованными) прослойками (мощностью до 20 см). В этих осадках встречена пресноводная фауна остракод (*Candona neglecta*, *Typhlocypris rostrata*, *Limnocythere fontinalis*, *Leptocythere* sp.) в нижней части пачки, и солоноватоводная (*Cyprideis litoralis*, *C. torosa*) – в верхней, с глубины 14 м.

Формированию лимана Сасык, как и всех причерноморских лиманов, предшествовала самая большая в антропогенной истории Черного моря регрессия, обусловленная общим снижением уровня океана в связи с развитием последнего оледенения. Резкое падение уровня моря на 100 м привело к мощному врезу низовий рек. Выработанные в эту регрессивную фазу глубокие долины располагались далеко на шельфе и открывались в море в районе 80-метровой изобаты.

Таяние ледника привело к постепенному повышению уровня моря и развитию новозвксинской трансгрессии Черного моря, которая содействовала образованию многочисленных пойменных водоемов в низовьях современных речных долин. Лиманы новозвксинского времени располагались на внутреннем шельфе. Как и сам бассейн, это были полупресноводные бассейны с соленостью до 3‰.

На месте современного лимана Сасык располагались небольшие старичные водоемы. Литологически они охарактеризованы присутствием песчано-алевритовых осадков (скв. 26, слой 1 на рис. 3, см. вкл.), оливково-серых, слабглинистых, тонкослоистых, с примесью зерен крупного песка, размером до 0,7–1,5 мм.

В шлифах под микроскопом установлена слабая окатанность зерен, средняя и хорошая сортировка; глинистый цемент преобладающе пойкилитового и крустификационного типа; минералы глин носят следы вторичных изменений, что особенно отчетливо проявляется в гумусированных прослоях верхней части слоя (часто можно наблюдать слюдястые пластинки с неясными размытыми контурами, местами образующие бесструктурную колломорфную массу). Тонкие, хорошо отсор-

тированные осадки с большим количеством пиритизированной органики своим обликом свидетельствуют о мелководности бассейна со спокойным гидродинамическим режимом и застойным характером вод; возможно, о временном пересыхании и проявлении почвообразовательных процессов (последнее подтверждается появлением пятен и стяжений карбоната).

В конце нового эвксина лиман становится еще более мелководным. Это наблюдается по увеличению численности кандон, а именно представителей мелководья бореальной зоны, что можно рассматривать как результат ухудшения климатических условий в конце позднего плейстоцена.

В начале голоцена усматривается постепенное повышение уровня моря и соответственно увеличение размеров лиманов. В умеренно холодных водоемах бугазско-витязевского времени встречались остракоды *Cypria candonaeformis*, *Candoniella fabaria*, *Cyprideis litoralis* и моллюски *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Dreissena polymorpha*. По сравнению с современными эти лиманы были неглубокие (1–2,5 м), соленость их не превышала 4‰.

Полупресноводная экосистема бугазско-витязевского времени постепенно сменялась полуморской экосистемой раннего каламита, что было вызвано повышением уровня Черного моря в результате прорыва средиземноморских вод через проливы Босфор и Дарданеллы. В составе остракодовых ценозов повышается процент морских таксонов (до 25%) и преобладающими становятся роды *Xestoloberis*, *Loxosoncha*. Появляются морские моллюски *Chione gallina*, *Mytilus edulus*, *Hydrobia ventrosa*, *Castrana fragillis*, *Gardium edule*, *Abra ovata* и фораминиферы *Ammonia beccarii*, *Ammonia parazovica*. Глубина витязевского лимана увеличилась до 6–7 м, соленость возросла до 10‰. В литологическом отношении осадки представлены темно-серыми глинистыми алевритами, хорошо отсортированными, с незначительной примесью тонкозернистого песка, горизонтально-тонкослоистыми, с отдельными прослойками, перенасыщенными обрывками растительных тканей и углистым детритом; в большом количестве присутствует микроглобулярный пирит.

Регрессия моря, последовавшая в период между ранне- и среднекаламитским временем, привела к значительному уменьшению размеров лимана Сасык и превращению его в полуизолированный бассейн глубиной 1–1,5 м и соленостью до 2‰. В танатоценозах преобладают остракоды, экологически приуроченные к умеренно холодным водоемам, около 80% особей относятся к пресноводным таксонам *Candona marchica*, *C. angulata*, *Candoniella subelipsoida*, *Pontomocypris variegata*, *Cypria candonaeformis*.

Преобладают пресноводные моллюски, фауна фораминифер исчезает. Литологически эти слои представлены глинистым алевритом темно-серого (до черного) цвета, слоистым, неоднородным, с примесью мелкозернистого песка, образующего местами тонкие прослойки (слой 3 на рис. 3). Осадки интенсивно гумусированы (до образования торфоподобных прослоев), насыщены мелким углистым детритом, обломками раковин, микроглобулами пирита; глинистые минералы в значительной степени переработаны вторичными процессами; в кровле обнаружены полые известковые трубчатые образования.

Внешний облик осадков указывает на вероятность седиментации в мелководном водоеме, в условиях спокойного гидродинамического режима, близкого к застойному, что способствовало заболачиванию и торфообразованию. Значительное обмеление привело в конечном итоге к пересыханию водоема и развитию почвенных процессов, о чем свидетельствует обнаружение обызвествленных ходов корневых нитей. Эти данные подтверждают понижение уровня моря (Хаджибейская регрессия), возраст регрессии определен C^{14} – методом по торфяникам 4070 ± 50 лет.

Можно предполагать, что в климатическом отношении эти осадки соответствовали, вероятно, середине атлантического периода, так как наличие большого количества растительного детрита и интенсивное преобразование глинистых минера-

лов говорят о значительно более важных и теплых климатических условиях, чем это имело место при образовании предыдущих слоев.

По литологическому составу осадков и фауне каламитские слои неоднородны. Низы горизонта представлены серым песчанистым алевритом, в подошве более темноокрашенным, глинистым, насыщенным растительной органикой, раковинным детритом и микроглобулями аутигенных сульфидов (слой 4 на рис. 3). Выше по разрезу осадок становится светло-зеленовато-серым, неоднородным: довольно песчанистый на контакте с предыдущим слоем, в средней части он сменяется очень тонким глинистым алевритом без примеси песчаного материала; ближе к кровле слоя примесь песка заметно увеличивается, достигая в отдельных прослойках 20% и более (слой 5 на рис. 3). В шлифах можно наблюдать хорошую сортировку терригенного материала, насыщенного большим количеством микроглобулярного пирита. Последний особенно распространен в более глинистых разностях осадков средней части слоя, отличающихся заметными аутигенными изменениями минералов глин (образованием колломорфных структур, обесцвечиванием слюдистых частиц и т.д.).

Осадки этой части разреза однозначно указывают на развитие максимальной в голоцене древнечерноморской трансгрессии, приведшей к образованию относительно глубоководного водоема со спокойным гидродинамическим режимом; теплый влажный атлантический климат способствовал развитию густого растительного покрова на берегах бассейна, что обеспечивало накопление тонкого, хорошо отсортированного терригенного материала с обилием растительного детрита и аутигенное минералообразование.

Лиманные биоценозы этого времени достигают максимального развития, возрастает качество и увеличивается количество особей микрофауны и малакофауны. Ископаемые остракоды экологически приурочены к морской группе (морские виды составляют 50%, солоноватоводные – 45%), наиболее распространены виды *Loxosoncha bulgarica*, *L. aestuarii*, *L. granulata*, *Xestoloberis comeli*, *Caspiocypris subrotulata*, *Leptocythere pediformis*. Фауна фораминифер, представленная такими видами, как *Ammonia globigerina*, *Ammonia parazovica*, *Elphidium caspium*, достигает наибольшего развития в голоцене. В составе малакофауны преобладают морские моллюски *Cardium edule*, *Cerithium vulgatum*, *Chione gallina*, *Abra ovata*, *Nassarius reticulatus*.

Средние слои каламитского горизонта отличаются от нижних количественным составом особой микро- и макрофауны. Уровень и температура воды в течение всего рассматриваемого периода были выше, чем в современном лимане.

В результате ингрессии моря вверх по долинам рек Сарата и Кугурлуй в период максимальной каламитской трансгрессии лиман Сасык превратился в открытый залив с глубиной 10 м, соленостью 17–19‰, в акватории которого накапливались мощные пачки светло-зеленовато-серого тонкого алеврита.

В позднекаламитское время уровень лимана повышается, глубина превышает 10 м, соленость воды – 15–18‰. Количественный состав ископаемых остракод, фораминифер и моллюсков увеличивается по сравнению со среднекаламитскими слоями, но менее разнообразен, чем фауна в нижнекаламитских слоях. По составу фауны в целом можно предполагать, что каламитские лиманы существовали в наиболее теплое время голоцена.

В послекаламитское время климат становится засушливым (фанагорийская регрессия). Уровень моря значительно падает, происходит обмеление и опреснение лимана, глубина составляет не более 1–1,5 м, соленость – 2–4‰.

В отложениях этого этапа преобладает серый равномерно-мелкозернистый песок, сыпучий в подошве, слабосцементированный, глинистый вблизи кровли, насыщенный фауной разной степени сохранности. В кровле маломощный горизонт (20–30 см) темно-серого мелкозернистого песчаника, несортированного, содержащего зерна грубого песка и раковинный детрит (слой 6 на рис. 3).

Литологические особенности осадков (накопление более грубого по сравнению с предыдущим слоем песчаного материала, образование прибрежно-мелковод-

ных плит несортированных песчаников и др.) подтверждают их накопление в обмелевшем водоеме регрессивной фазы, в условиях более засушливого климата суббореального периода.

Состав глинистых минералов также свидетельствует в пользу того, что климат этого периода был более засушливым (возможно, наиболее засушливым и прохладным в голоцене). Состав глин в целом по разрезу достаточно однообразен (см. рис. 3) и представлен слюдой, каолинитом, хлоритом, тонкодисперсным неупорядоченным смектитом (вероятно, аутигенного происхождения); обнаружен и упорядоченный (нормально окристаллизованный) терригенный смектит. Известно, что аутигенные смектиты образуются в бассейне седиментации при диагенезе осадков, либо в почвах окружающей суши под воздействием микроорганизмов, но только в условиях теплого и достаточно влажного климата (Коссовская, 1963); в иных обстоятельствах аутигенное минералообразование в глинах практически не обнаружено. Поэтому можно с достаточной степенью достоверности утверждать, что климат в период между каламитской и нимфейской трансгрессиями был более засушливым, чем на протяжении всего голоцена.

В фанагорийское время (слой б на рис. 3) формировались экосистемы полупресноводного типа, о чем свидетельствует исчезновение фораминифер и преобладание пресноводных и солоноватоводных остракод (до 75%), вытеснивших морские виды.

Последовавшая нимфейская трансгрессия привела к восстановлению лимана Сасык (как и большинства лиманов Северо-Западного Причерноморья) в нынешних границах. Глубина его увеличилась до 6 м, соленость возросла до 10‰. Начало трансгрессии фиксируется в разрезе по смене песков зеленовато-серыми песчано-глинистыми алевритами, тонкослоистыми, хорошо сортированными, с прослойками (3–4 мм) алевропеска (слой 7 на рис. 3). Выше по разрезу появляются мелкозернистые серые пески, местами сцементированные до песчаника, хорошо сортированные, с редкими включениями крупнопесчаных зерен (слой 8 на рис. 3). Эти осадки изобилуют раковинным детритом и фауной хорошей сохранности. Встречаются моллюски: *Chione gallina*, *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Nassarius reticulatus*; остракоды: *Loxoconcha bulgarica*, *Hextoloberis corneli*; фораминиферы: *Ammonia parazovica*, *Elphidium caspium* и др.

Хорошая сортировка осадков и обилие фауны в последних слоях свидетельствуют об условиях седиментации трансгрессирующего бассейна. Тонкие алевропески с сезонной слоистостью отлагались в более спокойных относительно глубоководных условиях. Пески и песчаники верхнего слоя имеют сходство с прибрежно-пляжевыми песчано-ракушняковыми образованиями на шельфе, характерными для подвижного мелководья. Возможно, накопление этих песков связано с образованием песчаного вала (пересыпи) на шельфе трансгрессирующего морского бассейна, разделившего впоследствии море и собственно лиман. Температура воды нимфейского лимана была выше, чем во время фанагорийской регрессии, но не превышала температуру воды современного лимана.

Такова голоценовая история развития лимана Сасык. К северо-востоку от него протянулись лиманы Тузловской группы – Алибей и Будацкий, характеризовавшиеся в голоцене сходным с Сасыком гидрологическим режимом изолированных и полуизолированных водоемов, чем и обусловлено значительное сходство типов осадков в этих лиманах: трансгрессивные фазы всюду представлены накоплением тонкого песчано-алевритового и глинистого материала, а регрессивные характеризуются присутствием более грубых субаквальных песчаных отложений, погребенных почв и покровов. Лиманы Алибей и Будацкий, вероятно как более мелководные, на раннем этапе голоцена были осушены, о чем свидетельствуют горизонты субаэральных покровно-почвенных образований. В лимане Сасык этим горизонтам соответствуют субаквальные алевритовые осадки с прослоями торфяников. Несмотря на внешние различия, общая картина осадконакопления в этих лиманах

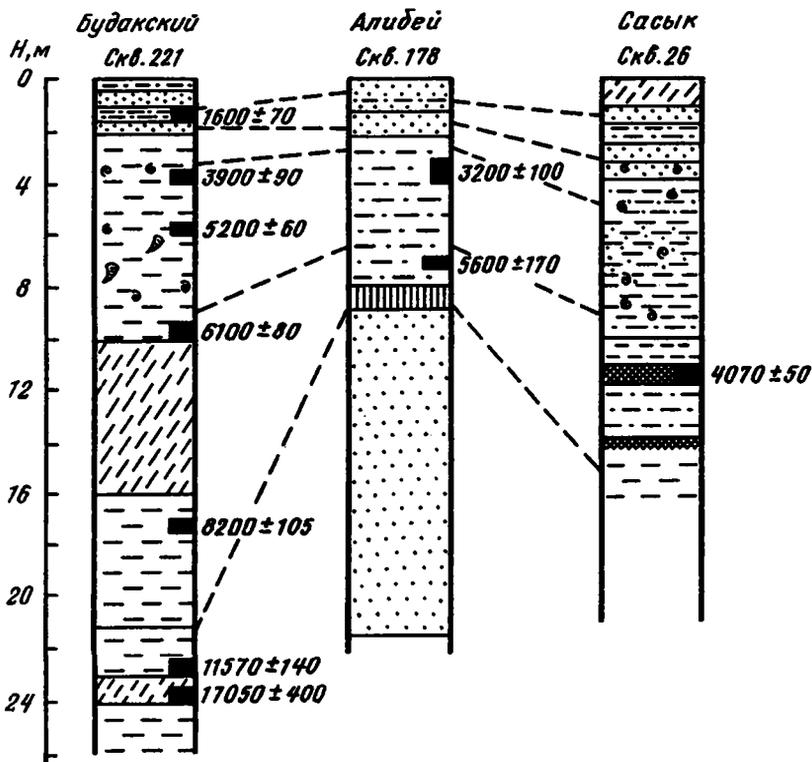


Рис. 4. Схема корреляции осадков лиманов Северо-Западного Причерноморья

достаточно сходна, что позволяет использовать имеющиеся датировки абсолютноного возраста осадков лиманов Алибей и Бурнас для установления возраста отложенный лимана Сасык.

Корреляция донных отложений лиманов Сасык, Будаковский и Алибей, проведенная по литологическим типам осадков, с учетом данных радиоуглеродного датирования представлена на рис. 4.

Таким образом, проведенные исследования подтверждают, что седиментация в причерноморских лиманах в последние тысячелетия происходила в обстановке кратковременных изменений климата и уровня Черного моря.

Уровень моря с очень низких отметок (90 м) в позднеледниковое время поднимался циклически вплоть до 6 тыс. л.н., когда он достигал современных отметок. Именно в это время отмечается максимальная ингрессия вверх по долинам рек, отложения которой зафиксированы на расстоянии до 100–150 км от современного морского побережья. Размеры и глубины лиманов достигали своего максимума, в дальнейшем в связи с заполнением лиманных котловин их размеры постепенно уменьшались. Особенно резкое сокращение лиманов отмечается в период регрессивных фаз, когда уровень моря снижался на 15–20 м. Некоторые лиманы в период регрессий вообще исчезали.

Наиболее сильное и четко проявившееся снижение уровня моря отмечается во время фанагорийской регрессии (до уровня 10–15 м). Так, древнегреческие историки считали, что Днестровский лиман был полностью осушен и на его месте, между двумя рукавами Днестра, существовал остров Тирагетов (Агбунов, 1987).

Ритмичная смена знакопеременных колебаний уровня лимана Сасык в целом повторяет трансгрессивно-регрессивные фазы Черного моря и отчетливо коррели-

руется с изменениями климата, солености, распределением экосистем, а в литологическом отношении – с изменением зернистости осадков. Со всей очевидностью можно утверждать, что трансгрессивная в общем направленность развития бассейна в голоцене осложнялась многократными регрессиями, наиболее значительными среди которых были посленовоэвксинская (9–10 тыс. л.н.), тендровская (7,5 тыс. л.н.), предкаламитская (6,0–6,5 тыс. л.н.), хаджибейская (4,0–4,5 тыс. л.н.) и фанагорийская (2,2–2,8 тыс. л.н.), характеризовавшиеся сменой водоемов полуморского типа полупресноводными. Отложения этих регрессий идентифицированы в разрезе по появлению грубозернистого песчаного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-65031).

ЛИТЕРАТУРА

- Агбунов М.В.* Античная лоция Черного моря. М.: Наука, 1987. 194 с.
- Андряши О.П.* Основные черты геологического строения пойм приустьевых участков Днепра, Южного Буга, Ингульца // Четвертичный период. Киев, 1976. Вып. 16. С. 152–156.
- Бабинец А.Е., Огняник Н.С., Ситников А.Б.* и др. Особенности прогноза минерализации вод основных водоносных горизонтов в зоне комплекса Дунай–Днепр // Геол. журн. 1980. Т. 40, № 6. С. 35–45.
- Балабанов И.П., Измайлов Я.Н.* Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы, IV в. М., 1988. С. 54–61.
- Гожик П.Ф.* История развития лиманов // Геология шельфа УССР: Лиманы. Киев: Наук. думка, 1984. С. 74–86.
- Кирикэ А.Ф.* Палеогеография и палеоэкология позднечетвертичных лиманов Северного Причерноморья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Кишинев, 1994. 24 с.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенно-мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья. М., 1963. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Михайлеску К.Д.* Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. С. 162.
- Михайлеску К.Д., Чепальга А.Л., Адаменко О.М.* и др. Следы морских трансгрессий как возможная причина засоления водохранилищ в низовьях Дуная // Изв. АН МССР. Сер. физ.-мат. наук. 1987. № 1. С. 59–64.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П.* и др. Новые данные о палеогеографическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и положения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–140.
- Полищук В.С., Замбриборц Ф.С., Тимченко В.М.* и др. Лиманы Северного Причерноморья. Киев: Наук. думка, 1990. 204 с.
- Ренгартен Н.В.* Литологические критерии реконструкции палеоклимата и история формирования отложений стоянки Кормань IV // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977. С. 78–97.
- Янко В.В.* Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 49 с.

ABSTRACT

Late Quaternary stratigraphy and paleoenvironment of NW Black Sea lagoons (liman – local name) on the base of drilling cores, sedimentology, paleontology, and C¹⁴ dates was studied. Main environmental changes connected with sea level changes. Demifreshwater Novoeuxinian basin followed by demimarine Chernomorian basin. After 6000 years ago some marine regression with range 15–20 m was established: Late Neoeuxinian 9–10 KY, Tendra 7,5 KY, Precalamitian 6,0–6,5 KY, Khadzhibeian, 4,0–4,5 KY, Fanagorian 2,2–2,8 KY.

УДК 551.79

А.А. СВИТОЧ, Т.А. ЯНИНА, Р.И. СТОЯНОВА

БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОБЕРЕЖЬЯ И ШЕЛЬФА БОЛГАРИИ

В 50-е годы Я. Петрбок положил начало биостратиграфическим исследованиям морского плейстоцена побережья Болгарии, в дальнейшем работы продолжили Е. Коюмджиева (1961, 1964), П.В. Федоров с коллегами (1962, 1963), А.А. Свиточ и другие (1990). Стратификация плейстоцена шельфа Болгарии изучена более обстоятельно (Бабак, Стойков, 1980; Говберг, 1978; Говберг и др., 1979; Григорьев и др., 1985; Димитров, 1978; Хрисчев, Шопов, 1977, 1979; Шопов, 1984; Шнюков и др., 1980). Работ, посвященных совместному анализу биостратиграфии шельфа и побережья Болгарии, к настоящему времени нет.

В 1988–1991 гг. благодаря совместным болгаро-российским исследованиям на западном побережье Черного моря авторы собрали обильный биостратиграфический материал, обработка которого, с учетом предыдущих данных, позволила наметить общие черты биостратиграфии морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии.

На побережье Болгарии наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения, относящиеся к карангатскому времени, обнаружены нами в разрезах террас Тузлы, Варны и долины р. Фындыклийска (рис. 1). Наиболее ранние плейстоценовые образования, обоснованные соответствующей фауной, нами, несмотря на тщательное обследование участков, описанных рядом специалистов (Лиленберг, Федоров, 1962; Попов, Мишев, 1974; Федоров и др., 1962), не установлены. Сомнение в их присутствии на побережье вызывает и то обстоятельство, что чаудинские и узунларо-эвксинские мелководные образования достоверно установлены на Болгарском шельфе и в устьевых участках речных долин на минусовых гипсометрических отметках.

Представительный разрез морского плейстоцена побережья Болгарии вскрыт бурением в устье долины Камчия в скв. 129 и 130, где отмечены все основные горизонты черноморского плейстоцена: чаудинский (?), древне-эвксинско-узунарский, карангатский, новоэвксинский и голоценовый (фландрский). Самые древние образования плейстоцена – грубообломочные отложения базального слоя мощностью до 9 м, обнаруженные в днище древней долины, по-видимому, представляют собой фацию руслового аллювия. Выше лежат чаудинские отложения, возраст которых определяется условием стратиграфического положения. В скв. 129 (интервал 58,7–52,5 м) это песок и супесь – серые, пылеватые, с пятнами ожелезнения, с карбонатами и редкой галькой, ниже переходящие в алевроиты глинистые, темно-серые и зеленоватые, с массой растительных остатков. В основании толщи алевроит уплотнен, содержит обломки тонкостворчатых раковин моллюсков. Отложения с размывом перекрываются фаунистически охарактеризованными древнеэвксинскими образованиями.

На шельфе Болгарии осадки чауды обнаружены восточнее мыса Святой Атанас (Димитров, Говберг, 1978), где прослеживаются широкой полосой на глубине -80-120 м. Это глины и терригенно-ракушечные образования, содержащие раковины *Dreissena rostriformis tschudaei*, *Didacna tschudaei tschudaei*, *D. tschudaei guriana*, *D. pleistopleura*, *D. crassa pseudocrassa*, *D. crassa guriensis*, *D. crassa supsaei*, *D. olla*, *Monodacna subcolorata*, *Micromelania caspia*, *Caspia gmelini*, *Theodoxus pallasii*. Фаунистически охарактеризованные чаудинские осадки обнаружены нами в скважинах на структуре Ю. Година в Бургасском заливе на глубине около 85 м. Это илы серые и зеленовато-серые, с раковинами *Dreissena rostriformis tschudaei*, более редкими *Micromelania caspia* и обломками крупных *Didacna* группы "crassa". Таким образом, на Болгарском шельфе чаудинская фауна представлена комплексом *Dreissena rostriformis tschudaei*-*Didacna*, состоящим преимущественно из представителей солоноватоводных видов.

Впервые на побережье Болгарии в скважинах камчийского профиля на глубине 9-33 м вскрыты фаунистически охарактеризованные древнеэвксинские и узунларские морские отложения, составляющие единую литологическую толщу, содержащую два комплекса моллюсков. Внизу это плотные алевроиты, желтые и желто-серые, участками с многочисленными мелкими раковинами *Monodacna caspia* и *Abra ovata*, реже - с крупными раковинами руководящих древнеэвксинских форм *Didacna pontocaspia*. В разных частях разреза прослеживаются прослои сильноорганогенных алевроитов от темно-серых до черных, с массой растительных остатков, с многочисленными раковинами *Dreissena polymorpha*. Постепенно древнеэвксинские отложения переходят в осадки узунларского моря - алевроиты уплотненные, серые, с прослоями тонкозернистого песка, иногда с ископаемой растительностью и мелкими раковинами *Cardium edule*, *Monodacna caspia* и *Dreissena polymorpha*. Суммарная мощность толщи 20 м и более.

Ближние комплексы моллюсков описаны и для узунларско-древнеэвксинских осадков Бургасского шельфа. Так, по данным А.В. Григорьева и его коллег (1985), Х. Хрисчева, В. Шопова (1979), осадки с древнеэвксинским сообществом вверх по разрезу шельфа постепенно сменяются отложениями с более богатым в таксономическом и количественном отношении комплексом, содержащим *Dreissena polymorpha*, *Didacna crassa pontocaspia*, *D.sp.*, *Monodacna subcolorata*, *M.sp.* и в меньшем количестве - *Cardium edule*, *Cardium exiquum*, *Abra ovata*, *Didacna rudis*, *Hydrobia ventrosa*, *Theodoxus pallasii*. Следовательно, в переуглубленных руслах речных долин и на Болгарском шельфе выделяются отложения с характерной древнеэвксинско-узунларской фауной моллюсков, для которой типично господство солоноватовод-

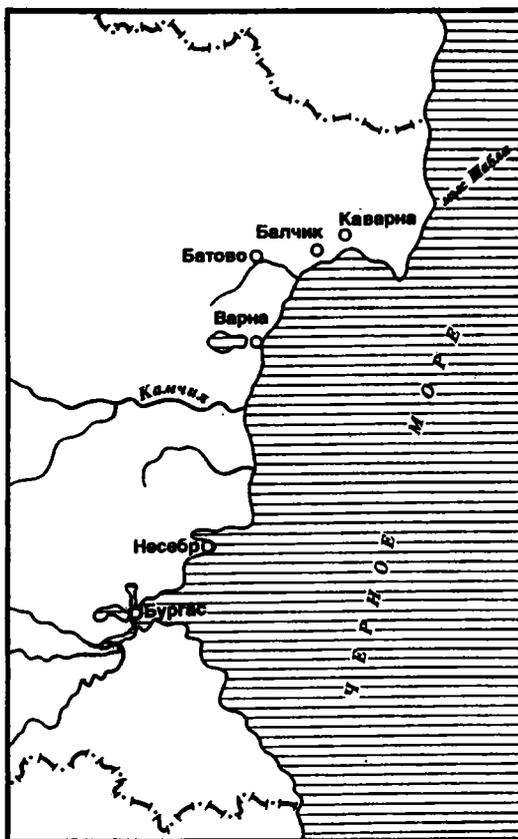


Рис. 1. Обзорная схема Черноморского побережья Болгарии

ных дидаки и дрейссен, представленные двумя комплексами: нижним – древнеэвксинским (*Dreissena rostriformis pontocaspia*–*Dr. polymorpha*–*Didacna*) и верхним – узунларским (*Dreissena*–*Didacna*–*Cardium*).

Карангатские отложения обнаружены в разрезах морских террас побережья. В районе оз. Тузла в абразионном уступе 12–15-метровой террасы это слои гравия и галечника с песком разнозернистым, супесчаным, с множеством обломков и целых раковин: *Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*, *Mytilaster lineatus*, *Cardium edule*, *Gastrana fragilis*, *Corbula gibba*, *Gibbula maga*, *Nassarius reticulatus*, *Pholas dactylus*, *Chlamys glabra*, *Abra* sp., *Chione gallina*, *Loripes lacteus*. Геоморфологическое положение и состав ископаемых моллюсков свидетельствуют о принадлежности осадков карангатской трансгрессии, по-видимому, ее максимальной фазе.

Исключительно интересный разрез обнаружен в северо-восточной парковой зоне г. Варны (Свиточ и др., 1990), где в уступе 12–15-метровой карангатской террасы вскрываются супесчано-песчаные осадки, образующие три цикла отложений, разделенных следами континентального перерыва и содержащих многочисленные раковины *Corbula gibba* и более редкие – *Gastrana fragilis*.

В карьере, по правому борту долины р. Фындыклийска, под затянутой шлейфом террасовидной поверхностью вскрывается слоистый алевроит, илестый, серосизый, с многочисленными мелкими раковинами *Corbula gibba* и *Gastrana fragilis*. Состав моллюсков в разрезах Варны и Фындыклийской существенно отличается от сообщества из Тузлинской террасы, где доминирует эвригалинный довольно холодолюбивый кельтский вид *Corbula gibba*, свидетельствующий о времени накопления осадков в начале или, скорее, в конце карангатской трансгрессии.

Фаунистически охарактеризованные карангатские отложения вскрыты шурфами на берегу Варненского озера (Коюмджиева, 1964). Здесь в основании разреза залегают базальные конгломераты, содержащие раковины *Ostrea edulis*, *Tapes calverti*. Выше, в разнозернистых песках пляжевого типа, многочисленна фауна максимума карангатской трансгрессии: *Loripes lacteus*, *Gastrana fragilis*, *Cardium edule* var. *umbonata*, *C. exiquum*, *Chione gallina*, *Tapes calverti*, *Mytilaster lineatus*, *Ostrea edulis*, *Rissoa venusta*, *Hydrobia ventrosa*, *Cerithium vulgatum*, *Bittium reticulatum*, *Nassa reticulata*, *Retusa truncatula*.

Карангатские морские отложения сохранились от размыва и в переуглубленных устьях речных долин. По данным бурения, это маломощные (до 2,7 м) пески, зеленовато-серые, хорошо сортированные, средне- и мелкозернистые, содержащие монодоминантный комплекс моллюсков из многочисленных раковин кардиид, близких к *Cardium tuberculatum*, но более мелких, также присутствуют редкие *Dreissena polymorpha*. Отложения залегают на абсолютных отметках около –20 м и, по-видимому, представляют собой осадки слабоопресненных морских заливов эпохи максимума карангатской трансгрессии.

В скважинах, пробуренных в северной акватории Бургасского залива, нами был найден переход среднекарангатского фаунистического комплекса в сообщество с господством *Corbula gibba* и более редкими *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, *Caspia gmelini*, *Mytilus galloprovincialis*. Уменьшение количества эвригалинных видов и увеличение солоноватоводных каспийских в сообществе свидетельствуют о понижении солености бассейна.

По данным А.В. Григорьева и других специалистов (1985), в Бургасском заливе карангатские глины обнаружены на глубине 14–24 м. Для нижней части разреза характерно преобладание *Corbula gibba*, *Rissoa parva*, *Bittium reticulatum*, довольно многочисленны *Paphia senescens* и редки *Cardium exiquum*, *C. edule*, *C. paucicostatum*, *Rissoa membranacea*, *Loripes lacteus*, *Abra ovata*, *Retusa umbibicata*, *R. truncatula*, *Mytilaster lineatus*. Выше по разрезу фауна постепенно сменяется более богатым в видовом отношении сообществом, где господствуют *Cardium tuberculatum*, *Paphia senescens*, *Bittium reticulatum*, часты *Cardium exiquum*, *Rissoa splentida*, *Cerithium vulgatum*, более редки *Ostrea edulis*, *Nassarius reticulatus*, *Loripes lacteus*, *Gibbula maga*,

Spisula subtruncata, *Paphia* sp., *Chione gallina*, *Retusa mubilicata*, *Chrissalida intersticta*, *Mytilaster lineatus*, *Cyclope donavani*. Близкие фаунистические комплексы отмечены и между мысом Поморие и г. Несебр (Григорьев и др., 1985).

Согласно материалам бурения, карангатская фауна Болгарского шельфа представлена 38 видами моллюсков, образующими ряд сообществ. В наиболее полных разрезах (Григорьев и др., 1985) присутствуют три комплекса: нижнекарангатский *Corbula gibba*–*Rissoa parva*–*Bittium reticulatum*, среднекарангатский *Cardium tuberculatum*–*Paphia senescens*–*Bittium reticulatum*–*Mytilus galloprovincialis* и верхнекарангатский *Cardium edule*–*Corbula gibba*–*Bittium reticulatum*. Комплексы отражают смену гидрологических условий бассейна во времени. В период максимума карангатской трансгрессии соленость открытого моря была, вероятно, не менее 30‰.

Новоэвксинские отложения в устьях долин представлены разнопесчаными фациями руслового аллювия. Лишь в створе Варненского лимана скважинами вскрыты достоверные осадки новоэвксинского водоема, при максимальном развитии трансгрессии проникавшие в глубь лимана до отметки около –20 м. По составу это глины темно-серые, сильногумусированные, содержащие раковины типично новоэвксинского комплекса моллюсков: *Monodacna caspia pontocaspia*, *Dreissena polymorpha*, *Micromelania licuta*, *Theodoxus fluviatilis*. Осадки новоэвксинского водоема широко распространены только в пределах шельфа Болгарии, где вскрыты многочисленными скважинами (Бабак, Стойков, 1980; Говберг и др., 1979; Хрисчев, Шопов, 1977; Шопов, 1984). Это преимущественно песчаные образования с сообществом моллюсков *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Caspia gmelini*, *Lithoglyphys naticoides*. В мелководной части шельфа в осадках широко представлена ассоциация *Dreissena polymorpha*, на внешней части шельфа в отложениях содержится более глубоководное сообщество *Dreissena rostriformis distincta* (Бабак, Стойков, 1980; Шопов, 1984). По стратиграфическому положению выделяются два разновозрастных комплекса – ранненовоэвксинский (*Dreissena rostriformis distincta*) и поздненовоэвксинский (*Dreissena rostriformis bugensis*–*Monodacna caspia*).

На шельфе вверх по разрезу новоэвксинские осадки постепенно сменяются черноморскими. Граница между ними устанавливается по первому появлению средиземноморских эвригалинных видов – *Cardium edule*, *Abra ovata* и др. Отложения черноморского горизонта Болгарского шельфа неоднократно описаны (Говберг, 1978; Григорьев и др., 1985; Шопов, 1984). Большинство исследователей среди черноморских отложений выделяют бугазские, витязевские, каламитские и джеметинские слои, охарактеризованные соответствующими комплексами моллюсков. Бугазский комплекс состоит из каспийских новоэвксинских видов с появлением редких средиземноморских форм. Для витязевского, каламитского и джеметинского комплексов характерно преобладание морских видов, причем в витязевском комплексе господствуют эвригалинные морские формы, в каламитском – менее эвригалинные, а в джеметинском доминируют наиболее стеногалинные для Черного моря виды моллюсков. Комплексы состоят из ряда ассоциаций, сменяющих друг друга в пределах одного слоя, с характерными определенными экологическими нишами и отражают картину постепенного осолонения Черного моря, непрерывно продолжающегося с новоэвксинского времени.

Морские голоценовые отложения вскрываются в разрезах низких террас побережья Болгарии. В известном обнажении на южном берегу оз. Тузла, восточнее г. Балчика, в массиве древнего оползня выработана абразионно-аккумулятивная терраса высотой 2–8 м, сложенная (сверху вниз): 1) супесью и суглинком темно-коричневым, с обломками карбонатных пород, мощность 0,6 м; 2) супесью и песком светло-коричневым, с многочисленными обломками карбонатных пород, с раковинами *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mytilaster lineatus*, *Cardium edule*, *Gastrana fragilis*, *Pholas dactylus*, мощность 0,6 м; 3) галечником разноокатанным, с плитками известняков и мергелей, мощность 0,2 м. Отложения с размывом лежат на мергел-

лях и глинах чокрака. Ранее в осадках этой же террасы обнаружены *Cardium edule*, *C. exiquum*, *Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea taurica*, *Venus gallina*, *Nassa reticulata*, *Cerithium reticulatum*, *Gastrana fragilis*, *Tapes calverti* (Федоров и др., 1962).

Ближние морские образования встречаются южнее мыса Шабла, выстилаемая мало мощным плащом абразионную поверхность 5–7-метровой террасы, где разместились раковины *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mytilaster lineatus*, *Chione gallina*. По карбонату раковин моллюсков получены радиоуглеродные даты (в тыс. лет): 3,27±0,07 (МГУ-1233), 2,12±0,08 (МГУ-1231), 3,09±0,06 (МГУ-1229), 3,12±0,05 (МГУ-1171).

В 5 км севернее г. Несебра, в карьере у шоссе Варна–Бургас, был вскрыт самый представительный разрез морского голоцена побережья Болгарии, в котором сверху вниз выходят следующие слои. 1. Супесь илистая, темно-серая, в нижней части опесчаненная; мощность 0,5 м. 2. Песок желто-серый, с мелким детритом раковин моллюсков; мощность 0,6 м. 3. Песок серый, хорошо сортированный, мелкозернистый, с многочисленными раковинами моллюсков *Cardium edule*, *Chione gallina*, *Donax trunculus*, *Gastrana fragilis*, *Paphia discrepans*, *Mytilus galloprovincialis*; мощность 0,8 м. 4. Горизонтально-диагональное переслаивание ракушняка, песка серого и гравелита с раковинами *Chione gallina*, *Donax trunculus* (преобладают), *Cardium edule*, *Paphia discrepans*, *Gastrana fragilis*, *Spisula* sp.; мощность 2,5 м. 5. Песок серый, сортированный, мелкозернистый, с диагональной и горизонтальной слоистостью, с раковинами *Chione gallina*, *Donax trunculus* (преобладают), *Cardium edule*, *Loripes lacteus*; мощностью 34 м. 6. Песок желто-серый и темно-серый, илистый, сортированный, мелкозернистый; видимая мощность 0,5 м. Разрез соответствует динамике единого ритма древнечерноморского бассейна от лагуны – лимана (слой 6) к мелководному морю (слои 3–5) и застойному прибрежному водоему (слои 1–2). По карбонату раковин моллюсков из слоев 3–5 получены радиоуглеродные даты (в тыс. лет): 4,32±0,13 (МГУ-1237), 4,96±0,1 (МГУ-1236), 5,1±0,11 (МГУ-1234), 5,6±0,15 (МГУ-1235), 8,13±0,17 (МГУ-1238).

В разрезе карьера развит комплекс *Donax–Chione*, отражающий максимум голоценовой трансгрессии Черного моря. Большинство составляющих его видов относится к относительно холодолобивой кельтийской фауне, а единственный теплолюбивый средиземноморско-лузитанский вид *Mytilaster lineatus* встречается лишь в средней части разреза.

Самый молодой – нимфейский комплекс фауны собран в отложениях пересыпи в устье р. Батова. Разрез состоит из серий песков пляжевого типа, каждая из которых в кровле проработана почвенными процессами. В песках нижней серии отмечены детрит и целые раковины моллюсков *Donax trunculus* (преобладают), *Hiatella arctica*, *Chione gallina*, *Ostrea edulis*. Комплекс по видовому и количественному составу скудный. В Черном море такой комплекс характерен для песков опресненной части верхней инфралиторали с глубиной 0,2–2,5 м. По карбонату раковин получена датировка 0,29±0,09 тыс. лет (МГУ-1182).

Современные морские осадки побережья слагают пляжи, косы, пересыпи и валы штормового залеска. Обычно они содержат раковины моллюсков, отражающие состав фауны смежных участков шельфа. В районе мыса Шаблы преобладают *Mytilus galloprovincialis*, многочисленны *Rapana bezoar*. На пляже г. Варны господствуют *Rapana bezoar*, многочисленны *Mytilus galloprovincialis*, на пляже Золотые пески многочисленны *Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Anadara* sp., *Chione gallina*. В современных осадках Каварненского побережья преобладают *Mytilus galloprovincialis*, *Rapana bezoar*, а в районе устья р. Камчия на пляже доминируют *Mytilus galloprovincialis*, *Donax trunculus*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*.

Сводный биостратиграфический разрез морского плейстоцена и голоцена Болгарии (рис. 2) представлен осадками пяти стратиграфических горизонтов – чаудинского, древнеэвксинско-узунарского, карангатского, новозэвксинского и черноморского, каждый из которых охарактеризован своеобразной фауной моллюсков.

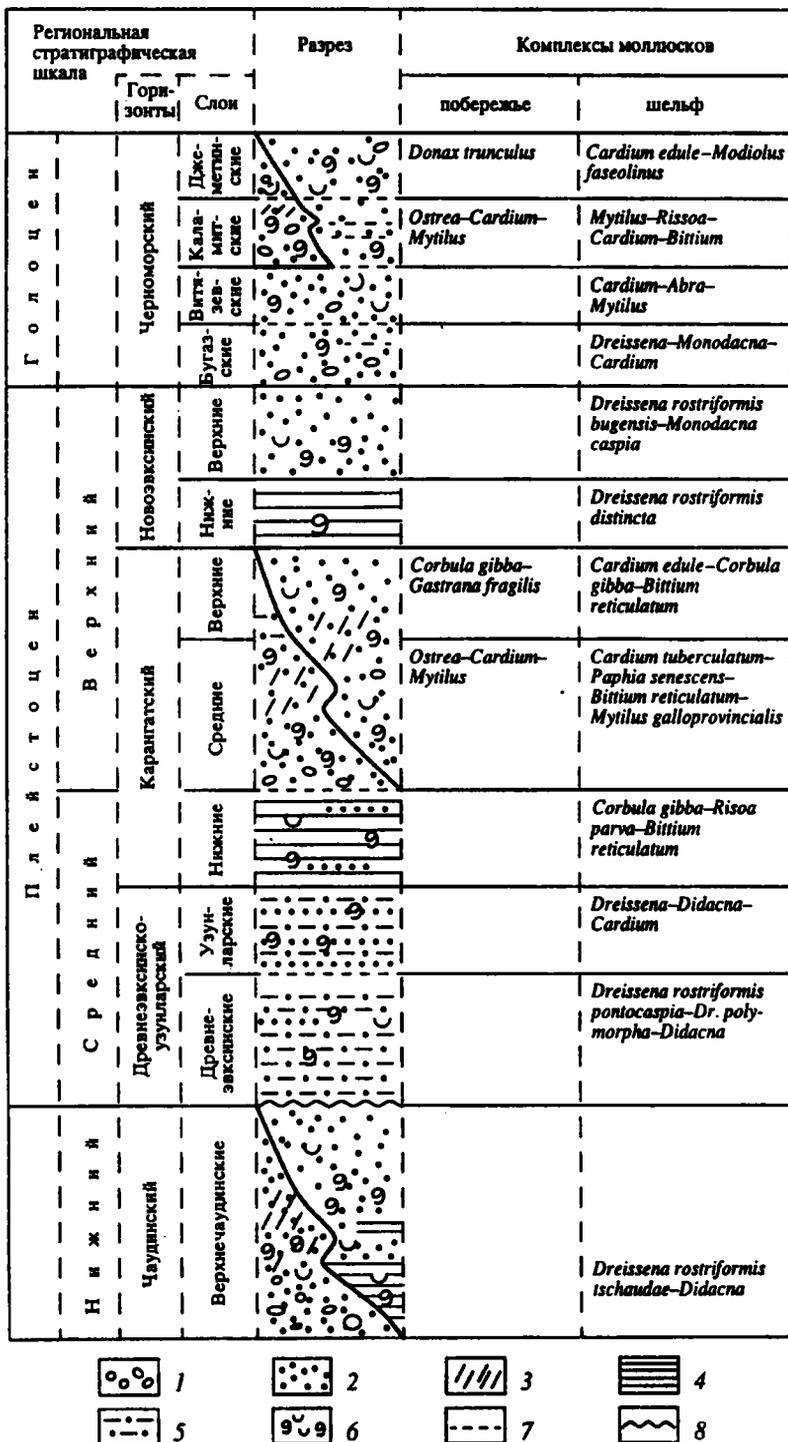


Рис. 2. Сводный биостратиграфический разрез морского плейстоцена Болгарии

1 – гравий, галька, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – глина, 5 – алевроит, 6 – обломки и целые раковины моллюсков, 7 – постепенный переход между слоями, 8 – размыв

Чаудинский стратиграфический горизонт представлен на шельфе осадками верхнечаудинского слоя, содержащего раковины моллюсков комплекса *Dreissena rostriformis tschoudae-Didacna*.

Древнеэвксинско-узунларский горизонт состоит из осадков древнеэвксинских слоев, охарактеризованных на шельфе фаунистическим комплексом *Dreissena rostriformis pontocaspica-Dr. polymorpha-Didacna*, и отложений узунларского слоя, включающего раковины комплекса *Dreissena-Didacna-Cardium*. В отличие от разрезов Крымско-Кавказского побережья, где между древнеэвксинскими и узунларскими отложениями отмечается перерыв, в разрезе Болгарского шельфа он не установлен, что не позволяет разделить эти осадки на два горизонта.

Карангатский горизонт представлен на шельфе осадками нижнекарангатских слоев, охарактеризованных фаунистическим комплексом *Corbula gibba-Rissoa parva-Bittium reticulatum*, среднекарангатских слоев с комплексом *Cardium tuberculatum-Raphia senescens-Bittium reticulatum-Mytilus galloprovincialis* и верхнекарангатских – с комплексом *Cardium edule-Corbula gibba-Bittium reticulatum*. На побережье отложения карангатского горизонта представлены среднекарангатскими слоями, включающими раковины комплекса *Ostrea-Cardium-Mytilus*, и верхнекарангатскими – с комплексом *Corbula gibba-Gastrana fragilis*.

Новоэвксинский горизонт составляют осадки двух новоэвксинских слоев с характерными комплексами моллюсков *Dreissena rostriformis distincta* (нижненовоэвксинский) и *Monodacna caspia* (верхненовоэвксинский).

Черноморский горизонт представляют бугазские осадки с комплексом *Dreissena-Monodacna-Cardium* на шельфе; витязевские – с комплексом *Cardium-Abra-Mytilus*, характеризующим осадки шельфа; каламитские, включающие на шельфе раковины комплекса *Mytilus galloprovincialis-Rissoa parva-Cardium edule-Bittium reticulatum*, а на побережье – *Ostrea-Cardium-Mytilus*; джеметинские, охарактеризованные на шельфе комплексом *Cardium edule-Modiolus faseolinus*, на побережье – *Donax trunculus*.

Смена фаунистических комплексов по разрезу четвертичных отложений свидетельствует об изменении во времени бассейнов с различными гидрологическими условиями – от опресненных с господством пресноводной и солоноватоводной фауны до нормально-морских с широким распространением средиземноморских видов. Одновозрастные комплексы моллюсков состоят из ряда ассоциаций, которые сменяют друг друга в направлении от берега к внешнему краю шельфа и отражают изменение условий осадконакопления от прибрежных к глубоководным, а также являются индикаторами колебаний солености на том или ином участке шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

Бабак Е.В., Стойков С.С. Комплексы позднечетвертичных моллюсков морских отложений континентальной террасы // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 203–212.

Говберг Л.И. Фаунистические комплексы прибрежных отложений на болгарском шельфе // Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С. 78–83.

Говберг Л.И., Кънева-Абаджиева В., Димитров П. Стратиграфические комплексы моллюсков // Геология и гидрология западной части Черного моря. София: БАН, 1979. С. 72–82.

Григорьев А.В., Шевченко А.И., Шопов В.Л. Корреляция четвертичных отложений черноморского шельфа и побережья Болгарии и Украины. Киев: ИГН УССР, 1985. 40 с.

Димитров П. Нови данни за строежа и възрастта на някои морфоложки форми на българския черноморски шелф / Пробл. на географията. 1978. Т. 2. С. 42–49.

Димитров П., Говберг Л.И. Некоторые черты геологической истории шельфа западной части Черного моря в плейстоцене / Докл. БАН. 1978. Т. 31, № 9. С. 1167–1169.

Коюмджиева Е. Върху присъствието на морска плейстоценска фауна край Варненското езеро // Год. УГП. 1961. Т. 12. С. 225–226.

Коюмджиева Е. Морска плейстоценска (карангатска) фауна от Варненско // Сб. в чест на акад. Й. Йовчев. София, 1964. С. 519–529.

Лилиенберг Д.А., Федоров П.В. Геоморфологические наблюдения в Болгарии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 1. С. 35–48.

Попов В., Мишев К. Геоморфология на българското Черноморско крайбрежие и шelf. София: БАН, 1974. 226 с.

Свиточ А.А., Гунова В.С., Парунин О.Б. и др. Новые данные по карангатской террасе в районе г. Варна // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 106–113.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., 1963. 185 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 88).

Федоров П.В., Лилиенберг Д.А., Попов В.И. Новые данные о террасах Черноморского побережья Болгарии // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 2. С. 431–434.

Хрисчев Х., Шопов В. Плейстоценовые отложения внешнего края черноморского шельфа Болгарии // Докл. БАН. 1977. Т. 30, № 9. С. 1317–1319.

Хрисчев Х., Шопов В. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев // Там же. 1979. Т. 9, № 2. С. 69–84.

Шнюков А.Ф., Григорьев А.В., Орловский Г.Н. и др. Позднечетвертичные отложения и эволюция мелководной части черноморского шельфа Болгарии в районе Поморие–Несебр // Материалы XI Конгр. Карп.-Балк. асоц. Киев: Наук. думка, 1980. С. 223–231.

Шопов В. Четвертичные сообщества моллюсков Болгарского черноморского шельфа // Палеонтология, стратиграфия и литология. София: БАН, 1984. Т. 20. С. 33–56.

Petrbok J. Melkysi plioceni a holocenni marinni terasy Cerneho more u Balciku v Bulgarsku // Sbor. Nar. Musea v Drazе. 1952. Sv. 8, N 2. S. 17–22.

ABSTRACT

The article deals with the results of biostratigraphical investigations of marine Pleistocene deposits on the Bulgarian coast and shelf of the Black Sea. Marine Pleistocene sequence is represented by five stratigraphical horizons: Chauda, Ancient Euksin-Uzunlar, Karangat, Recent Euksin, and Black Sea ones. Each of them contains characteristic molluscan assemblages. Succession of faunistic assemblages along the sequence reflects the changes of marine basins with different hydrological conditions, from freshened ones with predominance of freshwater and brackish water fauna to normal marine basins with abundance of Mediterranean species.

УДК 551.79

В.В. СЕМЁНОВ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ: ИЗУЧЕННОСТЬ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Лёссровая проблема, имеющая более полуторавекую историю изучения, до настоящего времени привлекает внимание исследователей различных направлений науки о Земле. Это связано с тем, что лёссровая формация – продукт перигляциальных климатических условий – наиболее стратиграфически полная континентальная формация.

С начала 80-х годов используется системный подход при изучении лёссово-почвенных толщ с привлечением комплекса методов, включающих геолого-геоморфологический и минералогический анализы, гранулометрический и химический анализы, палеопедологические и палеокриологические данные, совокупность палеонтологических анализов. Среди них важное место занимает комплекс методов абсолютной и относительной геохронологии: радиоуглеродный, термолюминесцентный и палеомагнитный (Веклич, 1982; Величко и др., 1984; Руководство..., 1987).

В настоящее время не существует единого мнения о хроностратиграфическом расчленении лёссово-почвенных толщ на Русской равнине. Стратиграфическая схема, разработанная в Институте географии РАН под руководством А.А. Величко, – результат работы большой группы исследователей по изучению лёссово-почвенных толщ в бассейнах Днепра, Днестра и Дона (Величко и др., 1984). Она основана на палеопедологических, микротериологических, фациально-стратиграфических данных, включает 10 палеопочвенных и 11 лёссовых горизонтов и обеспечена большим количеством радиоуглеродных дат (см. таблицу). Исследователями в общем плане выделены три широтные полосы распространения лёссовых серий. В южной полосе характерно преобладание эоплейстоцен-нижнеплейстоценовых лёссовых серий, в средней – нижне- и среднеплейстоценовых, в северной – позднеплейстоценовых.

В Отделе географии АН Украины под руководством М.Ф. Веклича (1968) разработана хроностратиграфическая схема, используемая в западном секторе Русской равнины, основанная на изучении более 40 разрезов и включающая девять палеопочвенных и восемь лёссовых горизонтов. Стратиграфические схемы различаются по степени геохронологического обеспечения и, как следствие этого, различной стратиграфической интерпретацией горизонтов погребенных почв. Поэтому их корреляция до настоящего времени в значительной степени затруднена. Следует отметить, что большинство имеющихся палеомагнитных данных по лёссовым разрезам Украины “увязано” со схемой М.Ф. Веклича.

Палеомагнитные исследования лёссово-почвенных толщ Русской равнины, анализу которых посвящена настоящая работа, были начаты А.Н. Третьяком в 1962 г. и продолжены исследованиями серии разрезов в Северном Причерноморье, в бассейнах Днепра, Днестра и Десны – в пределах широтной полосы 45–50° (Тре-

Стратиграфическая схема расчленения лёссово-почвенных толщ Русской равнины

Раздел	Звено	Оледенения и межледниковья	Горизонты лёссов и ископаемых почв	
		Голоцен	Голоценовые почвы	
Плейстоцен	Верхний	Поздний валдай	Алтыновский лёсс III Трубчевская почва Деснинский лёсс II	
		Брянский (Дунаевский) интерстадиал	Брянская почва	
		Ранний валдай	Хотылевский лёсс I	
		Верхневолжский интерстадиал	Мезинский ЛПК	Крутицкая почва
		Холодная эпоха		Севский лёсс
		Микулинское межледниковье		Сальнская почва
	Средний	Московская стадия	Московский лёсс	
		Курский интерстадиал	Курская почва	
		Днепровская стадия	Днепровский лёсс	
		Роменское межледниковье	Роменская почва	
		Орчичская холодная эпоха	Орчичский лёсс	
		Каменское межледниковье	Верхнекаменская почва	
		Холодная эпоха	Борисоглебский лёсс	
		Лихвинское межледниковье	Нижекаменская (Инжавинская) почва	
	Нижний	Окское оледенение	Коростелевский лёсс	
		Рославльское межледниковье	Воронский почвенный комплекс	
		Донское оледенение	Донской ЛПК	Лёсс Эмбриональные почвы
		Межледниковье		Лёсс Эмбриональные почвы
Холодная эпоха, оледенение		Ржаксинская почва		
		Бобровский лёсс		
Эоплейстоцен	Межледниковье	Балашовская почва		

тяк, 1967; Третьяк, Волок, 1976, 1982). Позднее исследования проводили Г.А. Поспелова и З.Н. Гнибиденко (1972), М.А. Певзнер (Величко и др., 1973а, б, в), С.С. Фаустов и Е.И. Вирина (Разрез..., 1976), В.А. Зубаков и С.А. Писаревский (1982).

Т.В. Светлицкая в бассейне верхнего Днепра с большой детальностью изучала магнитные свойства верхнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ в разрезах Мезин, Араповичи, Брянск (Величко, Светлицкая, 1988). В разрезе Белопень (близ г. Суджи, бассейн верхнего Днепра) В.В. Семенов и Г.А. Поспелова исследовали средне-верхнеплейстоценовую лёссово-почвенную толщу, залегающую, по микротериологическим данным, на аллювии ильинского возраста (Семенов, 1994).

Наибольший объем детальных палеомагнитных исследований лёссово-почвенных толщ (во многих случаях с использованием сплошного отбора образцов) выполнен украинскими исследователями А.Н. Третьяком, З.Е. Волок, Г.К. Шило, В.П. Дудкиным, Л.И. Вигилянкой. Тем не менее имеющиеся палеомагнитные данные разных ученых достаточно неоднозначны. В качестве примера приведем результаты палеомагнитного изучения известного разреза Хаджимус. На рис. 1, заимствованном автором из работы А.Н. Третьяка (1983), в зоне обратной полярности

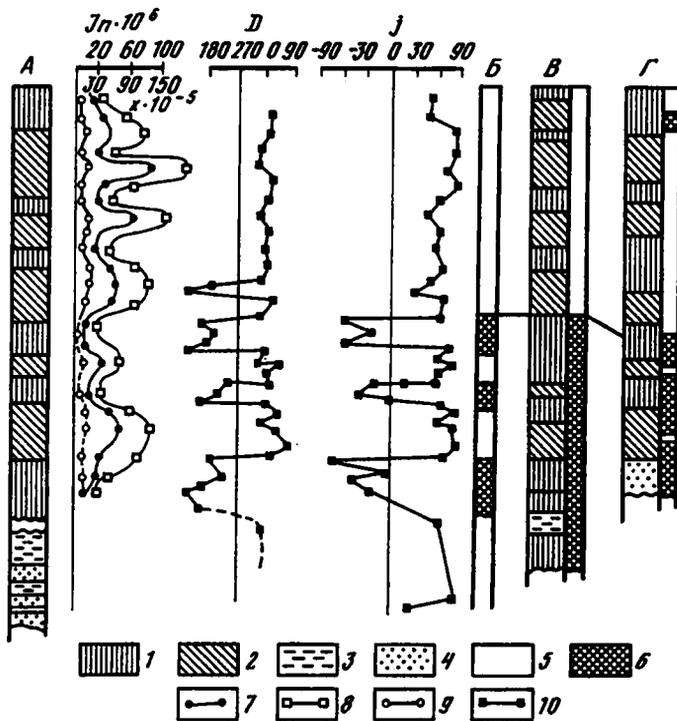


Рис. 1. Палеомагнитная характеристика разреза Хаджимус по данным А.Н. Третьяка (1983)

А – литологическая колонка, Б – распределение интервалов прямой и обратной полярности (данные А.Н. Третьяка), В – данные М.А. Певзнера, Г – данные Г.А. Пospelовой

1 – лёсс, 2 – погребенная почва, 3 – суглинок, 4 – песок, 5 – прямая полярность, 6 – обратная полярность, 7 – величина естественной остаточной намагниченности I_n – первичные измерения, 8 – магнитная восприимчивость, 9 – величина I_n после чистки образцов, 10 – изменение по разрезу склонения D и наклонения j

(хрон Матуяма) А.Н. Третьяк выделил два интервала прямой полярности. М.А. Певзнер указал только обратную полярность. Г.А. Пospelова на тех же стратиграфических уровнях также установила два интервала прямой полярности. С другой стороны, выделенный Г.А. Пospelовой интервал обратной намагниченности в верхнем (дофинновском по схеме М.Ф. Веклича) лёссе не отмечен А.Н. Третьяком и М.А. Певзнером. Это можно объяснить либо разной детальностью отбора образцов для палеомагнитных исследований, что представляется более вероятным, либо различными методологическими подходами к выделению наиболее стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности пород. Примеров можно привести много. Наиболее полный обзор палеомагнитных данных по лёссово-почвенным разрезам Украины был представлен М.Ф. Векличем (1982).

Важнейший магнитостратиграфический рубеж – инверсия Матуяма–Брюнес, – по последним данным, зафиксирован в верхней части скульского лёсса (Третьяк, 1983; Вигилянская, Дудкин, 1982; Пospelова и др., 1992).

Представительные лёссово-почвенные разрезy обнаружены в Восточном Предкавказье и Северном Приазовье (Величко и др., 1973а, б; Вирина, Ударцев, 1990, 1992; Болиховская, 1995).

В Восточном Предкавказье в палеомагнитном отношении изучены разрезy Отказное и Кубань (Вирина, Ударцев, 1990). Так, в разрезе Отказное под погребенной почвой, которую авторы идентифицируют как воронская, залегает мощный (около 40 м), осложненный двумя-тремя уровнями слабого почвообразования горизонт лёсса. В нем зафиксировано положение инверсии Матуяма–Брюнес. В разрезе Кубань положение этого изохронного уровня установлено значительно ниже – в горизонте лёсса, подстилающего погребенную почву “заведомо додонского возраста” (Вирина, Ударцев, 1990, с. 121).

Неоднозначные палеомагнитные исследования имеются и по разрезам Северного Приазовья. По данным М.А. Певзнера, в разрезе Мелекино в верхней части

лѣсса¹, залегающего под второй доднепровской почвой, установлена аномальная намагниченность (Величко и др., 1973в). Основание лѣсса и вся нижележащая часть разреза, включающая третью и четвертую сложнопостроенные доднепровские почвы, характеризуются обратной намагниченностью. В то же время в разрезе Запорожская (обн. 8–70), приведенном в этой же работе, лѣсс под второй доднепровской почвой и нижележащая толща намагничены прямо. В разрезе Ливенцовка, где также вскрыты третья и четвертая доднепровские почвы, выявлен интервал прямой намагниченности. Эту часть разреза исследователи сопоставляют с одним из эпизодов хрона Матуяма. В более поздней работе верхняя граница зоны устойчивой обратной полярности проводится в бобровском горизонте лѣсса, разделяющем балашовскую и инжавинскую погребенные почвы (Величко и др., 1984). Эта точка зрения базируется на глубоком анализе имевшихся микробиологических и палеопедологических материалов. Данные, отличающиеся от предыдущих, были получены С.С. Фаустовым и Е.И. Вириной по Ливенцовскому разрезу (Разрез..., 1976, с. 29). По их материалам, вскрытые в разрезе скифские глины с двумя погребенными почвами имеют обратную намагниченность.

В рамках Программы МНТК (ПНИИС, МГУ, АН СССР и др.) изучены разрезы скважин 0–3 (в 60 км восточнее г. Минеральные Воды, на правом берегу р. Кумы, в районе Отказненского водохранилища), Н–П (на Азово-Кубанском водоразделе, у с. Новопокровка) и разрез Воздвиженка (рис. 2). Палеогеографические исследования проводились группой под руководством А.А. Величко, палеомагнитные – С.С. Фаустовым и Е.И. Вириной.

В разрезах 0–3 и Воздвиженка положение инверсии Матуяма–Брюнес установлено в наиболее мощном горизонте лѣсса, осложненном несколькими уровнями слабо развитого почвообразования и залегающем под погребенной почвой, идентифицированной как воронская. В разрезе Н–П положение инверсии фиксируется значительно ниже: в хрон Брюнес попадают две погребенные почвы, залегающие ниже воронской, и большая часть подстилающего их лѣсса (см. рис. 2). В разрезах 0–3 и Н–П зафиксированы также аномальные горизонты, которые, “вероятно, являются отражением раннеплейстоценовых экскурсов геомагнитного поля...” (Вирина, Ударцев, 1992). Так, в разрезе 0–3 аномальный горизонт установлен в лѣссе под уровнем слабого почвообразования на глубине около 36 м. В разрезе Н–П выделяются три аномальных горизонта (два верхних сближены) в горизонте лѣсса под самой нижней почвой (см. рис. 2).

В разрезе Воздвиженка отбор образцов проведен примерно с той же детальностью, но аномальные горизонты не зафиксированы. К сожалению, кроме того, что “в большинстве случаев аномальные горизонты в отличие от зоны, примыкающей к инверсии Матуяма–Брюнес, характеризуются высокой палеомагнитной стабильностью”, что “является косвенным свидетельством отсутствия понижения напряженности геомагнитного поля², а также важным диагностическим признаком...” (Вирина, Ударцев, 1992, с. 181), никаких других характеристик аномальных горизонтов (экскурсов?) не проводится.

В рамках этой же Программы изучены два разреза скв. ВД-1 и ВД-2 в бассейне нижнего Дона (в окрестностях г. Волгодонска), в которых вскрыты следующие погребенные почвы: мезинская, роменская, каменная, инжавинская и воронская, разделенные горизонтами лѣссов. Воронская почва подстилается мощным горизонтом

¹ Этот горизонт (мощностью около 7 м) представлен образцами только из двух микроуровней – из верхней и нижней его частей.

² Многие исследователи отмечают пониженное напряжение геомагнитного поля ($H_{др.}$) в период экскурсов. Значительное понижение $H_{др.}$ установлено во время нижнеплейстоценового экскурса Лог Красный (Поспелова и др., 1997). По продолжительности экскурсы делятся на два типа, соответственно 10^2 – 10^3 и 10^3 – 10^4 лет (временные оценки пока нельзя считать достоверными). Для экскурсов II типа характерно уменьшение $H_{др.}$ в 3–4 раза, экскурсы I типа, вероятно, не характеризуются специфическими изменениями $H_{др.}$ (Петрова, Поспелова, 1991).

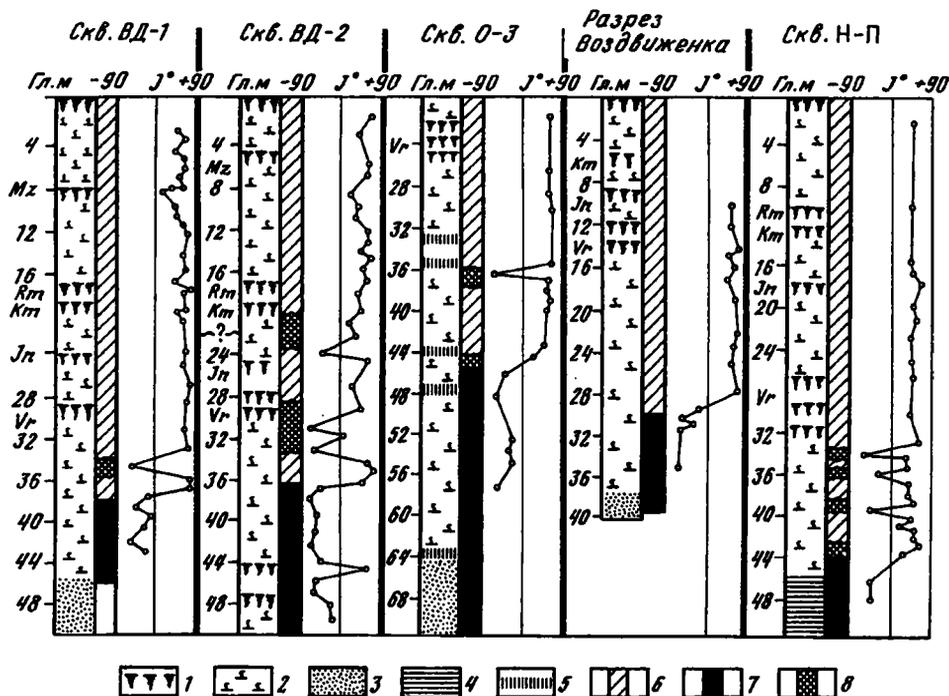


Рис. 2. Строение и изменения наклоения естественной остаточной намагниченности по разрезам лёссовой формации: скважин ВД-1, ВД-2, 0-3, Н-П и разрезу Воздвиженка по данным Е.И. Вириной и В.П. Ударцева (1992)

1 – ископаемые почвы межледниковых эпох, 2 – лёссы и лёссовидные породы, 3 – пески, 4 – глина, 5 – уровни интерстадиального почвообразования, 6 – зоны прямой полярности, 7 – зоны обратной полярности, 8 – аномальные зоны

лёсса, в котором зафиксировано положение инверсии Матуяма–Брюнес: в скв. ВД-1 – в середине этого лёсса, в скв. ВД-2 – в верхней его части. Здесь также обнаружены аномальные горизонты в хроне Брюнес. В разрезе скв. ВД-1 аномалия зафиксирована в верхней части лёсса, подстилающего воронскую почву. В разрезе ВД-2 отмечены две значительные по мощности аномалии: одна занимает нижнюю часть воронской почвы и верхи подстилающего ее донского лёсса, вторая охватывает практически весь горизонт лёсса между каменской и инжавинской почвами (см. рис. 2).

В бассейне Нижнего Дона М.А. Певзнер исследовал разрез Шамин, расположенный в низовьях р. Сал – левого притока Дона, и параллельно – разрез Карай-Дубина, находящийся на левом берегу Каховского водохранилища (Величко и др., 1983). В обоих разрезах в лёссовых толщах, залегающих на аллювиальных отложениях, вскрыто сходное количество слабо развитых уровней почвообразования. Нижняя почва – наиболее развитая и идентифицирована как вторая доднепровская. Инверсия Матуяма–Брюнес выявлена в двух разрезах в водных суглинках, подстилающих лёссово-почвенные толщи. В разрезе Карай-Дубина зафиксирован интервал аномальной намагниченности (экскурс?) мощностью около 1,5 м (рис. 3).

Поскольку изученные разрезы, находящиеся на достаточно значительном расстоянии друг от друга, сходны по своему строению, вполне коррелируемы между собой по палеомагнитным и палеопедологическим данным и сравнительно хорошо охарактеризованы микротириологически (хотя териофауна в разрезе Шамин более продвигнута), полученные результаты (Величко и др., 1983) могли бы быть “прологом” для корреляции лёссово-почвенных толщ бассейнов Днепра и Дона.

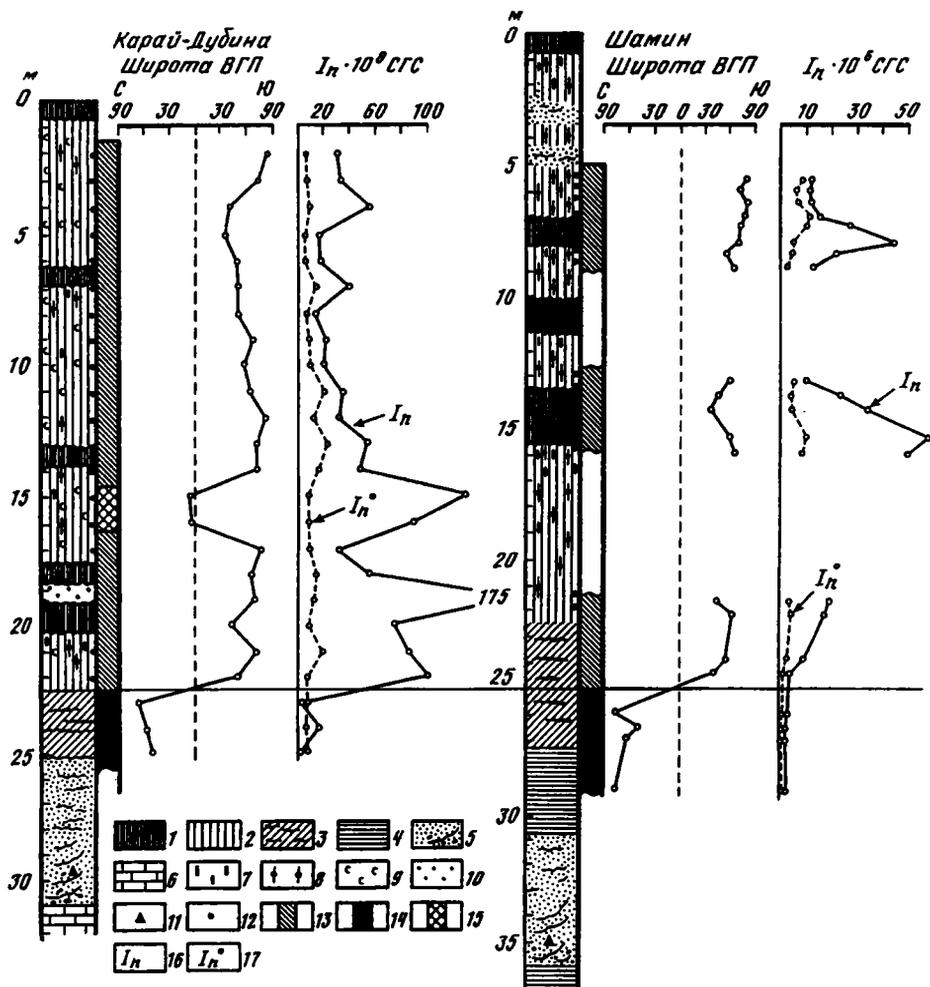


Рис. 3. Разрезы континентальных отложений Днепра и Дона по данным А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, М.А. Певзнера (19736)

1 – горизонты современных и ископаемых почв, 2 – горизонты лёссов, 3 – водные суглинки, 4 – глины, 5 – лески, 6 – коренные известняки, 7 – карбонатные конкреции, 8 – карбонатные дутики, 9 – пылеватые карбонаты, 10 – пятна оглеения, 11 – места отбора фауны мелких млекопитающих, 12 – места отбора палеомагнитных образцов, 13 – прямая намагниченность, 14 – обратная намагниченность, 15 – аномальная намагниченность, 16 – естественная остаточная намагниченность, 17 – остаточная намагниченность после термочистки, ВГП – виртуальный геомагнитный полюс

Бассейн Верхнего Дона, где важнейшим стратиграфическим маркером служит морена донского оледенения и где изучены богатейшие коллекции (как в количественном отношении, так и по видовому составу) остатков мелких млекопитающих, – благоприятный объект для изучения нижнеплейстоценовых отложений. Вместе с тем широко развитые здесь нижнеплейстоценовые (додонские) лёссово-почвенные толщи отличаются небольшой мощностью, сближенностью горизонтов погребенных почв по сравнению с разрезами более южных районов и характеризуются, как показывают исследования, в том числе и палеомагнитные, перерывами в осадконакоплении (Поспелова и др., 1997).

Наиболее стратиграфически полный из известных ныне лёссово-почвенных разрезов бассейна Верхнего Дона – разрез Лог Красный, расположенный близ

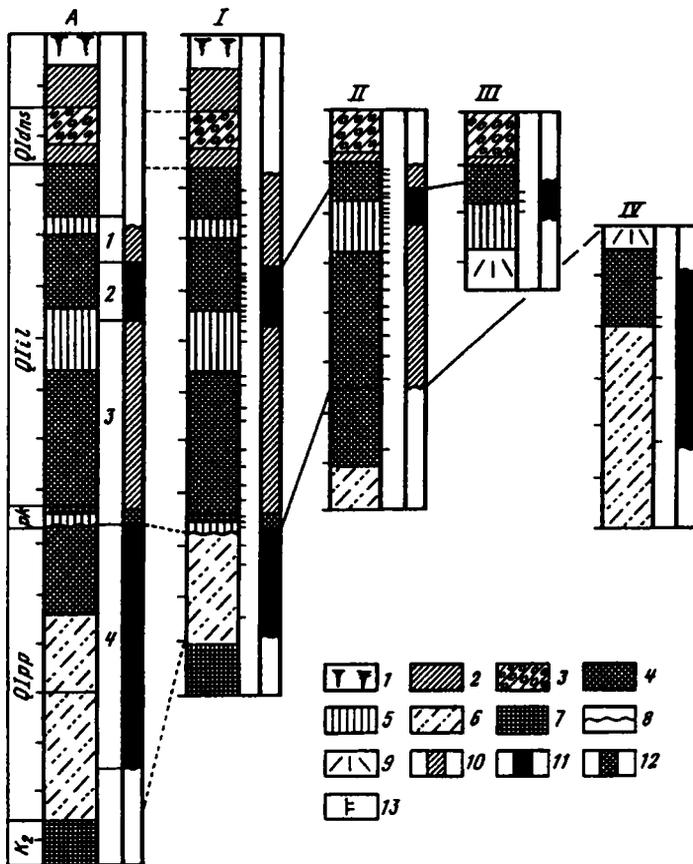


Рис. 4. Результаты палеомагнитных исследований разреза Лог Красный по данным Г.А. Поспеловой и др. (1997)

А – сводный разрез: 1–4 – номера палеомагнитных зон (ПМЗ), I–IV – номера расчисток, Q_{dns} – донская морена, Q_{il} – ильинский горизонт, pk – покровский горизонт, Q_{pp} – петропавловский горизонт, K_2 – мел; 1 – современная почва, 2 – суглинок, 3 – суглинок моренный, 4 – погребенная почва, 5 – лёсс, 6 – аллювий, 7 – мел, 8 – следы перерывов в осадконакоплении, 9 – осыпь, 10–12 – прямая, обратная и аномальная полярности, 13 – уровни отбора ориентированных штуфов

с. Урыв Острогжского района Воронежской области. Здесь ниже донской морены вскрыты три погребенные почвы, разделенные горизонтами лёссов. Вся толща залегает либо на петропавловском аллювии, либо, с перерывом, на более древней красновато-бурой почве (рис. 4). Палеомагнитные исследования проводились в несколько этапов (Семенов, 1986, 1995; Поспелова и др., 1997).

В результате компонентного анализа остаточной намагниченности пород, после поэтапного нагрева образцов до $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ (с интервалом $50\text{ }^{\circ}\text{C}$) и размагничивания переменным полем до 1500 э установлена обратная намагниченность петропавловской свиты. Лежащая выше лёссово-почвенная толща намагничена преимущественно прямо. В трех расчистках в нижней части второй додонской почвы (терновской по стратиграфической схеме Р.В. Красненкова) и в верхней части подстилающего ее колешнянского лёсса зафиксирован интервал (около 1 м) обратной намагниченности, что представляет собой запись геомагнитного экскурса Лог Красный (Поспелова и др., 1997). Оценка палеонапряженности ($H_{др}$) показала, что во время существования экскурса $H_{др}$ намагниченность была в 3–4 раза ниже по сравнению с $H_{др}$ стационарного поля до и после экскурса. Возраст экскурса Лог Красный оце-

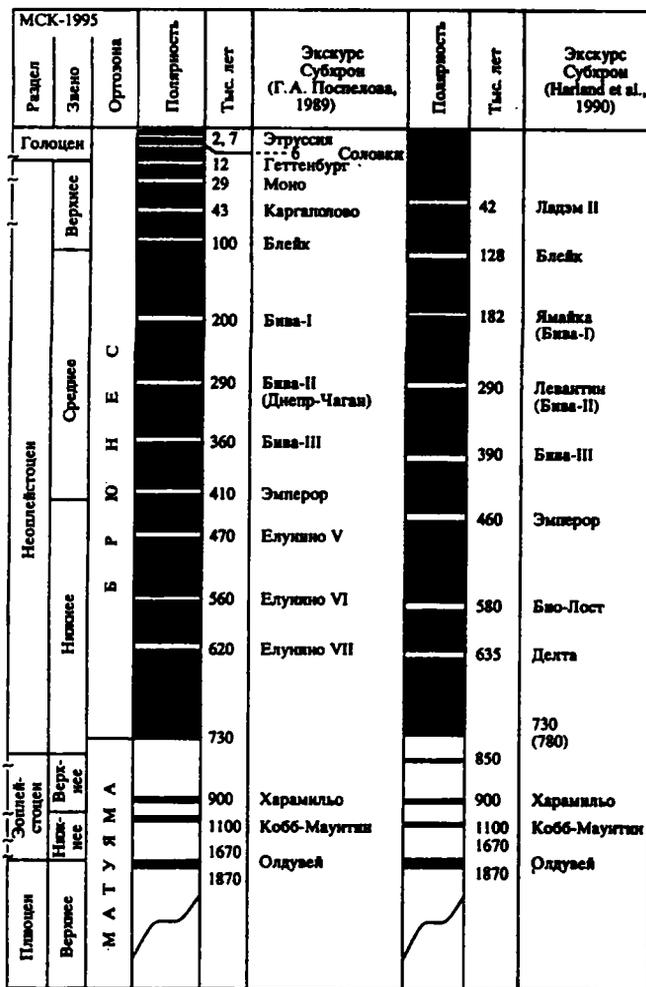


Рис. 5. Экскурсы и субхроны внутри хронов Брюнес и Матуяма
 Заштрихованы – интервалы прямой полярности, не заштрихованы – интервалы обратной полярности

нен приблизительно по литолого-стратиграфическим данным, скоррелированным с изотопно-кислородной кривой, около 600 тыс. лет. Зная возрастное положение экскурса, можно вести его поиски в других разрезах и использовать в качестве репера для расчленения и корреляции плейстоценовых отложений.

Наиболее важным репером при корреляции плиоцен-плейстоценовых отложений является изохронный уровень 0,73 (0,78) млн лет – граница палеомагнитных хронов Матуяма–Брюнес. Однако изложенные материалы показывают, что этот рубеж значительно “скользит” в ледниковой и неледниковой зонах Русской равнины. Так, на Верхнем Дону, в области нижнеплейстоценового (донского) оледенения, он фиксируется над петропавловской свитой. Это согласуется и с имеющимися микротермологическими данными: в стратиграфическом интервале от петропавловского горизонта до донского выделены четыре эволюционных уровня тираспольских териофаун (Агаджанян, 1992). В неледниковой зоне инверсия проходит либо в донском лёссе (в верхней или средней его части), либо под одной (двумя) погребенными почвами, залегающими ниже лёсса. Оснований для пересмотра палео-

магнитных исследований нет. По-видимому, различная трактовка горизонтов лёссов и погребенных почв может быть главной причиной, определяющей интерпретацию палеомагнитных данных как в конкретных разрезах, так и в сводных магнитостратиграфических схемах.

Палеомагнетизм в фундаментальной основе не претерпел существенных изменений. Однако в настоящее время этот метод корреляции палеогеографических событий значительно усовершенствовался: более изучены магнитные свойства лёссов и погребенных почв, происхождение намагниченности лёссово-почвенной формации, полнее и точнее проводится компонентный анализ намагниченности. Палеомагнитные данные прошлых лет следует анализировать критически, хотя они не потеряли своего первоначального значения. Эти данные создали определенный "фундамент", выявили много сложных и интересных с научной точки зрения вопросов. Для поиска их решения необходимы новые детальные палеомагнитные исследования.

Одно из наиболее перспективных направлений палеомагнитных исследований – поиски и детальное изучение морфологии геомагнитных экскурсов хрона Брюнес в целях идентификации последних и использования их для расчленения плейстоценовых отложений. В.А. Зубаков (1986) за последние 1,2 млн лет отмечает не менее 10 сложных геомагнитных событий. Г.А. Пospelова (1989) в хроне Брюнес выделяет 12 экскурсов. Эти данные, представленные на рис. 5, согласуются с материалами А. Харленда и других исследователей (1990). К сожалению, работ по детальному изучению тонкой структуры геомагнитного поля хрона Брюнес, особенно нижней его части (нижнего плейстоцена), пока немного. Этот интереснейший и один из наиболее сложных аспектов палеомагнетизма разрабатывается.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена Центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.

Болиховская Н.П. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 268 с.

Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наук. думка, 1968. 238 с.

Веклич М.Ф. Палеозапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 191 с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Тимирева С.Н. Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 140 с.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 5–19.

Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А. и др. Положение границы эпох геомагнитной полярности Матуяма–Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1147–1150.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973а. С. 48–70.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Корреляция континентальных и морских отложений в Северном Приазовье при помощи палеомагнитного метода // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Недра, 1973б. С. 23–27.

Величко А.А., Певзнер М.А., Печи М. Положение границы Брюнес–Матуяма в лёссово-почвенных комплексах и лиманно-морских отложениях юга Русской равнины и Паннонской низменности // Материалы IX конф. по вопр. постоян. геомагнит. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973в. Ч. 3. С. 11.

Величко А.А., Светлицкая Т.В. Палеомагнитные реперы позднего плейстоцена центра Русской равнины // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 2. С. 444–448.

Вигилианская Л.И., Дудкин В.П. Режим геомагнитного поля в плейстоцене // Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Киев: Наук. думка, 1982. С. 6–11.

Вирина Е.И., Ударцев В.П. Палеомагнитная стратиграфия лёссово-почвенных отложений Предкавказья // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия, экология: Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. Таллинн, 1990. Т. 1. С. 19–20.

Вирина Е.И., Ударцев В.П. К проблеме палеомагнитной стратиграфии лёссовой формации Восточной Европы // Корреляция палеогеографических событий – материк–шельф–океан. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 176–183.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.

Зубаков В.А., Писаревский С.А., Богатина Н.В. О стратиграфическом положении зон обратной и аномальной полярности ортомагнетема Брюнес в опорных разрезах плейстоцена Керчь-Таманского района // Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Киев: Наук. думка, 1982. С. 50–56.

Петрова Г.Н., Поспелова Г.А. Экскурсы и инверсии – два различных типа изменений геомагнитного поля // Тез. докл. IV Всесоюз. съезда по геомагнетизму. Владимир; Суздаль, 1991. Ч. 2. С. 43–44.

Поспелова Г.А. Экскурсы – магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 138–143.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных отложений Южного Приднестровья // Геофизический сборник АН УССР. Киев: Наук. думка, 1972. Вып. 47. С. 55–56.

Поспелова Г.А., Семенов В.В., Шаронова З.В., Миронов Т.В. Раннеплейстоценовый экскурс геомагнитного поля в субэаральных отложениях Верхнего Дона // Докл. РАН. 1997. Т. 355, № 1. С. 106–110.

Поспелова Г.А., Шаронова З.В., Гольберт Г.А. Палеомагнитная характеристика пород верхнего кайнозоя опорного разреза Погреба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 11. С. 70–80.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.

Руководство по изучению новейших отложений: (Сопряженный анализ новейших отложений). М.: Изд-во МГУ, 1987. 309 с.

Семенов В.В. Палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых отложений Окско-Донской равнины // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Кишинев, 1986. С. 43–44.

Семенов В.В. Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов России // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГИН РАН, 1995. С. 215.

Третьяк А.Н. Палеомагнетизм позднечетвертичных и четвертичных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1967. С. 4–17.

Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. С. 7–23.

Третьяк А.Н., Волок З.Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных осадочных толщ Украины. Киев: Наук. думка, 1976. 86 с.

Третьяк А.Н., Волок З.Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Приднестровья и юго-запада Молдавии // Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Киев: Наук. думка, 1982. С. 31–47.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A. et al. A geologic time scale, 1989. Cambridge: Univ. press, 1990. 264 p.

ABSTRACT

The work analyzes and summarizes known data on paleomagnetism of loess formation of the Russian Plain. New data on the Upper Don loess-soil deposits are considered. Excursions are one of the most important elements of the Earth magnetic field. They can be used as high-resolution time marks in various earth sciences.

УДК 551.791(924.83)

С.А. СЫЧЕВА, О.А. ЧИЧАГОВА

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Хроностратиграфия голоцена традиционно решается на основе палинологического и радиоуглеродного исследования отложений рек, озер и болот. На Среднерусской возвышенности повсеместно распространены транзитно-аккумулятивные ландшафты – склоны, ложбины, лощины, балки, малые реки, которые накапливают и хранят информацию об истории развития природы в голоцене. В отличие от замкнутых форм (болот и озер), встречающихся редко, открытые – лощины, балки и особенно склоны являются в отдельные периоды не только аккумулятивными, но и транзитными и даже элювиальными ландшафтами. В деструктивные фазы развития происходит, помимо разрушения накопившихся осадков, их одновременный перенос и преобразование в новые типы. Вследствие этого радиоуглеродный профиль сходных по генезису отложений имеет различный характер: то он растягивается, то сжимается, т.е. появляются значительные по времени пробелы. Строение приповерхностных отложений линейных открытых форм изменяется как по поперечному, так и по продольному профилю, отражая два направления перемещения мелкозема – по склонам к днищу форм и по тальвегу от верховий к низовьям балок и далее в принимающий бассейн – пойму реки. Эта особенность делает необходимым выполнение исследования балочных отложений в разных поперечных срезах методом катен, заложенных на основных участках продольного профиля: в верховье, в средней части, в низовье, в конусе выноса балки. Для полноты представления о пути перемещения материала необходимо исследование всего водосбора, анализ строения плакорных почв (вероятная зона наименьшей эрозии), голоценовых склоновых отложений (верхнего звена эрозионной сети), балочных осадков по продольному профилю, а также пойменных наносов (нижнего звена). Реально изучить строение склоновых, балочных и пойменных пород в одном водосборном бассейне сложно, поэтому следует проводить исследования отложений в нескольких балочных и лощинных системах.

Главный ключевой участок – водосбор балок Любаж и Сеновая бассейна среднего течения р. Тускарь у с. Жерновец Курской области (рис. 1 и 2). Он охарактеризован разрезами: Шумская – водораздел (254 м над уровнем моря), Любаж – балочный склон северной экспозиции, Сеновая – балочная терраса в средней части продольного профиля, Жерновец – высокая пойма р. Тускарь. Его дополняют разрезы (см. рис. 2): Михайловский карьер – лощина (верхняя часть продольного профиля), Десятый Лог – балочная терраса (верхняя треть продольного профиля). Таким образом, изучено строение склоново-балочных отложений в трех сечениях: по вертикали – в разрезах, по поперечному профилю – в катенах и по продольному профилю – по тальвегу.

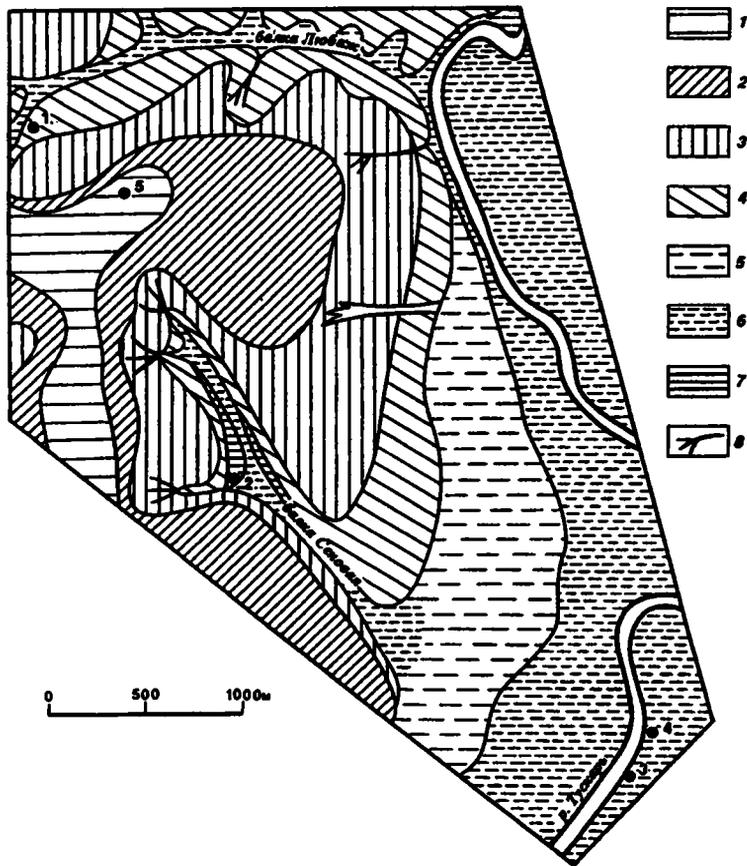


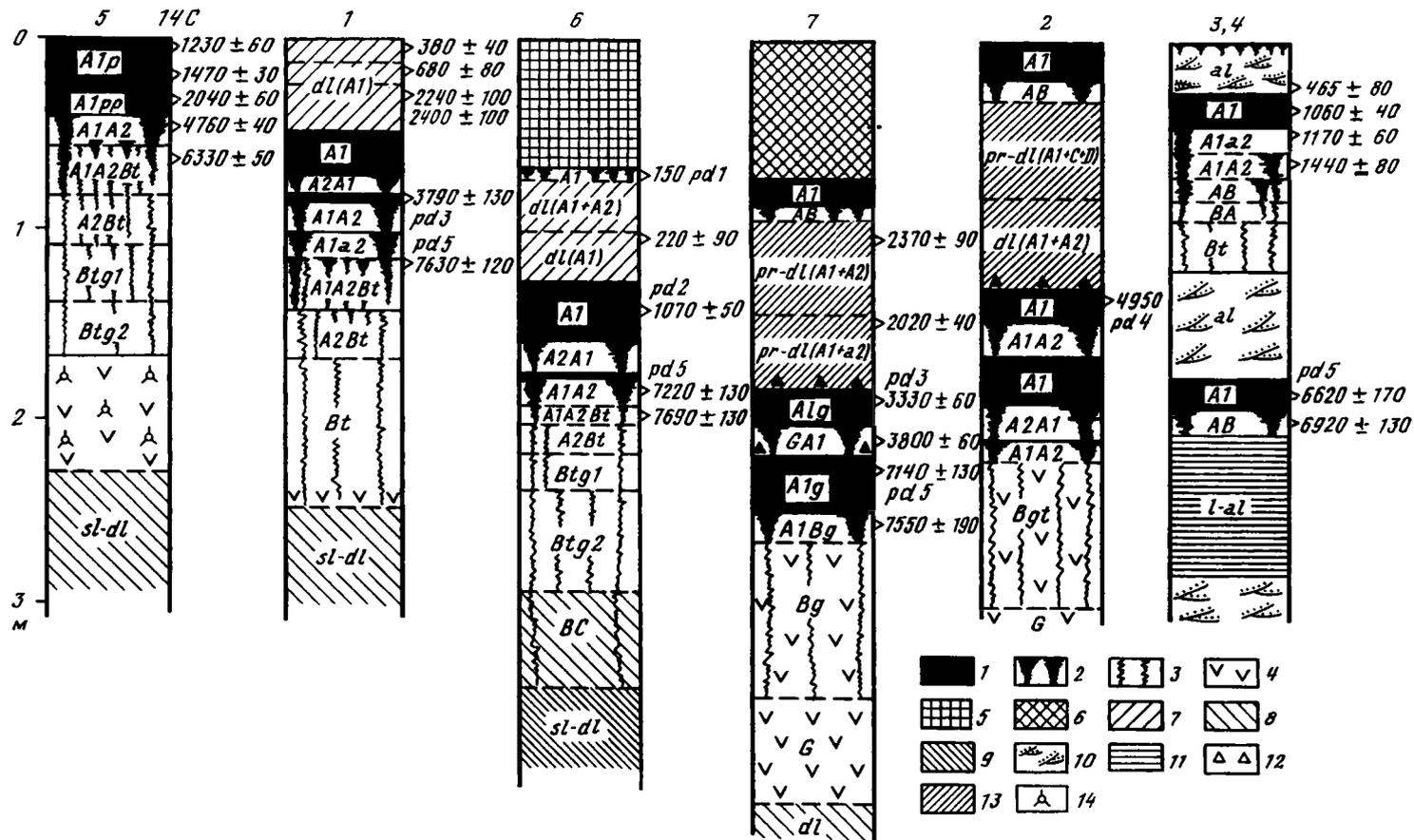
Рис. 1. Основной район исследования – водосбор балок Любаз, Сеновая и р. Тускарь

1 – водораздел, 2 – приводораздельный склон крутизной 3–5°, 3 – то же, крутизной 5–8°, 4 – долинный и балочные склоны, 5 – подножье склона и конуса выноса балок, 6 – пойма р. Тускарь и днища балок, 7 – аккумулятивная балочная терраса, 8 – овраги; разрезы: 1 – Любаз, 2 – Сеновая, 3, 4 – Жерновец, 5 – Шумская, 6 – Михайловский карьер, 7 – Десятый Лог (см. рис. 2)

На водоразделах данного района на валдайском лёссовидном суглинке развиты темно-серые лесные почвы, изученные в разрезе Шумская (см. рис. 2). Проведенное радиоуглеродное датирование гуминовых кислот, выделенных из образцов различных почвенных горизонтов, показало неравномерное удревнение их дат вниз по профилю: $A1p-A1pp-A1A2-A1A2Bt-A2Bt-Btg-Bcag$ (см. таблицу).

Радиоуглеродный возраст нижней части гумусового профиля относится к атлантическому периоду голоцена, средней части – к рубежу атлантического и суббореального периодов, плужной подошвы – к началу субатлантического, пахотного горизонта – к его середине. Следует отметить удревнение C^{14} -возраста гумуса гор. $A1p$ из-за припахивания материала более древнего горизонта плужной подошвы. Также вероятно некоторое омоложение возраста гумуса гор. $A1A2Bt$ вследствие длительной истории формирования радиоуглеродного профиля темно-серых лесных почв.

В разрезе Любаз (балочный склон северной части) развиты две погребенные почвы, перекрытые гумусированным делювием, мощностью 50–70 см (см. рис. 2). Профили почв вверху несколько денудированы, разделяются также делювиальными суглинками, но менее гумусированными и однородными, чем приповерхност-



ные. Радиоуглеродному исследованию были подвергнуты образцы из нижних и средних частей гумусовых профилей почв и перекрывающего делювия. Нижняя погребенная почва – серая лесная оглеенная, – имеет C^{14} -возраст гор. $A1A2Bt$, относящийся к началу атлантического периода – $AT1$ (см. таблицу). Верхняя – луговая лесная почва развивалась в суббореальный период $SB2$ (3790 ± 130 л.н.). Приповерхностный делювий по морфологии и возрасту можно разделить на два слоя: нижний более плотный и менее гумусированный относится к субатлантическому периоду $SA1$ (2240 ± 40 и 2440 ± 100 л.н.), верхний – к $SA3$ (680 ± 80 и 380 ± 40) (см. таблицу).

Лощина, вскрытая в Михайловском карьере, образована в валдайское позднеледниковье. Она унаследована от более крупной микулинской погребенной балки (рис. 3). На ее склонах и в днище развиты две погребенные почвы, перекрытые гумусированным слоистым аллюво-делювием. C^{14} -возраст гор. $A1A2$ нижней из них в днище лощины и гор. $A1A2Bt$ на склоне соответствует раннеатлантическому периоду (см. таблицу и рис. 2). Радиоуглеродный возраст гор. $A1$ верхней почвы относится к субатлантическому периоду $SA2$. Перекрывающий делювий сформировался за последние 200 лет ($SA3$). Слабовыраженный гор. $A1$ поверхностной почвы имеет C^{14} -возраст 150 лет. Десятый Лог заложен в валдайское позднеледниковье и унаследован от более крупной микулинской депрессии (см. рис. 2). В голоцене был полузаполнен почвенно-делювиальными отложениями и прорезан донным глубоким оврагом, вероятно имеющим антропогенное происхождение. В разрезе вновь образовавшейся балочной террасы вскрываются две погребенные почвы, перекрытые пролювиально-делювиальным суглинком, на котором сформирована слабо развитая дерновая почва. Нижняя погребенная почва – луговая глееватая – имеет следующие C^{14} -возрасты: гор. $A1g$ 7140 ± 70 л.н., гор. $A1Bg$ 7550 ± 130 л.н. – относится к раннеатлантическому периоду. Непосредственно над этой почвой, на более молодом наносе, развита суббореальная луговая глеевая почва C^{14} -возраста гор. $A1g$ 3330 ± 60 л.н., гор. $GA1$ 3795 ± 60 л.н. В перекрывающем делюво-пролювии отмечена небольшая инверсия дат, что хорошо согласуется с генезисом данного типа отложений. В образовании делювия участвует переотложенный в результате почвенной (плоскостной) эрозии материал из верхних гумусированных горизонтов. В образовании пролювия основная роль принадлежит процессам овражной или линейной эрозии, и поэтому его материал неоднородный, с включением мелкозема более древних слоев. Следовательно, можно ожидать столь же неоднородный (инверсионный) радиоуглеродный профиль для делювиально-пролювиальных отложений.

Балка Сеновая, вероятно, унаследована от крупной микулинской балочной системы, по морфологическому строению сходна с Десятым Логом, но имеет значительно больший водосбор. Изучен разрез балочной террасы в средней части продольного профиля балки (см. рис. 2). В основании разреза на тяжелом валдайском делювиальном суглинке развита серая лесная оглеенная почва с профилем $A1A2-ABt-g-Bt-g-G$, сходная с раннеатлантической почвой разрезов Любаз, Михайловский карьер, Десятый Лог. Выше залегает темно-серая лесная почва с профилями $A1-A1A2-B(A2A1)t$, иллювиальный горизонт которой наложен на гумусово-элювиальный горизонт нижней почвы. C^{14} -возраст (4950 ± 80 л.н.) гуминовых кислот, выделенных из образца гор. $A1$ верхней почвы, относится к концу атлантического периода ($AT3$) – к главному термическому оптимуму голоцена (Климанов, 1994; Климанов, Клименко, 1995).

Рис. 2. Строение голоценовых отложений Среднерусской возвышенности (см. рис. 1)

1 – гумусовые горизонты голоценовых почв, 2 – переходные гумусовые, в том числе гумусово-элювиальные горизонты, 3 – иллювиальные горизонты, 4 – оглеенные горизонты, 5 – техногенный нанос, 6 – культурный слой XX в., 7 – делювиальные, пролювиальные гумусированные суглинки второй половины голоцена, 8 – делювиальные, солифлюкционные суглинки валдайского позднеледниковья, 9 – то же московского позднеледниковья, 10 – аллювиальные слоистые пески и супеси, 11 – старично-озерные глины, 12 – нахождение углей, 13 – поздневалдайские и раннеголоценовые делювиальные, пролювиальные суглинки, 14 – микроорштитейны

**Радиоуглеродный возраст голоценовых почв и отложений
Среднерусской возвышенности**

Разрез и образец	Геоморфологическое положение	Глубина образца, см	Индекс, горизонт почвы	C ¹⁴ -возраст, л.н.	Лабораторный индекс	Период голоцена
Шумская	Водораздел	0-10	<i>A1p</i>	1230±60	ИГАН-1617	
		10-20	<i>A1p</i>	1470±30	ИГАН-1618	
		20-30	<i>A1pp</i>	2040±60	ИГАН-880	
		30-45	<i>A1A2</i>	4760±40	ИГАН-1244	
		45-58	<i>A1A2Bt</i>	6330±50	ИГАН-1243	
Любаз	Склонэкспозиции	0-10	<i>d1</i>	380±40	ИГАН-1550	SA3
		10-20	<i>d1</i>	680±80	ИГАН-881	SA3
		25-40	<i>d1</i>	2440±100	ИГАН-859	SA1
		30	<i>d1</i>	2240±100	ИГАН-489	SA1
		90	<i>pd3, A1A2</i>	3790±130	ИГАН-488	SB2
		115-130	<i>pd5, A1A2Bt</i>	7630±120	ИГАН-1246	AT1
Михайловский карьер	Днище лощины	100	<i>d1</i>	220±90	ИГАН-827	SA3
		150	<i>pd2, A1</i>	1070±50	ИГАН-824	SA3
		200	<i>pd5, A1A2</i>	7220±130	ИГАН-821	AT1
86-1						
86-2	Склонлощины	70-75	<i>pd1, A1</i>	150	ИГАН-825	SB3
		135	<i>pd5, A1A2</i>	7690±130	ИГАН-856	AT1
Десятый Лог	Балочная терраса	100-110	<i>pr-d1</i>	2370±90	ИГАН-1622	SA1
		140-150	<i>pr-d1</i>	2020±40	ИГАН-1621	SA1
		190-200	<i>pd3, A1g</i>	3330±60	ИГАН-1620	SB2
		210-230	<i>pd3, GA1</i>	3795±60	ИГАН-1619	SB2
		230-240	<i>pd5, A1g</i>	7140±40	ИГАН-1618	AT1
		250-260	<i>pd5, ABg</i>	7550±130	ИГАН-1614	AT1
Сеновая	Балочная терраса	135-145	<i>pd4, A1</i>	4950±80	ИГАН-491	AT3
Жерновец	Высокая пойма р. Тускарь	30-40	<i>a1</i>	480±50	ИГАН-483	SA3
		40-50	<i>pd2, A1</i>	1170±60	ИГАН-861	SA2
3-82		183-203	<i>pd5, A1B</i>	6970±130	ИГАН-858	AT1
4-86		45-67	<i>pd2, A1</i>	1060±40	ИГАН-863	SA2
		67-83	<i>pd2, A1A2</i>	1440±80	ИГАН-857	SA2
		117-127	<i>pd5, A1</i>	6620±170	ИГАН-861	AT1

Отложения высокой поймы р. Тускарь были подвергнуты радиоуглеродному исследованию в двух разрезах (см. рис. 2). В их строении отмечаются две погребенные почвы, перекрытые пойменными осадками. Нижняя почва – луговая с профилем *A1-Bg* – раннеатлантическая: 6620±170 и 6970±130 л.н. (см. таблицу). Верхняя – сложного генезиса: с профилем серой лесной почвы совмещен профиль луговой. Гумусовый профиль последней соответствует возрастам 1060±40 (гор. *A1*), 1440±80 (гор. *A1A2*) из одного разреза и 1170±60 (гор. *A1*) – из другого. Результаты показывают, что почва луговой фазы формировалась в середине субатлантического периода.

Анализ продольного профиля склоново-балочно-долинной системы выявил значительную неоднородность строения и разновозрастность составляющих отложений и почв (рис. 4). Во всех аккумулятивных ландшафтах водосборного бассейна – от склонов и лощин до низовий балок и пойм рек – на поздневалдайских солифлюкционно-делювиальных, раннеголоценовых пролювиально-делювиальных и

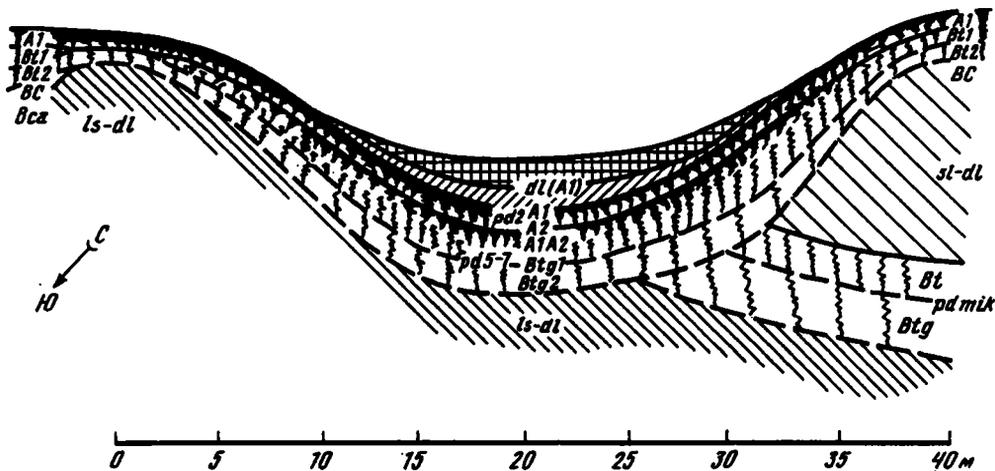


Рис. 3. Лощина в Михайловском карьере
Условные обозначения см. на рис. 2

аллювиальных суглинках развита погребенная почва лугово-лесного или лугового генезиса с профилем $A1A2-Btg-Bg-G$ или $A1g-ABg-Bg-G$, мощностью 1,5–2 м (см. рис. 2, 3). Она залегает в каждой балочной системе *in situ* и прослеживается как стратиграфически выдержанный горизонт. Почва характеризует первый и основной этап стабилизации рельефообразующих процессов на склонах и днищах балок и главный этап развития почв в аккумулятивных ландшафтах в голоцене. Фациальный аналог почвы отмечается в отложениях высокой поймы, где он также венчает несколько серий русловых песков и пойменных суглинков и глин и отражает период замедления флювиальных процессов вплоть до формирования на пойме почв лугового генезиса.

Радиоуглеродный возраст почв этого этапа почвообразования в балках 7690–7540 л.н. для гор. AB и $A1A2$ и 7220–7140 л.н. для гор. $A1$. В пойменных отложениях р. Тускарь C^{14} -возраст горизонтов этой почвы 6970–6620 л.н. (см. таблицу). Аналоги этой почвы описаны другими специалистами для пойменных осадков малых и средних рек бассейнов Волги, Дона и других (Александровский, 1984; Курбанова, Бутаков, 1991; Спиридонова, 1991; Шевырев и др., 1987). Удивительное сходство возрастов (около 7700–7100 л.н.) позволяет говорить об этапе стабилизации в этот период геоморфологических систем умеренного пояса от водораздела до пойм, т.е. об устойчивости всего водосбора. Для развития почв лугово-лесного генезиса (серых лесных) такой мощности профиля с четкой дифференциацией на горизонты требуется не менее 2,5 тыс. лет (Ахтырцев, 1992; Геннадиев, 1990). Следовательно, этап устойчивого почвообразования на склонах и в балках Среднерусской возвышенности приходится на бореальный и, возможно, пребореальный периоды, а также на начало атлантического периода голоцена (10,3–7,2 тыс. лет).

На поймах рек этот период был менее продолжительным, так как для развития луговой почвы мощностью около 50 см требуется меньший промежуток времени – 500–1000 лет (Геннадиев, 1990), и он приходится в основном на первую треть атлантического периода (7700–6700 л.н.).

Раннеатлантическая почва ($pd5$) перекрыта в балках сложной толщей почвенно-делювиальных отложений, которую можно разделить на две пачки – верхнюю и нижнюю. Нижняя представлена одной–тремя погребенными почвами ($pd4$, $pd3$, $pd2$), разделенными делювиальными слоями, переработанными почвообразованием *in situ*. Верхняя пачка – это более неоднородные делювиальные (плоскостная

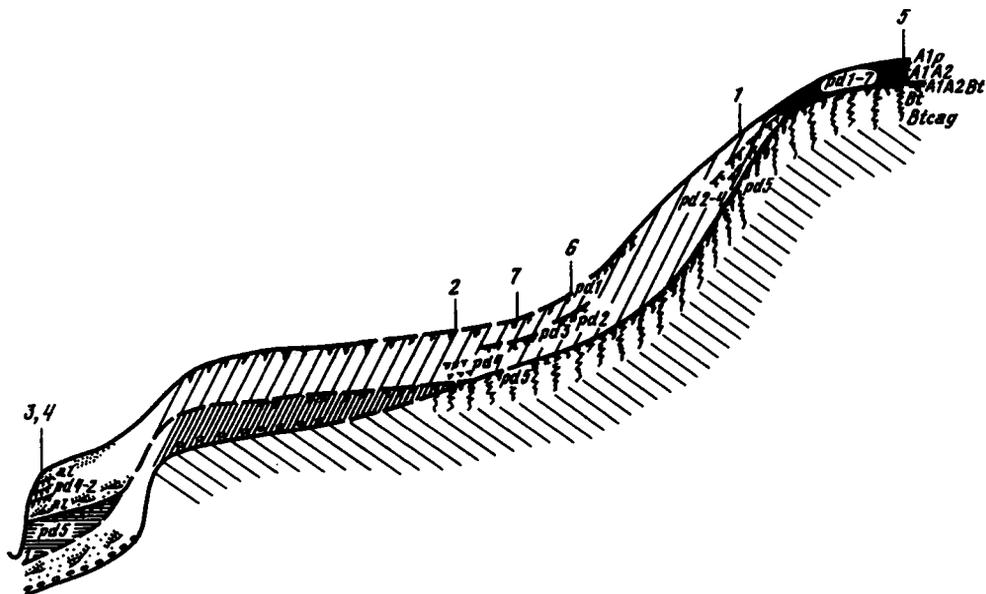


Рис. 4. Изменение стратиграфии голоценовых отложений по продольному профилю склоново-балочно-долинной системы

Цифрами обозначены номера изученных разрезов: 1 – Любазж, 2 – Сеновая, 3, 4 – Жерновец, 5 – Шумская, 6 – Михайловский карьер, 7 – Десятый Лог

Условные обозначения см. на рис. 2

эрозия), пролювиальные (линейная эрозия) и аллювиальные отложения (перемыв ранее накопившихся осадков временными водными потоками), на которых формируется почва современного этапа почвообразования (*pd1*).

Стратиграфия склоново-балочных отложений варьирует как по поперечному, так и по продольному профилю даже в пределах одной балочной системы, что значительно усложняет интерпретацию полученных данных и делает ее невозможной без применения радиоуглеродного датирования (см. рис. 3). В средней части продольного профиля (разрез Сеновая) отмечена почва (*pd4*) позднеатлантического возраста – 4950 ± 80 л.н. Выше по тальвегу, в разрезах Десятый Лог и Любазж, развита почва (*pd3*) суббореального возраста – 3330 ± 60 , 3795 ± 60 , 3790 ± 130 л.н. В лоцинной сети (Михайловский карьер) появляется почва (*pd2*) субатлантического возраста – 1070 ± 50 л.н. (см. таблицу).

В разрезах высокой поймы р. Тускарь раннеатлантическая почва погребена под пойменными песчано-суглинистыми отложениями, накопившимися вследствие усиления флювиальной деятельности. Возобновление паводкового режима реки, вероятно, было связано с повышением увлажненности климата в начале суббореального периода (Серебрянная, Ильвес, 1973; Спиридонова, 1991). Последующее изменение климата в среднем суббореале в сторону сильного иссушения повлекло за собой значительное усиление эрозии в бассейне. Почвенно-делювиальные отложения средне- и позднеатлантического периодов были смыты и сохранились лишь частично в средней части продольного профиля балочных систем (Сеновая и др.). Следы их – в виде мало переработанного рекой пролюво-аллювия – откладывались на пойме и послужили материнской породой для верхней погребенной почвы с профилем *A1-A1A2-A1A2Bg-Bg*, сходной с серыми лесными. Большая мощность профиля, его хорошая проработка почвенными процессами и близость генезиса к зональному типу почв подтверждают значительную длительность преобладания почвообразования над пойменным

осадконакоплением. Начало развития этой почвы довольно четко устанавливается по заселению человеком высокой поймы в среднебронзовый век (2 тыс. лет до н.э.). К сложному гумусовому профилю почвы приурочены культурные слои поселений, относящиеся к эпохе средней бронзы, раннего железного века (?), раннего средневековья (VIII–IX вв.), Киевской Руси (XI–XII вв.) (Сычева, Узянов, 1987; Сычева и др., 1988). C^{14} -возраст гуминовых кислот из верхней части гор. А1 этой почвы – 1040–1170 л.н. (разрезы Жерновец, см. рис. 2) согласуется с археологическим возрастом связанного с ней культурного слоя поселения ранних славян (Сычева, Узянов, 1987). Таким образом, верхняя погребенная почва формировалась длительное время – от средней бронзы до раннего средневековья (малого климатического оптимума $pd3+pd2$) – и была погребена за последние 500–200 лет под наилком мощностью 0,5–2 м (Курбанова, Бутаков, 1991; Сычева и др., 1992).

Верхняя пачка склоново-балочных отложений, перекрывающих разновозрастные почвы или серию почвенных профилей, сформированных *in situ*, сложена неоднородными слоистыми суглинками и супесями мощностью 0,5–2 м и более. Они образованы из переотложенных горизонтов склоновых почв, залегающих инверсионно. Так, в нижней части этой пачки преобладает материал гор. А1. Выше по разрезу появляются элювиальные, затем иллювиальные отложения и даже горизонты почвообразующих пород. Там, где коренные породы залегают близко от поверхности (Сеновая), появляется гравий меловых опок и мергелей.

Усиление рельефообразующих процессов в бассейнах за счет как линейной, так и плоскостной эрозии происходило в голоцене при похолодании и увлажнении или сильном иссушении, а также при возобновлении неотектонических подвижек (Шевырев и др., 1987). Такие эпизоды возникали во второй половине голоцена и датировались 4500–4000, 2500–2000, 600–150 л.н.

Возраст делювиально-пролювиальных отложений в разрезе Сеновая проблематичен, но, возможно, близок к периоду 4500–4000 л.н., так как они погребают позднеатлантическую почву C^{14} -возраста – 4950 ± 80 л.н. и сложены намытым материалом горизонтов этой почвы (Сычева и др., 1992).

Данные по C^{14} для гуминовых кислот отложений сходного характера в разрезах Десятый Лог и Любаз значительно моложе, возраст ухудшения их природных условий в голоцене 2500–2000 л.н. Последний этап образования делювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений в балках и на склонах приурочен к малому ледниковому периоду голоцена (220 ± 90 , 380 ± 80 , 680 ± 40 л.н.) с присущим ему ухудшением природно-климатических условий.

Вторая причина усиления эрозионно-аккумулятивных процессов как в бассейнах, так и в долинах рек, несомненно, сведение человеком лесов и распашка почв. Наиболее достоверная дата появления пашенного земледелия в лесостепях Среднерусской возвышенности – ранний железный век (2800–2000 л.н.), особое негативное воздействие на почвы было отмечено в XVII–XIX вв. при освоении Дикого Поля и после отмены крепостного права (Сычева, 1990). Антропогенный фактор усиления эрозии, таким образом, наложился на природную тенденцию этого процесса и значительно увеличил ее. Результат – повсеместное накопление гумусированного аллюво-делювия на склонах, в днищах ложбинно-балочной сети и на поймах рек. Однако за последние 150–100 лет в отдельных аккумулятивных ландшафтах лесостепи Среднерусской возвышенности происходит спад осадконакопления и образование луговых почв на молодых наносах.

Таким образом, в голоцене, начиная с раннеатлантического возраста, чередовались фазы усиления рельефообразования на склонах и в долинно-балочной сети и фазы затухания эрозии и развития почв в аккумулятивных ландшафтах лесостепи Среднерусской возвышенности.

ВЫВОДЫ

1. В период голоцена в склоновых, балочных, пойменных отложениях Среднерусской возвышенности выделены четыре разновозрастные погребенные почвы со следующими радиоуглеродными возрастами: раннеатлантическая (*pd5*) 6620–7690 л.н., позднеатлантическая (*pd4*) 4950 л.н., суббореальная (*pd3*) 3330–3800 л.н., субатлантическая (*pd2*) 1060–1440 л.н. и поверхностная (*pd1*) 150 лет.

2. Наиболее часто встречаются почвы раннеатлантическая (*pd5*), суббореальная (*pd3*) и субатлантическая (*pd2*), отражающие три наиболее длительных этапа стабилизации геоморфологических систем – от склонов и днищ ложин до пойм. Они образовались в наиболее теплые сухие и влажные периоды для склонов и балок и в теплые сухие – для пойм. Перечисленные почвы с данными радиоуглеродного анализа могут служить стратиграфическими реперами при расчленении голоценовых отложений лесостепи Русской равнины и их корреляции с другими регионами.

3. Погребенные почвы чередуются с делювиально-пролювиальными и аллювиальными слоями, что свидетельствует о неоднократной смене этапов стабилизации рельефа этапами усиления эрозионно-аккумулятивных процессов как в бассейнах, так и в долинах рек. Однако они проявлялись несколько асинхронно. В наиболее влажные теплые и холодные периоды голоцена возрастала активность аллювиальных процессов, связанная с русловой или пойменной аккумуляцией. В сухие холодные периоды голоцена усиливались эрозионно-аккумулятивные процессы в междуречьях. В целом природная эрозия увеличивалась в неблагоприятные периоды для произрастания растительности и почвообразования – холодные влажные на поймах и холодные сухие в бассейнах.

4. Максимальная интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов была связана с деятельностью человека (сведением лесов и распашкой склонов) начиная с раннего железного века (около 2500 л.н.), совпавшего с периодом ухудшения природных условий при переходе к субатлантическому периоду. Катастрофические последствия эрозионно-аккумулятивных процессов на Среднерусской возвышенности и в целом в мире отмечались 100–300 л.н., т.е. в конце малого ледникового периода (XVII–XIX вв.). Последние 100–150 лет эрозионные процессы как в междуречьях, так и в долинах, проходят в замедленном темпе и подавляются почвообразованием.

ЛИТЕРАТУРА

Александровский А.Л. Палеопочвы голоцена в районе Ростова-Ярославского // Археология и палеогеография мезолита и неолита. М.: Наука, 1984. С. 109–114.

Ахтырцев Б.П. К истории формирования серых лесных почв Среднерусской лесостепи // Почвоведение. 1992. № 3. С. 5–18.

Геннадиев А.Н. Почвы и время. М.: Наука, 1990. 220 с.

Климанов В.А. Особенности изменения климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 1. С. 58–62.

Климанов В.А., Клименко В.В. Колебания температуры в климатических оптимумах голоцена и плейстоцене // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 2. С. 242–245.

Курбанова С.Г., Бутаков Г.П. Развитие ландшафтов на востоке Русской равнины в голоцене // Историческая география ландшафтов: Теоретические проблемы и региональные исследования. Петрозаводск: ГО СССР, 1991. С. 143–144.

Серебрянная Т.А., Ильвес Э.О. Последний лесной этап в развитии Среднерусской возвышенности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 2. С. 23–32.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука, 1991. 222 с.

Сычева С.А. О взаимосвязи общества и природы Центральной лесостепи Русской равнины в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 1. С. 86–96.

Сычева С.А., Узянов А.А. История антропогенного влияния на природу Курского Посеймья // Антропогенная эволюция геосистем и их компонентов. М.: ИГАН СССР, 1987. С. 105–120.

Сычева С.А., Узянов А.А., Гайворон Т.Д. Динамика заселения Потускарья на сельскохозяйственном этапе его освоения // Временная организованность геосистем. М.: ИГАН СССР, 1988. С. 234–243.

Сычева С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 34–40.

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. 1987. Вып. 56. С. 45–64.

ABSTRACT

Fist the holocene slope, beam and valey deposits of Middle Russian height were breaked up on the basis of wide radio-carbon reseach. The six bureid soils were distingished in middle and late holocene. They divide the proluvial, deluvial and alluvial deposits. In holocene the soils are meeting most often: early atlantic (7690–6620 yeas ago), subboreal (3800–3330 yeas ago) and subatlantic (1440–1060 yeas ago). The soils are forming in long (about 1000 yeas) phases of the stabilization of relieforming processes. Alluvial, proluvial, deluvial and other deposits were accumulated in the phases of morpholitogenetical activion. The structure of the beam deposits is unhomogeneous along diametrical and longitudinal profiles. Therefore the most comlete stratiphical scheme of holocene deposits on heights can getten with the study of the whole drainage-basin of the valley-bream sistem.

УДК 551.79

Ф.А. ЩЕРБАКОВ, Ю.А. ПАВЛИДИС, А.С. ИОНИН, Н.Н. ДУНАЕВ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЛЕДОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ГЛЯЦИАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

К настоящему времени накоплен обширный материал по четвертичной палеогеографии и литогенезу в пределах гляциального шельфа. В 90-е годы появились новые обобщения в виде карт на соответствующие возрастные срезы (Лаврушин и др., 1993), монографии (Самойлович и др., 1993) и публикации многих специалистов, в том числе и авторов данной статьи. Все это позволило нам создать классификацию главных обстановок и типов ледовой седиментации, особенно наглядно реализовавшихся на западноарктическом шельфе в позднем плейстоцене и голоцене. Логично полагать, что эти материалы можно считать эталоном и для предшествующих этапов истории плейстоцена.

В данной работе в качестве примера гляциальных шельфов рассматриваются области Баренцева, Печорского и Карского морей, дно которых в той или иной степени подвергалось разным типам оледенения в плейстоцене. Авторы выделяют четыре типа связанных со льдом обстановок осадконакопления и соответствующих отложений, которые имели место в периоды валдайских ледниковий, и один тип, характерный для периодов потепления: микулинского межледниковья, средневалдайского интерстадиала и голоцена (рис. 1). Первый тип (рис. 1,А) связан с существованием и действием в пределах нынешнего шельфа тех частей покровных материковых ледников, которые во время гляциоэвстагических регрессий океана в плейстоцене распространялись на области шельфа, прилегающие к Скандинавскому, Новоземельскому и Шпицбергенскому щитам. На определенном расстоянии от этих центров материковый ледник переходил в шельфовый, "всплывая" подобно тому, как это имеет место сейчас в море Уэдделла в Антарктиде. Эта зона или граница, в основном поздневалдайских ледников, ныне фиксируется на шельфе, прежде всего Баренцева моря, в виде специфических конечно-моренных образований, закартированных при сейсмоакустическом и эхолотном профилировании (Дунаев и др., 1989; Павлидис и др., 1993).

На основании данных, полученных с помощью параметрического профилографа "Парасаунд", нами установлено присутствие в рельефе четко выраженных моренных напорных гряд вдоль Мурманского побережья Кольского полуострова, на западном склоне структурного поднятия Адмиралтейского вала, а также боковых морен, окаймляющих подводные троговые долины-фиорды на приновоземельских участках шельфа Баренцева и Карского морей. Аккумулятивная деятельность ледниковых покровов и выводных ледников, проникавших на шельф в условиях глубокой регрессии океана в позднем плейстоцене, нашла отражение в заполнении, ныне подводных, троговых долин осадочными толщами стадийных и напорных морен, а также слоем гляциально-морских осадков.

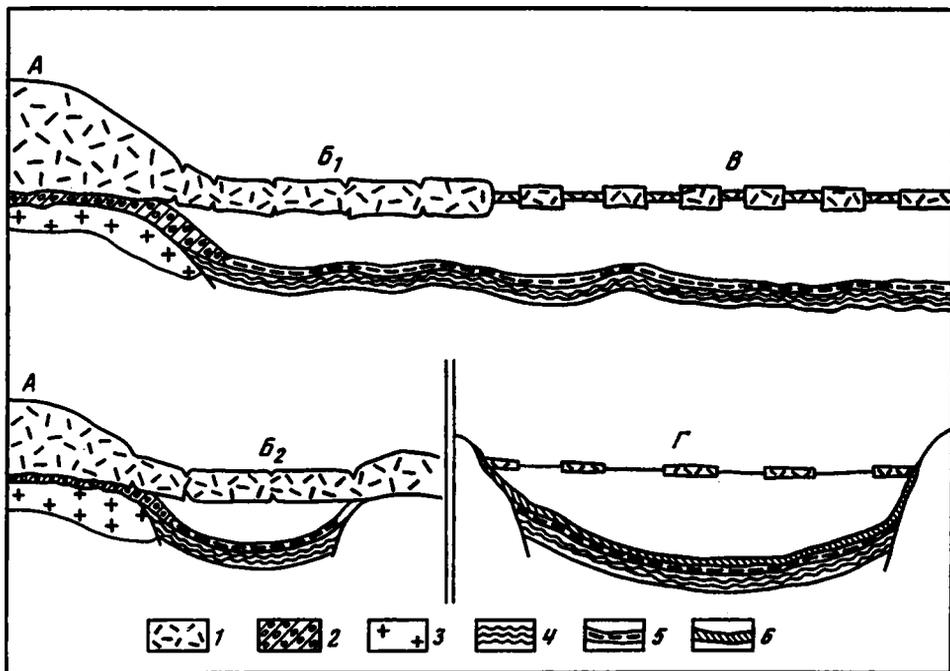


Рис. 1. Схема обстановок ледовой седиментации на гляциальных шельфах

А – материковый ледник, Б – подледношельфовые обстановки (Б₁ – открытого типа, Б₂ – закрытого типа), В – подледнопаковая обстановка, Г – ледоворазносная обстановка; 1 – лед, 2 – морена, 3 – коренные дочетвертичные породы, 4 – допоздневалдайские четвертичные осадки, 5 – подледношельфовые и подледнопаковые морские осадки, 6 – ледоворазносные осадки

Для гляциальных шельфов, поверхность которых лишь частично подвергалась влиянию рельефообразующей деятельности материковых ледников, характерны особые условия рельефо- и осадкообразования. Именно здесь в связи с подледной, преимущественно гравитационной седиментацией отторгнутых ледниками с суши обломочных продуктов возникли своеобразные формы структурно-скульптурного рельефа, например такие, как Мурманский и Адмиралтейский валы.

Известно, что подошва конечно-моренных гряд баренцево-карского шельфа обычно располагается на глубинах 100–150 м и более, а относительная высота самих гряд редко превышает 20–30 м. На основании определения абсолютного возраста подобных образований на шельфе Норвегии формирование гряд относится к самому концу поздневалдайского ледниковья, не древнее 15 тыс. лет. Таким образом, именно позднеплейстоценовые гляцигенные процессы аккумуляции перемещенного ледниками обломочного и глинистого материала привели к развитию грядового и холмисто-западного рельефа описываемого шельфа.

Зоны отрыва ледника от субстрата представляют собой полосу интенсивной, но строго локальной аккумуляции материала, выносимого материковым ледником, из которого и образуется морена подледниковой абляции. Специфика морены в том, что она формировалась в подледных и одновременно в подводных условиях, т.е. без доступа воздуха и в тесном контакте с морской средой. В результате возникли так называемые “серые морены” или “серые валунные суглинки”, широко распространенные не только на современном западноарктическом шельфе, но и в разрезах плейстоцена прилегающей суши. Отличительная черта таких морен по сравнению с моренами суши, кроме цвета, – существенно более глинистый состав. Некоторые исследователи применяют к подобным образованиям

термин “валунные суглинки” лишь условно (Мельников, Спесивцев, 1995). Как следствие контакта серых морен шельфа с морской средой во время их накопления в этих суглинках, часто даже в глинах, фиксируются остатки морских организмов. Следует отметить, что состав и другие характеристики описанных отложений определяются во многом особенностями геологического строения прилегающей суши. Так, например, в северо-восточной части Баренцева моря глины конечных морен, формировавшиеся на контакте материкового и шельфового ледников, окрашены в бурые тона, что связано с литологией исходных коренных пород Северного острова Новой Земли, а не со спецификой высокоширотного субаквального диагенеза.

Собственно шельфовый тип ледовой седиментации – это такой, который мы называем подледношельфовым. Осадконакопление совершается здесь в заполненной водой полости под покровом шельфового ледника, являющегося продолжением материкового, краевая область которого находится на плаву. Такие обстановки были, по-видимому, широко распространены в эпоху поздневалдайского ледниковья в пределах частей западноарктического шельфа, располагавшихся не только ниже регрессивного уровня морского бассейна того времени, но и ниже погруженной в воду подошвы ледника. Скорее всего, они размещались по периферии глубоководных впадин гляциального шельфа, полностью перекрывали Беломорскую депрессию и, вероятно, Восточно-Новоземельский желоб. В этих условиях реализовывались подледношельфовые обстановки осадконакопления открытого и закрытого типов. Первый – открытый в сторону моря и океана, имеет с ними свободную связь (см. рис. 1, Б₁). Второй – полностью изолирован от морских бассейнов (см. рис. 1, Б₂). Ледовый седиментогенез в подледношельфовой обстановке открытого типа в настоящее время реализуется в Антарктическом регионе, где он детально изучался в море Уэдделла (Powell, 1984). В этих условиях формируются ледниково-морские осадки, представляющие собой алевритово-глинистые илы с примесью песчаного и отдельных обломков более крупного материала. Примесь псаммитового и даже псефитового материала обусловлена, по данным исследований в море Уэдделла, довольно активной динамикой подледношельфовых водных масс. Немалую роль при этом играет непрерывный и временами, по-видимому, интенсивный сток пресных вод из-под материкового ледника, распресняющее действие которого на подледношельфовые воды не очень большое. По крайней мере это не препятствует существованию морского биоса.

Некоторые специалисты (Лаврушин, Чистякова, 1988), очевидно, именно с этой зоной седиментации связывают наличие на гляциальном шельфе гляциотурбидитных, как они их называют, отложений. По нашим материалам, специфические турбидитоподобные отложения с градационной текстурой отдельных слоев из глиняных окатышей стратиграфически приурочены к пребореальному горизонту голоцена, когда шельфовых, да и паковых льдов в Западной Арктике уже не было. Мы считаем, что более вероятно возникновение таких слоев связано с землетрясениями, поскольку эти слои были вскрыты нами на западной периферии Адмиралтейского вала Баренцева моря, уровень сейсмичности которого оценивается в 5 баллов (Ассиновская, Соловьев, 1993).

Подледношельфовая обстановка закрытого типа (см. рис. 1, Б₂) наглядно проявилась во впадине Белого моря. Она была полностью перекрыта и изолирована от Баренцева моря сползавшим с Кольского полуострова ледником, под которым располагалась подледная полость, заполненная опресненными водами. В этой подледной полости при практически полной неподвижности вод и малой подвижности льда происходило накопление исключительно тонкодисперсного материала в виде глинистых илов, часто с преобладанием частиц размером менее 0,001 мм. Характерной чертой подледного бассейна закрытого типа было практически полное отсутствие биоса, что нашло отражение в наличии довольно мощных “немых” горизонтов в колонках позднечетвертичных осадков. Именно с этим режимом связано очень ма-

Горизонт	Фракция, мм			
	1-0,1	0,1-0,01	< 0,01	< 0,001
Голоцен	6,8	37,8	55	31,4
Поздний валдай	4,7	31,4	63,6	34,8
Микулинский	21,8	21	56	33,1

лое содержание в таких осадках органического вещества и отсутствие более или менее заметной восстановленности грунтов.

Вся центральная часть Баренцева моря в период поздневалдайского ледниковья была покрыта многолетним паковым льдом (см. рис. 1, В), подобно развитому сейчас только в Центральной Арктике. По-видимому, этот покров многолетнего пака вплотную примыкал к окаймлявшим центральную часть Баренцева моря шельфовым ледникам, тяготевшим к Скандинавскому, Новоземельскому и Шпицбергенскому центрам. Реализовавшийся под упомянутым покровом подледнопаковый седиментогенез приводил к накоплению осадков, которые мы, как и ряд исследователей (Elverhoi et al., 1989), считаем ледово-морскими. Естественно полагать, что при отсутствии течения Гольфстрим и тех его ветвей, которые сейчас проникают далеко на север Баренцева моря, динамическая активность подледнопаковых водных масс была относительно понижена. При этом заметное влияние на гидрологию подледного бассейна оказывало поступление центральноарктических вод, что отразилось на видовом составе биоса. Подвижность самих паковых льдов была незначительна, осуществлялся лишь постепенный дрейф в Северную Атлантику. В этих условиях подледнопаковые ледово-морские осадки формировались в основном в виде довольно тонкозернистых алевритово-глинистых илов, хотя и с примесью более крупного, преимущественно песчаного материала.

Рассмотренные типы обстановок и процессов седиментации не характерны для морей Западной Арктики в периоды микулинского межледниковья, молого-шекснинского интерстадиала и, естественно, голоцена, т.е. в периоды всех безледниковых условий Северного полушария. Однако ледовый седиментогенез имел и имеет место во все эпохи, тип его осадконакопления можно назвать ледоворазносным или феногляциальным (лат. *feno* – сезон года), так как совершается оно при определяющем влиянии сезонных свободно плавающих льдов, разносящих по бассейнам Западной Арктики осадочный материал разного механического состава. Ведущая роль отводится сезонному припайному льду. Поступающий из Центральной Арктики и распавшийся на отдельные мелкие льдины бывший многолетний пак тоже участвует в этом процессе, когда эти льдины входят в контакт с прибрежными осушками, вмораживая, так же как и обычный припай, в свою нижнюю поверхность осадочный материал литорали. Динамичный характер ледовой обстановки в период межледниковья, интерстадиала и голоцена оказался решающим фактором в распространении относительно крупного, прежде всего псаммитового, материала. В таблице приводятся гранулометрические данные отложений основных стратиграфических горизонтов позднего плейстоцена глубоководной части юго-востока Баренцева моря, где типично ледоворазносные микулинские осадки в значительной степени обогащены песчаным материалом по сравнению с подледношельфовыми и подледнопаковыми образованиями поздневалдайского ледниковья.

Отражение палеогеографических условий позднечетвертичного седиментогенеза в механическом составе осадков

Голоценовые осадки, сформировавшиеся в условиях свободного ледового разноса, но не столь интенсивного, как в период микулинского межледниковья, несколько обогащены алевритово-песчаным материалом по сравнению с отложениями позднего валдая, но в меньшей степени по сравнению с микулинскими. Установление данного явления весьма важный факт. Его необходимо учитывать, в част-

ности, при палеогеографической интерпретации сейсмоакустических материалов, на которых подобные осадки будут иметь более яркое отражение по сравнению с акустически относительно прозрачными слоями подледношельфовой и подледнопаковой седиментации.

Голоценовый ледоворазносный седиментогенез особенно ярко проявляется в Белом море, где такая обстановка осадконакопления сложилась сразу же после освобождения данного бассейна от покрова шельфового ледника на рубеже плейстоцена и голоцена (Павлидис, Щербаков, 1995). Это отразилось в резком поглубении более молодых осадков, особенно за счет увеличения содержания псаммитового материала, а также более крупной фракции. Одновременно происходило и вселение морского биоса. Влияние распространения песчаного и крупноалевритового материала свободно плавающим сезонным льдом отчетливо проявляется в его распределении в современных донных осадках в центральной части Белого моря (бассейне), где выявлена однозначная связь материала со структурой постоянных течений, несущих этот лед (Shcherbakov, 1996).

Приведенные выше данные позволяют предполагать, что именно действие свободно плавающего сезонного льда – главный фактор мобилизации, переноса и накопления псаммитового и даже псефитового терригенного материала в пределах гляциальных шельфов. Такая особенность седиментогенеза осуществляется в основном во время межледниковий и интерстадиалов. Все остальные перечисленные особенности ледового седиментогенеза реализуются в период ледниковий.

ЛИТЕРАТУРА

- Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л. Опыт выделения и характеристики зон возможных землетрясений в Баренцевом море // Изв. РАН. Физика Земли. 1993. № 8. С. 15–27.
- Атлас палеогеографических карт “Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое” / ГИН АН СССР. М., 1993. Т. 2.
- Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. О масштабах валдайского оледенения Баренцевоморского шельфа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 6. С. 1437–1440.
- Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н. Позднекайнозойские палеоклиматические события в Арктическом океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 48–52.
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 1. С. 173–177.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 195 с.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. Проблемы геоморфологии гляциальных шельфов // Геоморфология. 1993. № 1. С. 15–31.
- Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа / ИО РАН. М., 1995. 192 с.
- Самойлович Ю.Т., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 73 с.
- Elverhoi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larsen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified the Northern Barents Sea // Mar. Geol. 1989. Vol. 79. N 2/4. P. 225–250.
- Powell R.D. Glaciomarine processes and indicative lithofacies modelling of the shelf and tide water glacier sediment based on quaternary examples // Ibid. 1984. Vol. 74, N 1/4. P. 1–52.
- Shcherbakov Th.A. Lithology of bottom sediments of the Central White Sea // Surface sediment composition and sedimentation processes in the Eastern Arctic Ocean and along the its Eastern Continental Margin. Bremerhaven, 1996. P. 135–138. (Reports on Polar Research; Vol. 212).

ABSTRACT

The authors describe the following types of the underice sedimentation: sedimentation under shelf glaciers (open-connected with the ocean, close-isolated from the ocean); sedimentation under long-year ice pack; sedimentation under drifting ice.

УДК 551.782(262)

А.Л. ЧЕПАЛЫГА, Л.А. ГОЛОВИНА

ПЛИОЦЕНОВЫЕ БАССЕЙНЫ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ И ИХ СВЯЗИ С ЧЕРНЫМ МОРЕМ

Осадки и фауна моллюсков плиоценовой морской трансгрессии в Эгейском море изучались из нескольких разрезов в бассейне Стримона и на о. Эгина (Beratis, Kouumdjieva, 1988; Karistineos, Georgiades-Dikeoulia, 1986; Psilovicos, Sirides, 1983).

Полная картина развития плиоценовой трансгрессии и распространения ее осадков далее на восток может быть получена только при детальном изучении новых плиоценовых разрезов, что, в свою очередь, имеет первостепенное значение для установления связей Средиземного и Черного морей. Кроме о. Эгина, разрезы морского плиоцена обнаружены на севере Греции.

В северной части Эгейского моря морские трансгрессии проникали в глубь континента, заполняя крупные тектонические депрессии, где сформировались морские бассейны: Орфаниос (по берегам одноименного залива), Стримон (в бассейне р. Стримон), а также в районе Термаикос, Ксанти-Комотини, Александруполис. Полевые исследования в Турции, проведенные А.Л. Чепалыгой, позволили проследить развитие морских плиоценовых отложений на восток до Дарданелл и побережья п-ова Бига (рис. 1).

БАССЕЙН ОРФАНИОС

Морской плиоцен побережья залива Орфаниос (Стримоникос) представлен разрезами на склонах горы Кердилья и к югу от горы Пангеон. Этот бассейн был более открыт к югу, в сторону Эгейского моря, чем бассейн Стримон, и соответственно неогеновые отложения здесь охарактеризованы богатой морской фауной.

Отложения верхнего неогена бассейна Орфаниос вскрываются между р. Стримон и Акропотамосом (Орфаниос, Галипсос) и залегают согласно эвапоритовой толще мессинского яруса. Наиболее типичная и богатая фауна представлена в карьерах у с. Галипсос, где располагается стратотип одноименной формации раннего плиоцена. Ритмично построенные мелководные морские и прибрежные отложения представлены алевролитами, мергелями, песками и песчаниками с линзами эвапоритов.

Макрофауна стратотипического разреза Галипсос довольно разнообразна и представлена 59 видами морских моллюсков (Psilovicos, Sirides, 1983), большинство из которых имеют широкое стратиграфическое распространение, чисто четвертичных видов здесь не обнаружено. Только для плиоцена характерны 6 видов: *Amussium cristatum*, *Flabellipecten nigromagnus*, *Pecten rhegiensis*, *Xenophora crispa*, *Terebratula terebratula*, *Phapsirhynchia sanctapaulensis*. Из них *Pecten rhegiensis* является видом-индикатором раннего плиоцена и нигде более не встречается. В другом разрезе, в 3 км западнее с. Неа Кердилья, распространена богатая фауна моллю-

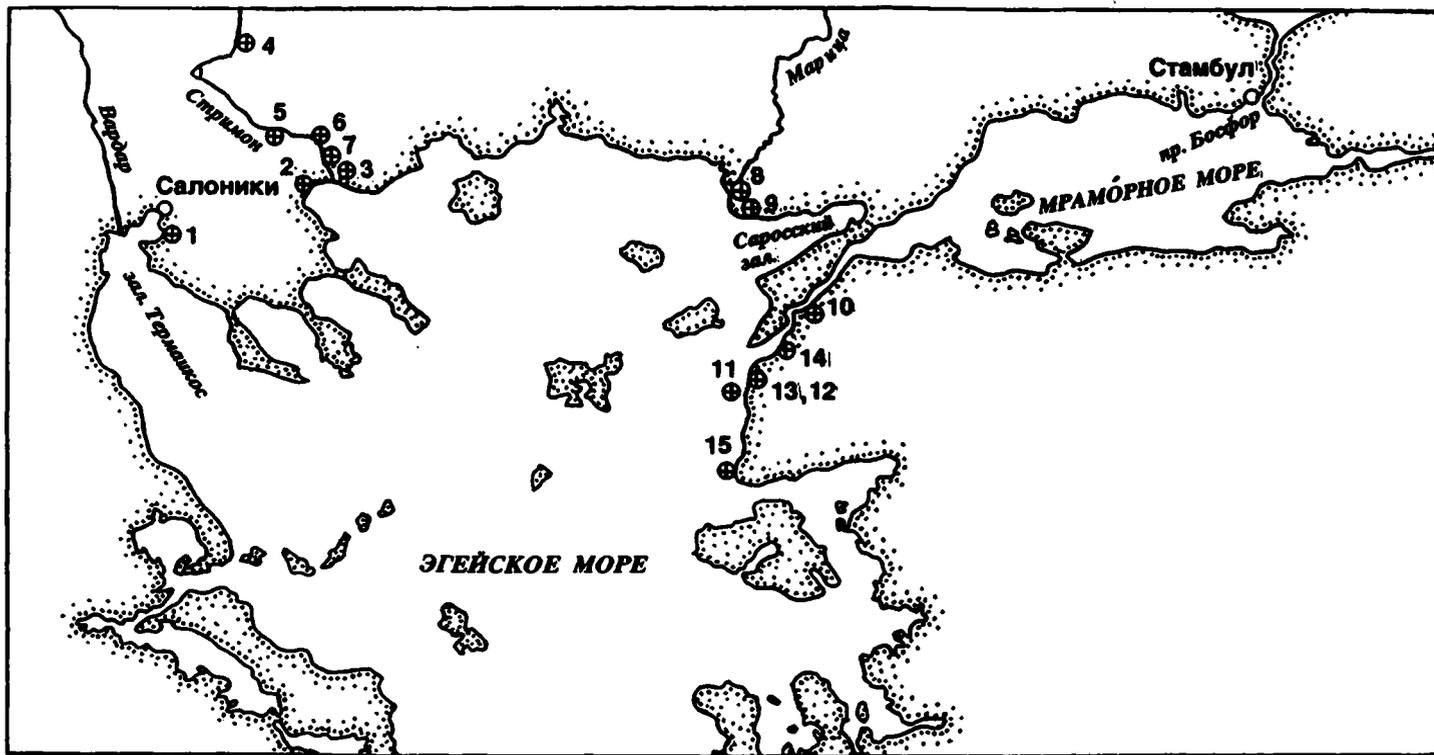


Рис. 1. Изученные разрезы

Условные обозначения: Бассейн Термаикос: 1 – Салоники. Бассейн Орфаннос: 2 – Неа-Кердилья, 3 – Галипсос. Бассейн Стримон: 4 – Серрес (Лабринтос, Христос), 5 – Нигрита, 6 – Ангитис, 7 – оз. Ахеон. Бассейн Марица: 8 – Энез. Бассейн Сарос: 9 – Гёз-Тепе. Дарданеллы: 10 – Озбек, 11 – о. Тенедос. П-ов Бига: 12 – Еникей, 13 – Ингепе, 14 – Александрия Троида, 15 – Баба-Бурну

сков с типичными характерными плиоценовыми элементами, например *Flabellipecten cf. nigromatus*. Таким образом, формация Галипсос имеет раннеплиоценовый возраст (занклий), для нее характерен морской бассейн с нормальной соленостью и широкими связями с открытым морем.

Неоген бассейна Орфаниос завершается прибрежными конгломератами, песками и известняками формации Орфаниос, которые залегают на формации Галипсос с несогласием (Psilovicos, Sirides, 1983). У подножия горы Пангеон, близ Орфаниос–Галипсос, они лежат на абразионной платформе на высоте 260–290 м и сопровождаются волноприбойными нишами. Фауна моллюсков обнаружена в верхней части разреза Кердылья и представляет собой обедненный лагунный комплекс (*Ostrea sp.*, *Unio sp.*, *Cerithium sp.*, *Potamides sp.*), отражающий условия сильно опресненного бассейна. Возраст этих осадков – поздний плиоцен, возможно ранний плейстоцен.

БАСЕЙН СТРИМОН

Этот наиболее глубоко вдающийся в сушу и изолированный бассейн Северной Эгеиды затоплял депрессии в долине среднего и нижнего течения р. Стримон и ее левого притока р. Ангитис. Он представлял собой глубокий залив, соединяющийся с открытым морем через сравнительно узкий (всего несколько километров шириной) пролив Амфиполис в районе одноименного античного города и между двумя горами – Пангеон (1960 м) и Кердылья (1120 м).

В окрестностях г. Серрес (Христос Роуд и Лабиринтос) присутствуют устричные банки с *Ostrea sp.*, которые могут быть отложениями раннеплиоценовой занклийской трансгрессии. Разрезы морского плиоцена найдены около г. Серрес, г. Салоники и на р. Ангитис. Они подстилаются отложениями формации Хумникон с характерной солоноватоводной фауной моллюсков понтического типа: *Limnocardium (Euxinocardium) nobile stef.*, *L. (e) prominens Nev.*, *L. (E) serrense Nev.*, *L. (E) almer Gillet*, *L. (Hellenicardium) hellenicum Nev.*, *L. (H.) strimonense Nev.*, *Eupatorina littoralis (Eichw.)*, *Pseudocatillus pseudocatillus Barb.*, *P. submedius Nev.*, *P. subdentatus (Desh.)*, *P. multicostatus Gillet et Geiss.*, *Paradacna abichi (Hoern.)*, *Pontalmyra incerta chiae Almera*, *Abra tellinoides Sinz.*, *Mactra faugeressi Gillet et Geiss.*, *Dreissena simplex Barb.*, *Congeria cf. amigdaloides*, *C. subcarinata*. Возраст этой формации относят к понтическому и позднемессинскому времени (Psilovicos, Sirides, 1983). В отложениях формации Хумникон Л.А. Головина (сборы С.В. Попова) обнаружила скудный наупланктон: *Braarudosphaera bigelowi*, *Perfocalcinella fusiformis* (см. рис. 2). Плиоцен представлен формацией Спиллиа, в которой преобладают крупные устрицы *Ostrea*, отражающие наступление морской трансгрессии.

Ожнее, на р. Ангитис, отложения раннеплиоценовой трансгрессии (формация Ангитис) залегают обычно на солоноватоводных осадках формации Хумникон позднемессинского возраста (Beratis, Kouymdjieva, 1988) и характеризуются полигалинной фауной моллюсков с индекс-видом занклия – *Pecten rhegiensis*. Типовой разрез формации расположен на р. Ангитис у часовни Трех Иерархов. В песках над часовней и под развалинами древней церкви встречаются морские моллюски *Pecten rhegiensis*, *Ostrea*, *Cerastoderma edule*, *Mactra*, *Donax*, *Barnea*, *Cerithium*, *Bittium*, *Epitonium*, *Neverita josephina*.

Для образца из мелководных отложений разреза Ангитис характерен богатый и разнообразный комплекс наупланктона хорошей сохранности, где присутствуют *Calcidiscus macytreyi*, *Calcidiscus leptoporus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Reticulofenestra sp.*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus sp.*, *Pontosphaera japonica*, *Syracosphaera sp.*, *Scyphosphaera deflandrei*, *Scyphosphaera globulata*, *Scyphosphaera sp.*, *Pseudoemiliania aff. lacunosa* (единично), *Braarudosphaera bigelowi*. Совместное присутствие сфенолитов и редких, нетипичных экземпляров *Pseudoemiliania aff. lacunosa* наряду с

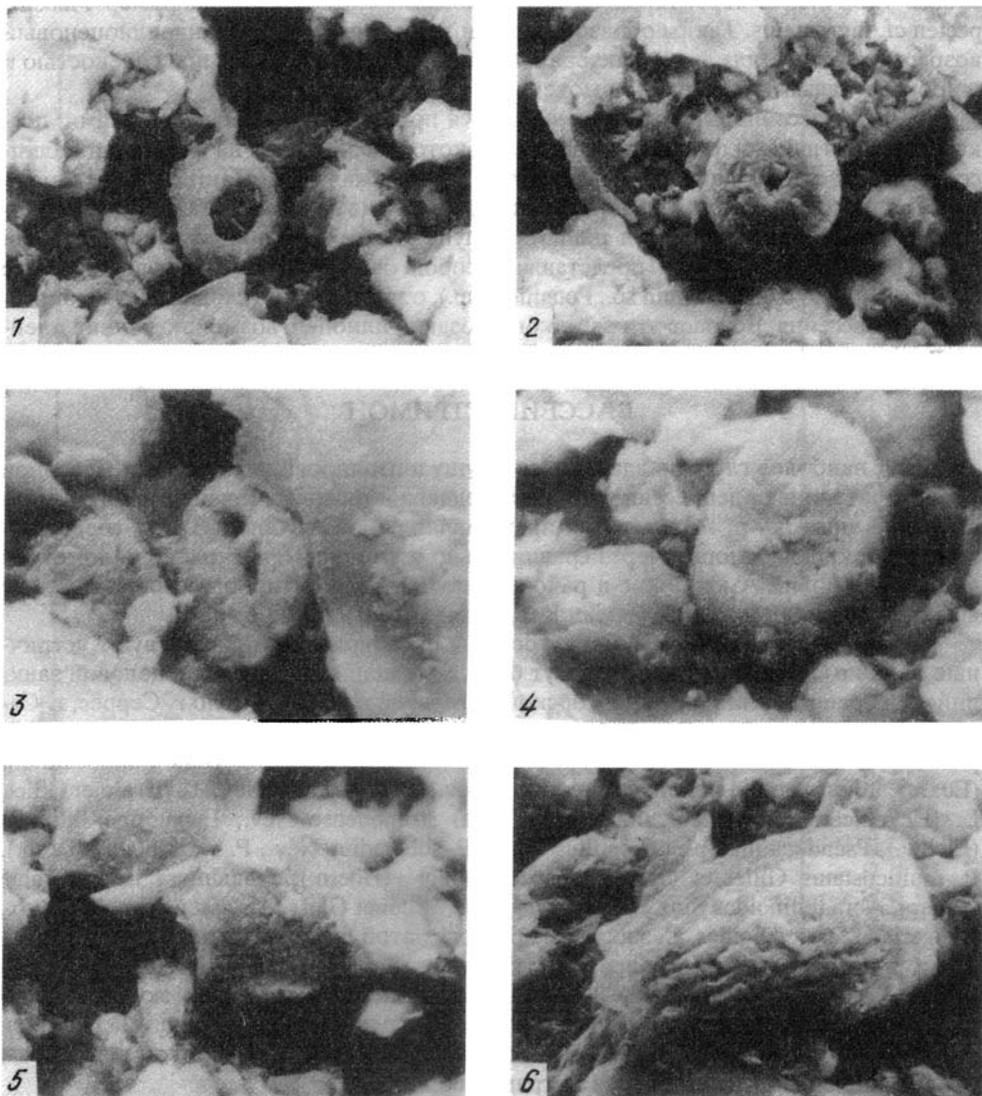


Рис. 2

1 – *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) ($\times 10\ 000$), 2 – *Calcidiscus macintyre* (Bukry&Bramlette) Loeblich&Tappan ($\times 10\ 000$), 3 – *Helicosphaera sellii* Bukry&Bramlette ($\times 10\ 000$), 4 – *Pontosphaera japonica* (Takayama) Nishida ($\times 5000$), 5 – *Scyphosphaera globulata* Bukry&Percival ($\times 5000$), 6 – *Scyphosphaera deflandrei* Muller ($\times 5000$)

Reticulofenestra pseudoumbilica позволяет коррелировать этот комплекс с верхней частью зоны NN 15 *Reticulofenestra pseudoumbilica* стандартной шкалы Мартини.

Присутствие *Pontosphaera japonica*, *Braarudosphaera bigelowi* характерно для прибрежно-морских мелководных отложений; очевидно, это и объясняет отсутствие дискоастеров и цератолитов – типичных представителей комплекса этой зоны в открытоокеанических разрезах.

Более полный комплекс, характерный для зоны NN 15 *Reticulofenestra pseudoumbilica*, обнаружен в разрезе глубоководной скв. 125 А в Ионическом море

(13-й рейс “Гломар Челленджер”). В этом разрезе Д. Бакри отмечает небольшое количество дискоастеров и мелких хеликосфер наряду с многочисленными *Coccolithus pelagicus* и *Scyphosphaera* sp. Главный фактор – присутствие в разрезе Ангитис вида *Pseudoemiliana* aff. *lacunosa* (хотя и нетипичных экземпляров). Впервые *Pseudoemiliana lacunosa*, по мнению Д. Рио, появляется в интервале от LAD *Amaurolithus delicatus* до LAD *Reticulofenestra pseudoumbilica* и может служить более надежным репером, чем LAD *R. pseudoumbilica*, так как вследствие переотложения последнее присутствие *R. pseudoumbilica* зачастую трудно установить. В скв. 652 (Тирренское море, 107-й рейс проекта ODP) LAD *R. pseudoumbilica* фиксируется в отложениях, сопоставляемых с поздней палеомагнитной эпохой Гильберта (около 3,52 млн л.н.). Очевидно, что ассоциация разреза Ангитис относится к верхней части зоны MN14/15 *Reticulofenestra pseudoumbilica* шкалы Раффи и Рио для Средиземноморья и коррелируется с самой верхней частью раннего плиоцена.

Несколько западнее, в центре депрессии Стримон, у древнего озера Ахеон видны отложения с обедненным комплексом моллюсков *Cerastoderma edule*. Возможно, это опресненные фации занклийского бассейна, но вероятнее, что это отложения позднеплиоценовой трансгрессии, аналогичной для бассейна Орфаниос.

БАССЕЙН МАРИЦА

А.Л. Чепалыга зафиксировала отложения морской трансгрессии в устье р. Марица в Восточной Фракии и на турецком побережье. В районе г. Энез на позднемесинских известняках *Pseudocatillus* sp., *Dreissena* sp. залегают морские устричники с крупными раковинами *Ostrea*, это осадки занклийской трансгрессии.

САРОССКИЙ БАССЕЙН

Отложения бассейна прослежены на восток по побережью Саросского залива у горы Гез-Тепе, где раннеплиоценовые устричники лежат на опресненных морских осадках *Cerastoderma edule*, *Chlamys* sp. и др.

ДАРДАНЕЛЛЫ И ПОЛУОСТРОВ БИГА

У входа в Дарданеллы (с азиатской части) морские устричники с крупными *Ostrea* залегают на отложениях формации Алчитепе с фауной монотаксонного комплекса моллюсков *Mastra* sp. (разрезы Еникей, Гиссарлык-Тепе (Троя), Интепе, Чанаккале и др.). Они отмечены в таком же стратиграфическом положении на о. Тенедос и продолжают далее на побережье п-ова Бига в окрестностях Александрии Троянской и в направлении мыса Баба-Бурну. Это, вероятно, самая восточная точка распространения раннеплиоценовой трансгрессии Эгейского моря. Далее на север устричники исчезают и появляются только на азиатском берегу пролива Дарданеллы. Разрез у с. Озбек – это, вероятно, самый близкий к Черному морю выход плиоценовых морских осадков занклийской трансгрессии (известняки *Ostrea* sp. и фораминиферы *Miliolida*).

Таким образом, отложения занклийской трансгрессии прослежены А.Л. Чепалыгой вплоть до Дарданелл и Мраморного моря. В Черном море в это время существовал киммерийский бассейн, фауна моллюсков которого представлена эндемичными солоноватоводными видами и родами и лишена морских элементов (так же, как и фауна остракод и фораминифер).

В настоящее время появились данные о присутствии известкового нанопланктона не только в киммерийском бассейне (Семененко, Люльева, 1978, 1982), но и в Дакийском заливе, в устье Дуная и в Румынии (Люльева, 1989, 1990). Достаточно

разнообразные комплексы нанофлоры, включающие зональные виды, однозначно свидетельствуют о широкой связи киммерийского бассейна с открытым океаном, что противоречит материалам по фауне моллюсков. Очевидно, что снять это противоречие помогут лишь детальные комплексные исследования по различным макро- и микрофаунистическим группам организмов как в изученных разрезах, так и во вновь обнаруженных.

ВЫВОДЫ

1. Морской плиоцен Северной Эгеиды представлен отложениями раннеплиоценовой занклийской трансгрессии Средиземного моря и, предположительно, позднеплиоценовой трансгрессией. Отложения последней не имеют широкого распространения и выражены опресненными фациями, свидетельствующими о более низком уровне моря и пониженной солености, особенно в межгорных бассейнах (Стримон).

2. Раннеплиоценовая трансгрессия прослежена не только в окрестностях г. Салоники, в бассейнах Стримон и Орфаниос, но и впервые значительно восточнее – в долине р. Марица, Саросском заливе, на о. Тенедос, берегах Дарданелл и п-ове Бига (западная часть Малой Азии). Отложения занклийского бассейна зафиксированы у с. Озбек (Дарданеллы) и на мысе Баба-Бурну (п-ов Бига).

3. Занклийские отложения залегают на солонатоводных осадках позднего мессина, имеют фауну понтического типа и перекрываются опресненными фациями пьаченция. Они датированы по фауне моллюсков. Для разреза Ангитис в отложениях с занклийской фауной моллюсков характерен комплекс нанопланктона верхней части зоны MN 14/15 *Reticulofenestra pseudoumbilica* средиземноморской шкалы Raffi & Rio (конец раннего плиоцена).

4. Отложения занклийского бассейна на севере Греции представлены фациями полносоленого моря с богатой фауной и микрофлорой; восточнее комплексы малакофауны обедняются и представлены в основном лагунными устричниками с крупными *Ostrea* и редкими кардидами и пектенидами, что свидетельствует об опреснении бассейна на северо-востоке Эгеиды.

5. Прямые свидетельства связи с киммерийским бассейном Паратетиса пока отсутствуют, так как в Мраморном море осадки занклийского бассейна не обнаружены. Присутствие зональных комплексов нанопланктона в киммерии и дакии указывает на связь с открытым океаном, однако противоречит данным по фауне моллюсков. По мнению А.Л. Чепальги, проникновение морских вод происходило, возможно, не здесь, а восточнее, через Ефратский пролив.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64552 и № 98-05-65031).

ЛИТЕРАТУРА

Люльева С.А. Цератолиты (нанопланктон) миоценовых и плиоценовых отложений юго-запада СССР // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 11. С. 14–17.

Люльева С.А. Цератолиты верхнего миоцена–нижнего плиоцена Украины и Западного Закавказья // Палеонтол. сб. 1990. № 27. С. 96–103.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Симферополь, 1978. Вып. 2. С. 95–105.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. С. 61–71.

Beratis I., Koyumdjieva E. Deux gisements neogenes dans le basin de Serres (Greece Septentrionale) et leur faune des Mollusques // Paleontology, stratigraphy, lithology. Sofia, 1988. Vol. 25. P. 27–36.

Chepalyga A.L. East-Paratethys-Terthys marine connections along Euphrat passage during Neogene // Rom. J. Stratigr. 1995. Vol. 76, supp. N 6: Abstracts X congress RCMNS, vol. 1. P. 149–150.

Karistineos N.K., Georgiades-Dikeoulia G. The marine transgression in the Serres basin // An. geol. Pays Hellen. 1986. P. 221–232.

Psilovicos A., Sirides G. Stratigraphy, sedimentation and palaeogeography of the Strymon Basin, Eastern Macedonia / Northern Aegean Sea, Greece // Clausthaler Geol. Abh. 1983. Bd. 44. S. 55–87.

ABSTRACT

New records of the mollusc's fauna from Pliocene section of Aegeian Sea (North Greece), the cost of Dardanell and East Frakia (Turkey) are available. Pliocene deposits on the cost of the Peninsula Biga, in the Alexandria Troada region and in the direction of the Baba-Burnu Cape, are probably the most eastern point of extension of the Early Pliocene Zanclean transgression. In Angitis' section (North Greece) the nannoplankton complex of the zone MNN 14/15 *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Raffi & Rio) was discovered. There is no direct evidences of the marine connection with the Paratethys and with the Sea of Marmara, but this connection occurred most likely in another region.

УДК 551.782

О.Г. ЭПШТЕЙН, Б.Ф. РОМАНЮК, В.Н. ГАТАУЛЛИН

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ СКАНДИНАВСКИЙ И НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Характер оледенений, охвативших в плейстоцене южную часть Баренцева моря и север Русской равнины, с начала текущего столетия вызывает различные толкования (работы Д.Де-Геера, В. Рамсея). До сих пор дискуссионными являются проблемы, связанные с масштабами оледенений и с положением ледниковых центров (Гроссвальд, 1983; Grosswald, 1988; Данилов и др., 1983а; Матишов, 1987; Крапивнер и др., 1988; Virjukov et al., 1988; Лаврушин, 1989; Павлидис, 1992; Gataullin et al., 1993; Величко и др., 1993; Эпштейн и др., 1994; Дунаев и др., 1995). Проведенное нами изучение состава обломков в плейстоценовых моренах баренцевоморского шельфа (пионерные исследования) и обрамляющей с юга прибрежной суши впервые позволяет на вещественном материале аргументированно решить ряд этих вопросов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ РЕГИОНА

Четвертичный покров региона, состоящий из моренных и межморенных горизонтов, с резким несогласием перекрывает все докайнозойские толщи. Он имеет разное строение в Баренцевом море и на севере Русской равнины, поскольку в ледниковые эпохи плейстоцена (во всяком случае, в позднем валдае) шельф в основном был областью ледниковой экзарации и транзита гляциального материала, а современная низменная материковая суша служила зоной преимущественной ледниковой аккумуляции.

Согласно нашим данным (Эпштейн и др., 1994; Гатауллин и др., 1997), на шельфе Баренцева моря, за исключением районов близ материковой суши, четвертичный разрез представлен осадками главным образом последнего (поздний валдай-голоцен) гляциоседиментационного цикла, который включает три самостоятельных сейсмостратиграфических комплекса (ССК). Нижний (ССК III) – преимущественно основная морена средней мощностью 10–30 м, с характерным хаотическим типом сейсмоакустической записи, достаточно ровной субгоризонтальной экзарационной подошвой и неровной грядовой кровлей. У подошвы комплекса повсеместно развиты гляциотектониты – интенсивно дислоцированные рыхлые мезозойские отложения мощностью ~ 5–7 м. ССК II представлен слоистыми глинистыми озерно-ледниковыми и ледниково-морскими отложениями, несогласно с заполнением облегающими все неровности кровли морены. Осадки имеют возраст около 12,7–9,4 КА (Polyak et al., 1995), их мощность колеблется от 1 м в северных районах до 50–100 м в отдельных впадинах, расположенных южнее широты Гусиной банки. ССК I составляют

разнообразные слоистые голоценовые морские осадки (обычно до 1–3 м), содержащие немногочисленные друпстоуны айсбергового и ледового (морские льды) разнота (Эпштейн, 1994).

В северных районах Русской равнины, прилегающих к Баренцеву морю (частично и в прибрежных участках шельфа), четвертичная толща мощностью до 100–300 м отличается сложным строением и включает не только верхний, но и средний плейстоцен (Андреичева, 1992). Здесь в четвертичных разрезах обычно наблюдается не менее двух-трех горизонтов морен, разделенных интенсивно гляциодислоцированными, разными по литологии, межморенными отложениями. Самая молодая морена прибрежной суши одновозрастна ССК III на шельфе и относится к позднему валдаю, судя по абсолютным датировкам (по C^{14}) подстилающих ее межморенных осадков. Возраст двух более древних плейстоценовых морен точно не установлен, поэтому далее в тексте они условно обозначаются так: вторая (калининская?) и третья – самая древняя (московская?). Мощность плейстоценовых морен обычно 5–20 м и лишь в зоне напорных конечных морен (Эпштейн, 1990) увеличивается почти до 100 м.

Более подробно особенности строения, состава, условий залегания и образования четвертичных отложений в отдельных районах южной части Баренцева моря и севера Русской равнины освещены в ряде работ (Лавров, 1973, 1977; Гуслицер, Лосева, 1979; Лаврушин, 1989; Лаврушин, Чистякова, 1988; Лаврушин и др., 1989; Эпштейн, 1990, 1995; Эпштейн, Гатауллин, 1993; Андреичева, 1992; Gataullin et al., 1993; Polyak et al., 1995, 1996, и др.).

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ. БАЗА ДАННЫХ

Плейстоценовые морены (ледниковые диамикты) исследованы нами на многих участках южной части Баренцева моря и прилегающей материковой суши (рис. 1, 2). На суше ледниковые диамикты изучались в 6 районах в естественных обнажениях четвертичных отложений – в крупных обрывах (высотой 10 – 100 м и протяженностью от 100 м до 5–7 км), расположенных, как правило, вдоль морского берега или берега р. Печоры. В обнажениях исследованы все вскрывающиеся горизонты морен: на севере п-ова Канин и о. Колгуев – 3 горизонта, на западе п-ова Канин – 2, в других участках – только верхневалдайская морена. На баренцевоморском шельфе моренные отложения ССК III изучены в 11 районах по керну геотехнических скважин, а также грунтовых трубок.

Ледниковые диамикты повсеместно имеют одни и те же важнейшие характеристики строения и состава, которые позволяют в целом относить их к основным моренам (Эпштейн, 1990, 1995; Эпштейн, Гатауллин, 1993; Gataullin et al., 1993). В кратком изложении литолого-генетические особенности этих отложений следующие. Рассматриваемые ледниковые диамикты состоят из песчано-алеврито-глинистого матрикса, в котором заключены рассеянные обломки (до валунов и глыб) слаболитифицированных мезозойских пород, прочных дальнепринесенных архейско-палеозойских пород и многочисленные дислоцированные отторженцы рыхлых мезозойских, реже четвертичных морских осадков. Обломки пород не окатаны и имеют ледниковообработанную форму. Отторженцы (мощность до 3–5 м) составляют от 1–2 до 40–50% мощности морены и часто концентрируются в ее подошвенной части; отторженцы сложно дислоцированы: брекчированы, рассечены разломами, будинированы, смяты в складки. Мелкие вытянутые отторженцы создают полосчатость в морене и выявляют ее сложную динамическую текстуру. Моренный диамикт имеет четко выраженную подошву, иногда усложненную узкими полого воздымающимися затяжками осадков субстрата (текстуры захвата, по Ю.А. Лаврушину, 1976). Весьма характерная и, как представляется, вполне естественная особенность морен региона – наличие в их матриксе остатков фораминифер и фрагмен-

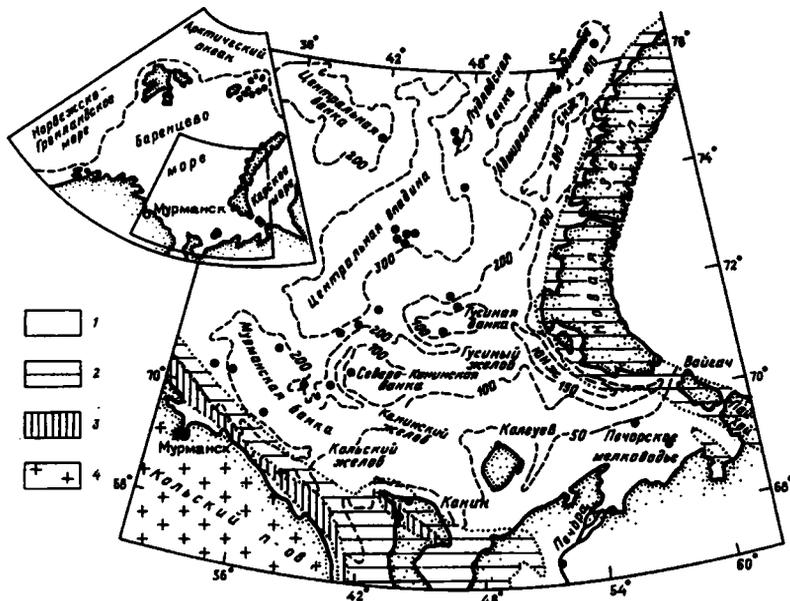


Рис. 1. Обзорная схема и карта дочетвертичных отложений региона. Геологическая основа по данным А.В. Окулич и др. (1989) с некоторыми коррективами авторов. Характеристика архея–палеозоя (Геология СССР, 1958, 1963, 1970), мезозоя – (Баренцевоморская ..., 1988) и материалы авторов

Точками показаны объекты исследований (см. рис. 2). Сокращенные названия желобов: СНж – Северный Новоземельский, ЮНж – Южный Новоземельский. На обзорной схеме пунктиром отмечено примерное положение бровки шельфа

1 – Мезозой: триас, юра, мел, 2 – Палеозой, 3 – Протерозой, 4 – Архей

тов раковин морских моллюсков. По нашему мнению, морские органические остатки, содержащиеся в моренах региона, – один из компонентов плейстоценовых межморенных морских осадков, которые ледниками были ассимилированы на шельфе и иногда сохранялись в моренах в виде обособленных включений (это наблюдалось в обнажениях и в керне скважин). Однако многие специалисты (Афанасьев, Белкин, 1963; Данилов и др., 1983а,б; Павлидис и др., 1992; Самойлович и др., 1993, и др.) данную особенность рассматриваемых диамиктов считают основным доказательством их морского генезиса. В этой связи уместно отметить, что во всех областях современного материкового оледенения, где ледниковый субстрат включает четвертичные морские отложения, в базальной зоне ледников и (или) в сформированных ими голоценовых моренах наблюдаются остатки (даже великолепной сохранности) морской макрофауны и (или) отторженцы морских осадков с макрофауной (Boulton, 1970; Clapperton, 1975; Лаврушин, 1976; Pickard, 1985; Макев, Большиянов, 1986а,б; Kelly, Bennike, 1992).

Грубообломочный ледниковый материал, состав которого приводится в данной статье, отбирался авторами непосредственно в процессе литологического изучения морен. Исследования проводились в течение нескольких лет: сначала – на севере Русской равнины, затем – в акватории Баренцева моря. Такая последовательность изучения плейстоценовых морен региона невольно привела к тому, что на суше и шельфе был отобран ледниковый грубообломочный материал, несколько различающийся своими размерами. В естественных обнажениях суши опробование морен осуществлялось путем зачистки крутопадающих стенок на площадках размером (1–1,5) × (2–3) м. При этом выбирались все обломки крупнее 10 мм, которые, по на-

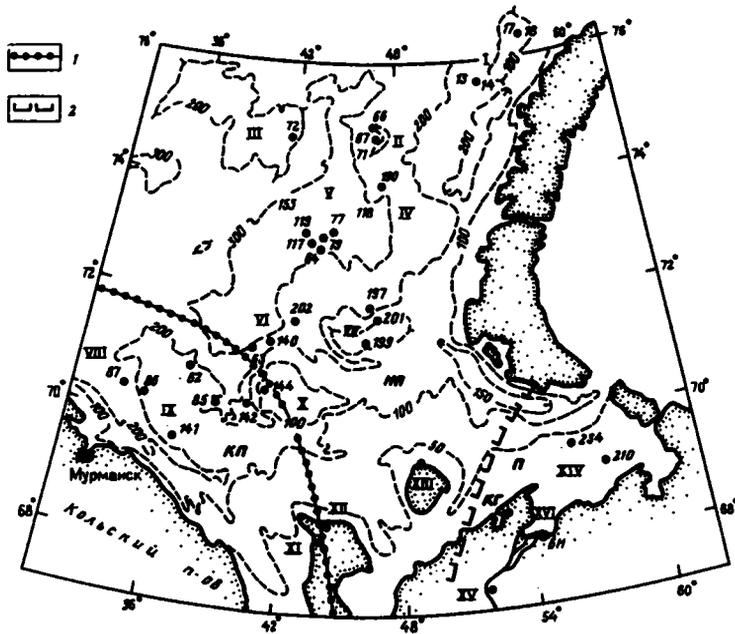


Рис. 2. Объекты исследования и петрографические провинции грубообломочного материала верхневалдайских морен

Морские геотехнические скважины и обнажения суши, в которых отображены пробы моренного обломочного материала, изученные подробно – точки и качественно – кружочки. Одним условным знаком обозначены попарно близкорасположенные скважины 17 и 18, 77 и 118, 119 и 153, а также грунтовые станции 13 и 14

Районы исследований: I – Адмиралтейское поднятие, II – Лудловская банка, III – Центральная банка, IV–VI – Центральная впадина (IV – восточный борт, V – центральная часть, VI – южный борт), VII – Гусиная банка, VIII – Кольский желоб, IX – Мурманская банка и ее склоны, X – Северо-Канинская банка и ее западный склон, XI – западный Канин (реки Песцовая, Копыльная), XII – северный Канин (р. Крынка), XIII – северный Колгуев (р. Конкина), XIV – Печерское мелководье, XV – низовья р. Печоры (обн. Вастьянский Конь), XVI – район устья р. Печоры (КГ – Колоколка губа, БН – мыс Болванский нос). Петрографические провинции грубообломочного материала в верхневалдайском моренном покрове региона: КП – Кольская провинция, НП – Новоземельская провинция с Печорской подпровинцией (П); 1 – граница между провинциями, 2 – западная граница Печорской подпровинции

шему мнению, наиболее удобны для визуального определения их состава; для достаточной представительности проб на площадках отбиралось по 150–300 обломков (табл. 1). Всего на суше отобраны 43 пробы, из которых 29 характеризуют морену поздневалдайского возраста, 11 проб – вторую морену плейстоценового возраста и 3 пробы – третью морену. Обломочный материал, содержащийся в моренных отложениях Баренцева моря, был получен из керна 27 геотехнических скважин (НИС “Бавенит” – АМИГЭ, г. Мурманск) и двух грунтовых трубок. Выделение обломков осуществлялось путем размачивания образцов керна в воде и последующей мокрой расщепки. В каждой скважине ледниковые отложения были охарактеризованы несколькими (от 2–4 до 7–9) образцами керна, взятыми из разных частей разреза и имеющими сухой вес 1–3 кг. В этих небольших образцах содержались, как правило, лишь редкие обломки крупнее 10 мм. Поэтому, чтобы пробы обломочного материала были достаточно представительными, сделано следующее. Во-первых, в состав проб включили также зерна 5–10 мм, которые почти на порядок многочисленнее, чем частицы > 10 мм. Во-вторых, по каждой скважине обломочный материал всех образцов объединили в одну пробу. В итоге в каждой скважине морена оказалась представлена одной объединенной пробой, насчитывающей обычно 100–500 облом-

Таблица 1

**Петрографический состав (в %) грубообломочного материала (> 10 мм)
плейстоценовых морен севера Русской равнины и южной части Баренцева моря**

Район	Возраст морен	Обнажение		Скважина		Количество обломков в пробе	Архейско-палеозойские породы				
		Название	Номер пробы	Номер	Интервал опробования, м		Терригенные породы	Известняки		Кварциты	
								темно-серые, черные	светлые	темно-серые, серые	цветные

КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

XI	1	Кз	150		195	55,9	11,8	10,9	1	3,1
			151		227	53,4	15	9,2	4	4,8
2	Кз	113		296	28	23	10,1	11,1	3,8	
		114		311	26,6	21,9	12,5	9	3,9	
		115		339	35,7	13	8,2	7,1	2	

НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

I	1		13,14	0,5-2,0	90	42,2	26,7	-	11,1	-
			17,18		1,0-13,0	94	72,3	13,8	-	1,1
XII	1	Кс	39		127	63	-	-	5,5	4,7
			41-1		218	32,1	11	9,2	13,8	-
			45-1		269	24,9	14,9	8,1	10	-
	2	Кс	50-1	219	26,9	12,8	7,3	5,9	0,9	
			30-1	215	40,4	12,6	6,9	8,8	-	
			54-1	276	29,7	18,1	5,8	2,9	2,2	
3	Кс	72-1	254	26	18,1	11,8	18,1	0,8		
		81-1	246	31,7	14,2	11,8	15	-		
XIII	1	КВ	35		230	59,5	18,2	2,2	9,6	-
			39		116	51	15,1	12,7	8,1	-
			40		70	35,7	5,7	5,7	26,8	2,9
			77		108	48,1	32,4	-	8,3	-
	2	КВ	46	119	39,5	25,2	-	16	-	
			55	198	29,8	20,2	7,6	4,1	2	
			73	262	42	25,2	-	13	1,1	
			73a	186	17,7	31,7	4,3	15,1	-	
			74	281	17,1	27,8	2,8	15,9	1,1	
			76	148	33,8	33,8	-	14,2	-	
	3	КВ	87	201	46,2	11,9	5	17,9	-	

ПЕЧОРСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПОДПРОВИНЦИЯ

XV	1	ВК	228		286	19	47,9	8,1	8	2,8
			267		303	39,2	39,9	5	6,9	2
			301		210	28,1	43,8	8,1	8,1	0,9
			318		292	27,7	50	-	16,1	-
			319		303	27,1	49,8	-	11,9	-
			332		202	13,9	57,9	9,9	11,9	-
			333		308	36	48,1	-	9,1	-
			363		289	29,7	45,4	7,9	6,9	-
			394		225	27,1	40	20,9	6,2	-
			402		251	33,1	41	8	5,2	3,9

Примечание. Названия районов см. в подписи к рис. 2. Возраст морен: 1 – поздневалдайский; 2, 3 – допоздневалдайский (3 – наиболее древний). Обнажения: ВК – Вастьянский Конь, КВ – Колгуев, Кс – Канин северный, Кз – Канин западный.

Архейско-палеозойские породы						Мезозойские отложения			
Кристаллические сланцы	Микроклиновые граниты, гранито-гнейсы	Интрузивные породы	Эффузивные породы	Кремнистые породы	Жильные карбонаты, кварц	Всего	Терригенные породы	Известняки, мергели	Бурый уголь, конкреционные сульфиды

КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

7,2	1,5	—	—	5,1	—	4,1	2,1	—	2
6,2	2,2	—	—	3,1	2,2	0,9	—	—	0,9
4,1	2	1	—	1	1	14,9	13,9	—	1
7,1	1	1	—	1	—	16	14,1	—	1,9
10	2,3	0	0,9	7,1	2,1	10,1	8	—	2,1

НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

—	—	—	1,1	3,3	5,6	10	7,8	—	2,2
2,1	—	2,1	—	—	—	8,6	7,5	—	1,1
—	—	—	0,8	0,8	—	25,2	24,4	—	0,8
1,8	—	0,9	—	0,9	3,2	27,1	27,1	—	—
1,9	—	3	1,1	4,1	1,9	30,1	29	—	1,1
—	—	0,9	0,9	—	1,5	42,9	42,9	—	—
1	—	0,9	—	2	0,9	26,5	26,5	—	—
—	—	2,2	0,7	2,2	1,1	35,1	34	—	1,1
2	—	2	3,1	7,9	5,1	5,1	5,1	—	—
2	—	4,1	0,8	2,1	4,1	14,2	12,2	—	2
—	—	2,2	5,6	0,9	0,9	0,9	—	—	0,9
—	—	2,3	1,2	3,5	1,2	4,9	3,7	—	1,2
—	—	2,9	4,3	5,7	2,9	5,6	—	5,6	—
—	—	—	—	2,9	—	8,3	—	—	8,3
—	—	—	2,5	4,2	8,4	4,2	—	—	4,2
2	—	5,1	1	—	4	24,2	21,2	—	3
—	—	—	9,9	3,1	3,8	1,9	—	—	1,9
—	—	—	2,2	5,9	10,2	12,9	8,1	—	4,8
—	—	—	1,1	7,1	5	22,1	21	—	1,1
—	—	—	1,4	10,7	2,7	3,4	2	—	2
2	—	2	2	4	1	8	6	—	2

ПЕЧОРСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПОДПРОВИНЦИЯ

2,1	—	2,1	1	5,9	1	2,1	2,1	—	—
—	—	1	—	3	2	1	—	—	1
0,9	—	1,9	2,9	1,9	1,9	1,4	—	—	1,4
—	—	—	—	4,1	2,1	—	—	—	—
—	—	1,3	2	6,9	1	—	—	—	—
—	—	—	1	3	1	1,4	—	—	1,4
—	—	—	1	3,9	1,9	—	—	—	—
2,1	—	—	2,1	2,1	1,7	2,1	2,1	—	—
—	—	—	0,9	0,9	0,9	3,1	3,1	—	—
—	—	0,8	—	4	0,8	3,2	2	—	1,2

Таблица 2

**Петрографический состав (в %) грубообломочного материала (> 5 мм)
плейстоценовых морен южной части Баренцева моря**

Район	Возраст морен	Скважина		Количество обломков в пробе	Архейско-палеозойские породы				
		Номер	Интервал опробования, м		Терригенные породы	Известняки		Кварциты	
						темно-серые, черные	светлые	темно-серые	цветные
КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ									
VIII	1	87	4,2-37	227	33,5	8,8	6,6	2,2	1,8
IX	1	85	11,4-21,7	98	11,2	6,3	3,0	2	1,1
		86	0,6-49,5	334	18,9	4,9	3,5	3,3	0,9
		141	1,5-26	124	14,5	3,6	2	1,1	0,6
X	1	142	15-21,5	359	10,8	2,3	1,9	1,1	0,3
		144	4-23,5	397	35,3	5,7	5,1	3,3	0,5
	2	144	31-66	152	15,8	4	3,9	1,3	-
НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ									
II	1	66	23,5-34,8	69	22,2	13,7	9,3	-	-
		67	7-28	257	27,4	27,7	12,4	-	-
		71	0,6-6,8	210	14,3	8,7	3,7	0,5	-
III	1	72		86	16,2	36,7	27,3	1,2	1,1
IV	1	190	4-13	162	30,2	23,1	18,9	3,7	-
V	1	64	2,5-27	216	48,2	18,6	7,8	6,4	0,5
		77	3,5-44,9	223	29,6	22,8	7,2	5,4	-
		79	2,5-22,3	124	33,1	22,7	7,1	4,8	-
		117	5,5-21,5	68	33,8	26,5	25	-	-
		118	9,6-10	51	60,8	17,6	15,7	2	-
		119	19,6-36,5	74	52,7	13,5	9,5	6,8	1,3
VI	1	153	34-41,1	187	24,6	20,9	16	2,1	-
		140	20-62,4	656	28,6	8,9	7	2	0,2
VII	1	202	12,4-81,5	594	38,8	12,6	4,8	1,9	-
		197	14,6-16,9	33	39,4	18,2	18,2	6,1	-
VIII	1	199	33,5-85	415	26,5	12,7	3,7	2,4	-
		201	18-22	851	6,6	2,9	1,3	0,7	-
ПЕЧОРСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПОДПРОВИНЦИЯ									
XIV	1	210	75,4-101,5	684	22,5	62,5	12,5	0,7	-
		234	31,5-41,3	239	33,9	47,9	6,9	0,8	-

Примечание. Названия районов, полное наименование обнажений и возраст морен см. в подписи к рис. 2 и в примечании к табл. 1.

ков крупнее 5 мм (см. табл. 1). Исключение составляют две пробы, состоящие только из обломков > 10 мм, они получены из керна попарно близко расположенных скв. 17, 18 и грунтовых трубок 13, 14 (Адмиралтейское поднятие). Всего из ледниковых диамиктов баренцевоморского шельфа получено 28 проб обломочного материала: 27 проб относятся к верхневалдайскому ССК III, а одна проба (нижняя часть разреза скв. 141 – южный борт Мурманской банки) представляет, по нашему мнению, вторую морену, которая от верхневалдайской отделена мощной паккой морских алевроито-глинистых отложений.

Грубообломочный материал большинства полученных проб (62 пробы) детально петрографически изучен, 9 проб, представляющих верхневалдайскую морену в

Архейско-палеозойские породы						Мезозойские отложения			
Кристаллические сланцы	Микроклинковые граниты, гранитоиды	Интрузивные породы	Эффузивные породы	Кремнистые породы	Жальные карбонаты, кварц	Всего	Терригенные породы	Известняки, мергели	Бурый уголь, конкреционные сульфиды

КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

0,9	5,3	7	—	—	5,3	28,6	12,7	13,7	2,2
—	1	2	—	1	2	70,4	62,2	4,1	4,1
1,2	5,7	7,4	—	1,5	3,9	48,8	44,9	3,6	0,3
0,8	2,4	—	—	—	4	71	50	21	—
—	0,6	—	—	—	1,7	81,3	71,3	8,6	1,4
0,3	0,8	0,5	—	0,8	2,8	44,9	42,6	1	1,3
—	0,7	0,7	—	0,7	1,3	71,6	60,4	9,9	1,3

НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

—	—	—	—	2,9	2,8	49,1	46,3	1,4	1,4
—	—	3,1	—	1,6	0,8	27	23,7	2,1	1,2
—	—	4,3	—	—	—	68,5	66,6	1,4	0,5
—	—	—	—	—	2,3	15,2	12,8	1,2	1,2
1,2	—	0,6	0,6	3,1	4,7	13,9	8,7	1,9	3,3
0,9	—	6	—	0,9	5,1	5,6	4,2	—	1,4
3,1	—	3,1	—	3,1	1,8	23,9	20,1	0,7	3,1
3,2	—	4	—	0,8	4,8	19,5	17,9	1,6	—
—	—	—	—	1,5	4,4	8,8	5,9	2,9	—
—	—	—	—	—	—	3,9	3,9	—	—
1,4	—	—	—	1,3	6,8	5,4	5,4	—	—
3,2	—	—	—	0,5	2,2	30,5	24,7	0,5	5,3
0,7	—	0,2	—	0,2	3,6	48,6	34,1	14,2	0,3
—	—	2,1	—	1,2	6,2	32,4	24,4	7	1
—	—	3	3,0	—	6,1	6	6	—	—
0,7	—	0,7	0,2	2,4	4,8	45,9	36,3	9,6	—
—	—	0,1	1,1	0,1	1,1	86,1	40,4	45,6	0,1

ПЕЧОРСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПОДПРОВИНЦИЯ

0,1	—	—	—	0,2	0,6	0,9	0,5	0,3	0,1
0,8	—	—	—	0,8	5	3,9	1,7	0,9	1,3

двух обнажениях суши и двух морских скважинах (рис. 2), проанализированы в более общем виде (качественно); в них установлен только доминирующий тип пород, а также наличие или отсутствие индикаторных пород. В детально проанализированных пробах обломки подразделены на 2 группы, несущие разную палеогеографическую информацию: 1 – прочные литифицированные архейско-палеозойские породы и 2 – рыхлые мезозойские отложения. В силу геологических особенностей региона частицы мезозойских осадков представляют местный (шельфовый) материал ледникового ложа, а обломки архейско-палеозойских пород служат дальноприносивными продуктами ледниковой абразии возвышенной суши – областей ледниковых центров. Обломки архейско-палеозойских пород, особо значимые для обсу-

Таблица 3

Обломки дальнопровносных архейско-палеозойских пород в плейстоценовых моренах севера Русской равнины и южной части Баренцева моря

Район	Возраст морены	Обнажение		Скважина	Количество обломков в пробе	Состав обломков, %										
		Название	Номер пробы			Терригенные породы	Известняки		Кварциты		Кристаллические сланцы	Микроклиновые граниты, гранито-гнейсы	Интрузивные породы	Эффузивные породы	Кремнистые породы	Жильные карбонаты, кварц
							темно-серые, черные	светлые	темно-серые, черные	цветные						

КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

VIII	1			87	162	47	14	8	3	3	1	7	10	—	—	7
IX	1			85	29	38	21	10	7	4	—	3	7	—	3	7
				86	171	37	10	17	6	2	2	11	14	—	3	8
				141	36	50	12	7	4	2	3	8	—	—	—	14
X	1			142	67	58	14	9	6	1	—	3	—	—	—	9
				144	219	64	11	9	6	1	—	2	1	—	1	5
	2			144	43	56	14	14	5	—	—	2	2	—	2	5
XI	1	Кз	150		187	58	12	11	1	3	8	2	—	—	5	—
			151		225	53	15	9	4	5	7	2	—	—	3	2
	2	Кз	113		252	133	27	12	13	5	5	2	1	—	1	1
			114		261	32	26	15	11	5	8	1	1	—	1	—
			115		305	40	15	9	8	2	11	3	1	1	8	2

НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

I	1	13,14	81	47	30	-	12	-	-	-	-	1	4	6	
		17,18	86	79	15	-	1	-	2	-	3	-	-	-	-
II	1	66	35	44	27	18	-	-	-	-	-	-	6	5	
		67	188	38	38	17	-	-	-	-	4	2	-	1	
		71	66	45	28	12	2	-	-	-	13	-	-	-	
III	1	72	73	19	43	32	2	1	-	-	-	-	-	3	
IV	1	190	139	35	27	22	4	-	1	-	1	1	4	5	
V	1	64	204	51	20	9	6	1	1	-	6	-	1	5	
		77	170	39	30	10	7	-	4	-	4	-	4	2	
		79	100	41	28	9	6	-	4	-	5	-	1	6	
		117	62	37	29	27	-	-	-	-	-	-	2	5	
		118	49	63	18	17	2	-	-	-	-	-	-	-	
		119	70	56	14	10	7	2	2	-	-	-	2	7	
		153	130	35	30	23	3	-	5	-	-	-	1	3	
VI	1	140	337	56	17	14	4	-	2	-	-	-	-	7	
		202	401	57	19	7	3	-	-	-	3	-	2	9	
VII	1	197	31	42	20	19	6	-	-	-	3	3	-	7	
		199	224	49	23	7	5	-	1	-	1	-	5	9	
		201	118	47	21	9	5	-	4	-	1	8	1	8	
XII	1	Кс	39	95	84	-	-	8	6	-	-	-	1	1	-
			41-1	159	44	15	13	19	-	3	-	1	-	1	4
			45-1	188	36	21	12	14	-	3	-	4	1	6	3
			50-1	125	47	22	13	10	2	-	-	2	2	-	2
	2	Кс	30-1	158	55	18	9	12	-	1	-	1	-	3	1
			54-1	179	46	28	9	5	3	-	-	3	1	3	2
	3	Кс	72-1	241	27	19	13	19	1	2	-	2	3	8	6
81-1			211	37	17	13	18	-	2	-	5	1	2	5	
XIII	1	КВ	35	228	60	18	2	10	-	-	-	2	6	1	1
			39	112	54	16	13	8	-	2	-	1	1	4	1
			40	66	38	6	6	30	3	-	-	3	5	6	3
			77	99	53	35	-	9	-	-	-	-	-	3	-

Таблица 3 (окончание)

Район	Возраст морены	Обнажение		Скважина	Количество обломков в пробе	Состав обломков, %										
		Название	Номер пробы			Терригенные породы	Известняки		Кварциты		Кристаллические сланцы	Микрокляювые граниты, гранитоиднейсы	Интрузивные породы	Эффузивные породы	Кремнистые породы	Жильные карбонаты, кварц
							темно-серые, черные	светлые	темно-серые, черные	цветные						
2	КВ	46	114	41	26	—	17	—	—	—	—	3	4	9		
		55	150	37	31	8	5	3	3	—	7	1	—	5		
		73	257	43	26	—	13	1	—	—	—	10	3	4		
		73a	162	20	36	5	17	—	—	—	—	3	7	12		
		74	219	22	36	3	20	2	—	—	—	2	9	6		
		76	143	35	35	—	14	—	—	—	—	2	11	3		
		87	185	50	13	5	20	—	2	—	2	2	5	1		
ПЕЧОРСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПОДПРОВИНЦИЯ																
XIV	1		210	678	23	63	12	1	—	—	—	—	—	1		
			234	225	35	51	6	1	—	1	—	—	1	5		
XV	1	ВК	228	280	20	49	8	8	3	2	—	2	1	6	1	
			267	300	40	40	5	7	2	—	1	—	3	2		
			301	207	29	44	8	8	1	1	—	2	3	2		
			318	292	28	50	—	16	—	—	—	—	—	4	2	
			319	303	27	50	—	12	—	—	—	1	2	7	1	
			332	199	14	59	10	12	—	—	—	—	1	3	1	
			333	308	36	48	—	9	—	—	—	—	1	4	2	
			363	283	30	47	8	7	—	2	—	—	2	2	2	
			394	218	28	41	22	6	—	—	—	—	1	1	1	
			402	243	34	42	9	5	4	—	—	1	—	4	1	

Примечание. Содержания обломков (в %) округлены до целых единиц. Содержания и индикаторных типов пород выделены более жирно. Названия районов, полное наименование обнажений и возраст морен см. в подписи к рис. 2 и в примечании к табл. 1.

ждаемой в статье проблемы, по составу подразделены на 11 типов и разновидностей, а частицы мезозойских отложений – на три типа. Проведенная типизация аналитических данных отчетливо выявила свойственную ледниковым отложениям общую тенденцию (Флинт), состоящую в том, что обломки мягких пород концентрируются в мелких фракциях. В нашем случае это проявляется главным образом в поведении частиц рыхлых мезозойских отложений, которые сосредоточены преимущественно во фракции 5–10 мм. В результате в пробах, отобранных в основном на суше (частицы более 10 мм), среднее содержание обломков мезозойских осадков в 3 раза меньше, чем в пробах из керна морских скважин (частицы более 5 мм), и составляет соответственно 11 и 31% (табл. 2). Учитывая данное обстоятельство, чтобы разноразмерные пробы наиболее корректно сравнивать по составу дальноприносных обломков (архейско-палеозойские породы), последние в каждой пробе приняты за 100% и для составляющих компонентов сделан соответствующий пересчет. Полученные таким образом данные (табл. 3) обеспечивают оптимальную корреляцию материалов по прибрежной суше и прилегающим участкам шельфа. Необходимо заметить, что в табл. 1–3 пробы сгруппированы по принадлежности к выделенным петрографическим провинциям грубообломочного материала, о которых пойдет речь в следующем разделе.

Прежде чем переходить к обсуждению полученных материалов, необходимо пояснить наш подход к их интерпретации. Неоднократно упоминалось нами и другими специалистами (Гуслицер, Лосева, 1979; Эпштейн, 1990; Эпштейн, Гатауллин, 1993; Gataullin et al., 1993), что плейстоценовые морены региона имеют пространственно неоднородное строение, поэтому есть все основания полагать, что состав обломочного материала морен также подвержен определенной изменчивости. По данной причине мы, как и другие исследователи (Persson, Langerlund, 1994), считаем, что для морен, связанных с одним и тем же источником сноса, вполне естественны даже значительные (порядка 20–30%) флуктуации в содержании доминантов обломочного материала при сохранении основных особенностей его состава, и в первую очередь индикаторных типов пород.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

ОБЛОМКИ АРХЕЙСКО-ПАЛЕЗОЙСКИХ ПОРОД В МОРЕНАХ

Как уже отмечалось ранее, основная масса изученных проб обломочного материала (58 проб из 73), отобранного из плейстоценовых морен в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнины, характеризует поздневалдайский горизонт. Анализ состава проб дальноприносных ледниковых обломков позволил для данного горизонта выделять две региональные петрографические провинции грубообломочного материала – Кольскую и Новоземельскую (см. рис. 2). Первая включает фрагменты архейско-протерозойских пород Кольского полуострова, абрадированных Скандинавским щитом, вторая – обломки палеозойских пород, экзарированных Новоземельским щитом в пределах одноименного архипелага. Эти провинции характерны и для двух более древних исследованных морен.

КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхневалдайские моренные отложения провинции охарактеризованы детально изученными 8 пробами обломков и 1 пробой (скв. 62 – Мурманская банка), проанализированной качественно. Более древняя (вторая) морена представлена 4 пробами.

Кольская поздневалдайская провинция занимает сравнительно небольшую юго-западную часть рассматриваемого региона (см. рис. 2). Для ее моренного обло-

мочного материала характерен следующий средний (по 8 пробам) состав домезозойских пород: терригенные породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники) – 50%, известняки – 22%, кварциты – 7%, кристаллические сланцы – 2%, розово-красные граниты и гранито-гнейсы ~ 5%, интрузивные породы ~5%, кремнистые породы ~2%, жильные кварц и карбонат ~7%. Рассматриваемую петрографическую провинцию грубообломочного материала отличает ряд признаков (табл. 4), и в первую очередь постоянное присутствие в пробах кольских архейско-протерозойских розово-красных микроклиновых гранитов и гранито-гнейсов, цветных кварцитов и в целом заметное преобладание кристаллических сланцев и интрузивных пород (плагиклазовые граниты, характерные для докембрия Кольского полуострова). Сохраняя основные типовые петрографические особенности провинции, обломочный материал верхневалдайской морены свидетельствует об определенной пространственной изменчивости (см. табл. 3). От участка к участку наибольшим колебаниям подвержено количество обломков терригенных пород: от 37–57 до 55–64%. Содержание частиц известняков варьирует от 17–23 до 31%, а колебания количества обломков остальных пород обычно не превышают 5–10%. В верхневалдайской морене западного Канина (2 пробы) изменения в составе обломочного материала незначительны и для каждого типа пород не превышают 1% (см. табл. 3).

Более древняя (вторая) плейстоценовая морена Кольской провинции характеризуется всеми теми же особенностями состава обломков, что и верхневалдайская морена. Однако имеются некоторые отличия. Так, в скв. 144 (Северо-Канинская банка) вторая морена отличается от первой (см. табл. 3) меньшим содержанием обломков терригенных пород (57 против 65%) и большим – известняков (28 против 20%). Сходная картина характерна и для западного Канина, где вторая морена в сравнении с верхневалдайской содержит в среднем заметно меньше обломков терригенных пород (35 против 55%), но больше частиц известняков (35 против 23%), среди которых почти в 2 раза выше доля темных разновидностей; вторая морена заметно обогащена зернами кварцитов (в среднем 14 против 6%). Вместе с тем в этой морене, как и в верхневалдайской, вариации в содержании обломков основных типов пород невелики: не превышают 7–8% для терригенных пород, кварцитов и лишь для известняков достигают 10–15%.

НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхневалдайская морена провинции охарактеризована 39 детально изученными пробами грубообломочного материала (см. табл. 3) и 10 пробами, проанализированными качественно (два обнажения суши и скв. 63 на рис. 2). Более древние плейстоценовые морены представлены: вторая морена – 8 пробами, третья – 3 пробами (см. табл. 3).

Верхневалдайская Новоземельская провинция охватывает основную часть региона (см. рис. 2). Среди ее моренного обломочного материала доминируют терригенные и карбонатные породы (для 39 проб в среднем это составляет соответственно 44 и 41%), которые характерны для палеозойских толщ Новой Земли, о. Вайгач и Пай-Хоя. В составе обломков наблюдаются также кварциты – 5%, кристаллические сланцы и эффузивные породы – по 1%, интрузивные и кремнистые породы – по 2%, жильные кварц и карбонат – по 4% (взяты средние значения). Достаточно высокая встречаемость эффузивных пород и обычно существенное (часто резкое) преобладание темных известняков над светлыми – характерная особенность ледниковых частиц этой провинции, помимо отсутствия указанных выше признаков, которые выделяют Кольскую провинцию (см. табл. 4). Обломочный материал рассматриваемой петрографической провинции, как и Кольской, обладает значительной пространственной изменчивостью состава. Эта особенность проявляется на трех “уровнях”: в пределах небольшого участка (обнажения), района (от участка к

Таблица 4

**Отличительные особенности моренного обломочного материала
верхневалдайских Кольской и Новоземельской петрографических провинций
(север Русской равнины и южная часть Баренцева моря)**

Компоненты состава	Кольская провинция (8 проб)	Новоземельская провинция (39 проб)
1. Розово-красные микроклиновые граниты и гранито-гнейсы	Присутствуют во всех пробах Среднее содержание 5,1%	Отсутствуют во всех пробах
2. Эффузивные породы	Полностью отсутствуют	Встречены в 29% проб Среднее содержание 0,8%
3. Цветные кварциты	Присутствуют во всех пробах Среднее содержание 2,0,4%	Встречены в 25% проб Среднее содержание 0,3%
4. Кристаллические сланцы	Обнаружены в 58% проб Среднее содержание 2,0%	Встречены в 46% проб Среднее содержание 0,9%
5. Интрузивные породы	Обнаружены в 58% проб Среднее содержание 4,8%	Встречены в 62% проб Среднее содержание 2,1%
6. Среднее соотношение темных и светлых известняков	1,6:1	2,4:1

Примечание. Средние содержания компонентов рассчитаны для указанного количества проб.

участку) и между районами. При этом максимальным колебаниям подвержены содержания частиц доминирующих компонентов (терригенных пород и известняков). Так, в верхневалдайской морене от района к району количество обломков терригенных пород меняется от 28–35 до 56–63% (в одном случае до 79%), а содержание частиц известняков колеблется от 24–40 до 57–76%. При этом соотношение темных и светлых известняков варьирует от 1,1:1–3,3:1 до 6,7:1–50:0. Изменчивость состава моренных частиц в пределах провинции можно наблюдать на примере одного из участков Центральной впадины (район V – т.н. Штокмановская площадь), представленного 7 пробами (см. рис. 2 и табл. 3). Здесь от скважины к скважине содержание терригенных пород и известняков колеблется соответственно в пределах 35–63 и 24–56%, а соотношение темных и светлых известняков меняется от 1,1:1 до 3:1. Сходное поведение в верхневалдайской морене обломков терригенных пород и известняков обнаружено и в пределах небольших участков – конкретных обнажений. Так, в морене обн. Вастьянский Конь (XV на рис. 2) от пробы к пробе (10 проб) количество частиц терригенных пород меняется от 20–27% (в одном случае 14%) до 36–40%, а известняков – от 45–48 до 63–69%, причем соотношение темных и светлых известняков колеблется от 2:1 до 50:0. Примерно такая же картина наблюдается в верхневалдайской морене о. Колгуев (4 пробы).

Несмотря на пространственные вариации состава моренного обломочного материала, в пределах верхневалдайской Новоземельской провинции достаточно отчетливо обособляется петрографическая подпровинция, которую можно назвать Печорской. Она объединяет районы Печорского мелководья, устьевой части и нижнего течения р. Печоры (XIV–XVI на рис. 2).

Здесь повсеместно ведущим компонентом обломочного материала верхневалдайской морены служат черные и темно-серые микрокристаллические известняки, характерные для палеозойских толщ южной части Новой Земли, о. Вайгач и Пай-Хоя. Так, например, в морене обн. Вастьянский Конь среднее содержание обломков темных известняков составляет 47%, а в морене, вскрытой скв. 210 и 234 Печорского мелководья, этот показатель равен соответственно 51 и 63% (см. рис. 2).

Более древние морены Новоземельской провинции, исследованные на о. Колгуев (вторая морена – 6 проб, третья – 1 проба) и северном Канине (вторая и третья морены – по 2 пробы), имеют сходные характерные особенности состава грубообломочного материала с верхневалдайским диамиктом этой провинции (см. табл. 4). Указанным древним моренам свойственно и непостоянство содержания основных обломочных компонентов, что более присуще второй морене о. Колгуев, в которой различия между пробами в количестве обломков терригенных пород и известняков достигают 20–30%, а кварцитов – 10–12%. Во второй и третьей моренах северного Канина колебания содержания частиц указанных выше пород не превышают 5–10%, эти морены несколько отличаются друг от друга и от верхневалдайской и средним содержанием частиц доминирующих пород. Так, по сравнению с верхневалдайской во второй морене о. Колгуев среди обломков снижена доля терригенных пород (35 против 51%) и заметно увеличено количество темных известняков (их соотношение со светлыми составляет здесь 9,7:1 против 3,8:1 в первой). Третья морена о. Колгуев по соотношению обломков терригенных пород и известняков напоминает верхневалдайскую, хотя и отличается преобладанием темных кварцитов (18 против 11%). На северном Канине вторая морена по характеру обломочного материала близка к верхневалдайской и в отличие от третьей имеет повышенное содержание зерен терригенных пород (51 против 30%).

ОБЛОМКИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В МОРЕНАХ

Обломки мезозойских отложений (ОМО) весьма неравномерно распределены в верхневалдайском моренном покрове региона. В пределах Кольской петрографической провинции среди ледниковых частиц размером > 5 мм количество ОМО в целом достаточно высоко: от $\sim 45\%$ (лишь в одном случае около 29%) до $\sim 83\%$, в среднем (6 проб) $\sim 57\%$. В морене западного Канина в составе частиц > 10 мм содержится около 3% ОМО.

В отличие от Кольской в поздневалдайской Новоземельской провинции среди зерен > 5 мм количество ОМО в целом ниже (среднее для 19 проб составляет 26%), при этом оно весьма непостоянно и различно как между районами, так и между близко расположенными участками. В Новоземельской провинции минимальное (4%) среднее количество ОМО в морене наблюдается в зоне Печорского мелководья, несколько больше (до 15–32%) – в районе Центральной банки, Центральной впадины и ее бортов, а максимальное (более 45%) – в области Лудловской банки, в пределах южного борта Центральной впадины и Гусиной банки. Изменение содержания ОМО в пробах из соседних участков дает пример Лудловской банки и т.н. Штокмановской площади. В первом случае (3 пробы) от скважины к скважине количество ОМО в морене колеблется от 24 до 69%, а во втором (7 проб) – от 4–6 до 18–20%. Содержание ОМО в пробах, представленных фракцией > 10 мм, в целом более низкое, чем во фракции > 5 мм, но также очень изменчиво. Оно максимумом ($\sim 31\%$) в районе северного Канина, более низкое (9–10%) в зоне Адмиралтейского поднятия и минимально (в среднем около 1%) в низовьях р. Печоры (обн. Вастьянский Конь). Данные по низовьям р. Печоры и Печорскому мелководью (скв. 210, 234) показывают, что для поздневалдайской Печорской петрографической подпровинции характерно очень незначительное (до 4%) присутствие ОМО. Это, вероятно, связано со слабо протекавшими здесь в позднем валдае процессами ледниковой экзарации мезозойского субстрата.

Более древние морены региона обычно отличаются от верхневалдайских по числу заключенных в них ОМО (см. табл. 1). На западном Канине (Кольская провинция) вторая морена содержит значительно больше ОМО, чем верхневалдайская (в среднем ~ 14 против $\sim 3\%$). Во второй морене о. Колгуев (Новоземельская провинция) количество ОМО почти в 2 раза больше, чем в верхневалдайской (в среднем ~ 11 против $\sim 5\%$); при этом в древней морене наиболее значительные содер-

жания ОМО (до 22–24%) свойственны ее нижним или самым приподошвенным частям на контакте с меловым субстратом (см. табл. 1, пробы КВ № 55, 73а, 74). Третья морена о. Колгуев представлена одной пробой, в которой содержание ОМО равно 8%. На северном Канине вторая морена по составу ОМО (в среднем 31%) практически тождественна верхневалдайской, а в третьей морене этот показатель заметно ниже – в среднем ~ 10%.

Следует отметить, что в составе ОМО всех изученных проб преобладают, как правило, терригенные отложения, среди них во фракции 5–10 мм основными являются плотные глины, во фракции > 10 мм – слаболитифицированные алевролиты и песчаники.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Главные общие особенности палеогеографии южной части Баренцева моря и севера Русской равнины в период плейстоценовых ледниковий были, по данным С.А. Яковлева (1939), сформулированы еще Г.Де-Геером и В. Рамсеем, которые высказали предположение о существовании в регионе двух мощных центров оледенения: Скандинавского – на западе и Новоземельского – на востоке. Последующие работы были тому подтверждением. Многочисленные следы активной деятельности Скандинавского и Новоземельского щитов были установлены на севере Русской равнины: моренные покровы, содержащие “руководящие” валуны новоземельского и скандинавского (кольского) происхождения, конечно-моренные гряды, ледниковые шрамы и т.п. (Яковлев, 1939, 1956; Рудовиц, 1947; Чернов, 1947; Ламакин, 1948; Лавров, 1973, 1977). Ледниковые отложения новоземельского типа были обнаружены на о. Колгуев (Рудовиц, 1939). Однако из-за трудностей, связанных в первую очередь с возрастной датировкой и корреляцией морен, до настоящего времени существуют разночтения в трактовке характера и масштаба деятельности ледниковых щитов на материковой суше в разные эпохи плейстоцена.

Продолжительное время неизменной была точка зрения (Яковлев, 1939, 1956; Ламакин, 1948; Чернов, 1947, и др.), что самая молодая морена в западных и восточных районах севера Русской равнины имеет разный возраст (поздневалдайский и ранневалдайский) и, следовательно, различную в этих районах датировку (Яковлев, 1956) поясов конечных морен. Ю.Л. Рудовиц (1947), а затем и А.С. Лавров (1973, 1977) обосновали единый поздневалдайский возраст верхней морены на севере Русской равнины, показав одновозрастной и развитую здесь зону конечно-моренных сооружений. Дальнейшие исследования (Гуслицер, Лосева, 1979; Андреичева, 1992, и др.) подтвердили справедливость этих представлений. Однако некоторые специалисты (Гросвальд, 1983; Birjukov et al., 1988; Величко и др., 1993) считают, что последнее оледенение более масштабно и распространялось намного южнее. Дискуссионным остается вопрос о взаимоотношении поздневалдайских Скандинавского и Новоземельского щитов. Одни (Рудовиц, 1947; Лавров, 1977; Гросвальд, 1983) описывают прямой контакт щитов в районе п-ова Канин, другие (Birjukov et al., 1988; Величко и др., 1993), указывая на границы покровов в том же районе, полагают, что прямого контакта между ледниковыми щитами не было. По данным Л.А. Андреичевой (1992), граница между поздневалдайскими Скандинавским и Новоземельским ледниками проходила восточнее. Много неясностей имеется и в вопросах, связанных с более древними плейстоценовыми оледенениями севера Русской равнины. Мнения исследователей (Яковлев, 1939, 1956; Лавров, 1973; Гуслицер, Лосева, 1979; Андреичева, 1992) совпадают в том, что таких оледенений было 2–3, что они были более масштабными, чем поздневалдайское, и что ареалы распространения Скандинавского и Новоземельского покровов и положение границы между последними меняли свое положение от одной ледниковой эпохи к другой. Однако недостаточность материалов не позволяет решать эти вопросы в полной мере.

Все реконструкции развития плейстоценовых оледенений на севере Русской

равнины так или иначе затрагивают проблему распространения ледниковых щитов (во всяком случае, Новоземельского) в прилежащей акватории Баренцева моря. Однако даже исследователи, непосредственно изучающие баренцевоморский шельф, не имеют на этот счет единых суждений. Авторы, обосновавшие сплошное оледенение южной части Баренцева моря (Гросвальд, 1983; Grosswald, 1988; Gataullin et al., 1993; Эпштейн и др., 1994; Гатауллин и др., 1997), вопрос о границах Скандинавского и Новоземельского покровов не затрагивали. Исследователи, признающие ограниченное поздневалдайское оледенение баренцевоморского шельфа (Матишов, 1987; Birjukov et al., 1988; Павлидис, 1992; Величко и др., 1993), края этих щитов рисуют в тех районах морского бассейна, где, по их мнению, развиты конечно-моренные формы. Высказываются также предположения, что в позднем валдае в южной части баренцевоморского шельфа (в частности, на Центральной банке) существовали дополнительные внутренние центры оледенения (Матишов, 1987; Birjukov et al., 1988; Дунаев и др., 1995). Ю.А. Лаврушин (1979) предлагает модели более ранних плейстоценовых оледенений Баренцева моря, причем покровное оледенение шельфа он относит к московскому времени.

Проведенное нами изучение грубообломочного материала плейстоценовых морен в южной части Баренцева моря и в прилегающих районах севера Русской равнины впервые позволяет решать многие неясные вопросы на единой вещественной основе. Выделение петрографических провинций ледниковых обломков, маркирующих ареалы распространения Скандинавского и Новоземельского щитов, предоставляет возможность более корректно обрисовать палеогеографию региона в позднем валдае и дает новый дополнительный материал к истории происходивших здесь более древних оледенений. Учитывая полученные нами материалы, основные особенности развития плейстоценовых оледенений на юге Баренцева моря и севере Русской равнины можно представить следующим образом.

В *позднем валдае* Скандинавский и Новоземельский ледники, разрастаясь от своих центров (первый – на север и восток, второй – на юг и запад), стали выдвигаться в пределы баренцевоморского шельфа. Последний вследствие гляциоэвстатического понижения уровня Мирового океана, амплитуду которого принято считать равной 100–150 м (Алексеев и др., 1986), осушался по крайней мере до современной изобаты 90–95 м (с этих отметок здесь наблюдаются явные признаки голоценовой трансгрессии). На шельфе ледники вели себя как обычные континентальные: они налегали на ложе даже на тех участках, где отметки их подошвы были много ниже уровня поздневалдайского моря. Увеличиваясь в размерах и двигаясь по шельфу и низменной прибрежной суше навстречу друг другу, Скандинавский и Новоземельский щиты вплотную сомкнулись. Об этом свидетельствует сплошное развитие поздневалдайского моренного ССК III в южной части Баренцева моря (Эпштейн и др., 1994; Гатауллин и др., 1997).

Наши данные о характере распространения верхневалдайских Кольской и Новоземельской петрографических провинций ледникового обломочного материала в южной части Баренцева моря и на крайнем севере Русской равнины позволяют сделать вывод, что во время поздневалдайского оледенения доминирующая роль в регионе принадлежала Новоземельскому щиту. Его северо-западная часть перекрывала, по-видимому, всю Центральную банку, поскольку ближний край Шпицбергенского щита располагался (Elverhøi et al., 1990) севернее этого района. Зона ледораздела между Новоземельским и Скандинавским щитами находилась в юго-западной части района и располагалась на шельфе в 200–250 км от Кольского полуострова. Она имела в плане дугообразную форму, выпуклостью обращенную на северо-восток, и проходила вдоль северо-восточного подножия Мурманской банки, захватывая западный край Северо-Канинской банки, затем поворачивала на юг к п-ову Канин (к западной его части) и вдоль последнего (см., например, рисунки в работах Ю.Л. Рудовица (1947) и

А.С. Лаврова (1977)) далее следовала в область поздневалдайских конечно-моренных сооружений (см. рис. 3). В западном направлении зона ледораздела между рассматриваемыми щитами протягивалась, по-видимому, до бровки баренцевоморского шельфа, куда явно выдвигались ледниковые массы (Saettem et al., 1992). Сомкнувшись, ледниковые щиты активно взаимодействовали. Под действием подпора, оказываемого Новоземельским ледником с севера и востока, Скандинавский щит в данном регионе приобретал компоненты движения, направленные, с одной стороны, на юго-восток (в сторону низменной материковой суши), а с другой – на запад (к бровке баренцевоморского шельфа) (рис. 3). В свою очередь, наличие дугообразного выступа Скандинавского щита и оказываемое им “расклинивающее” давление вызвали разделение Новоземельского щита на два ареала: основной, двигавшийся на запад, и южный, надвигавшийся на материковую сушу. В районе о. Колгуев ледовые массы Новоземельского щита перемещались на юго-запад (по нашим материалам, на севере острова в верхневалдайской морене обломки имеют в основном ориентировку 10–60°), а в районе п-ова Канин – на юг-юго-запад и юг (20–30° – преобладающее положение удлинённых частиц в морене северного Канина – Спиридонов, Яковлева (1961)). Печорский ледниковый поток, который со стороны южной оконечности Новой Земли, о. Вайгач и Пай-Хоя распространялся на районы Печорского мелководья и нижней Печоры, имел юго-западное направление (см. рис. 3). Последнему соответствует северо-восточное падение всех основных структурных элементов в верхневалдайской чешуйчатой морене, вскрывающейся в обн. Вастьянский Конь (Эпштейн, 1990), а также доминирующая здесь северо-восточная (10–60°) ориентировка обломков в самих ледниковых диамиктах.

Взаимное давление Новоземельского и Скандинавского щитов было наиболее сильным, очевидно, в месте дугообразного изгиба зоны ледораздела, где происходило раздваивание Новоземельского покрова. На начальном этапе оледенения шельфа, когда контактирующие два щита только двинулись в район Центральной впадины, еще занятой морским бассейном, в участках, прилегающих к зоне ледораздела, вероятно, возникли скоростные ледяные потоки, свободно разгружавшиеся в морской бассейн. Вследствие свойственной таким потокам усиленной абразионной активности они выработали в мезозойском субстрате ряд узких глубоких желобов, морфологически подобных которым нет в других частях баренцевоморского шельфа. Наиболее крупные из этих желобов (Гусиный и Канинский) имеют западно-северо-западную ориентировку, соответствующую направлению движения сформировавших их ледяных потоков. На более поздних этапах оледенения, когда ледниковые щиты перекрыли Центральную впадину и продвинулись далее на запад желоба, возможно, служили зонами частого возникновения сердцевых явлений. Деятельность локализованных ледяных потоков могла, вероятно, возобновиться здесь во время дегляциации шельфа.

Движущиеся ледовые массы Скандинавского и Новоземельского щитов активно эродировали ложе. На возвышенной суше объектами ледниковой абразии были архейско-палеозойские породы, на шельфе – преимущественно четвертичные и мезозойские отложения. Скандинавский ледник доставлял в районы шельфа и на север Русской равнины обломки архейско-протерозойских микроклиновых гранитов и гранито-гнейсов, плагногранитов, серых и цветных кварцитов, кристаллических пород, а также различные породы палеозоя. Новоземельский щит транспортировал на шельф и в прилегающие с юга районы материковой суши частицы палеозойских отложений: преимущественно темных известняков и терригенных пород, кремнистых, эффузивных и некоторых других образований. Двигаясь от возвышенной суши, ледниковые щиты пересекали на шельфе линейные зоны крупнейших нарушений и структурных контактов, разных по возрасту и литологии толщ (протерозойских, палеозойских и мезозойских).

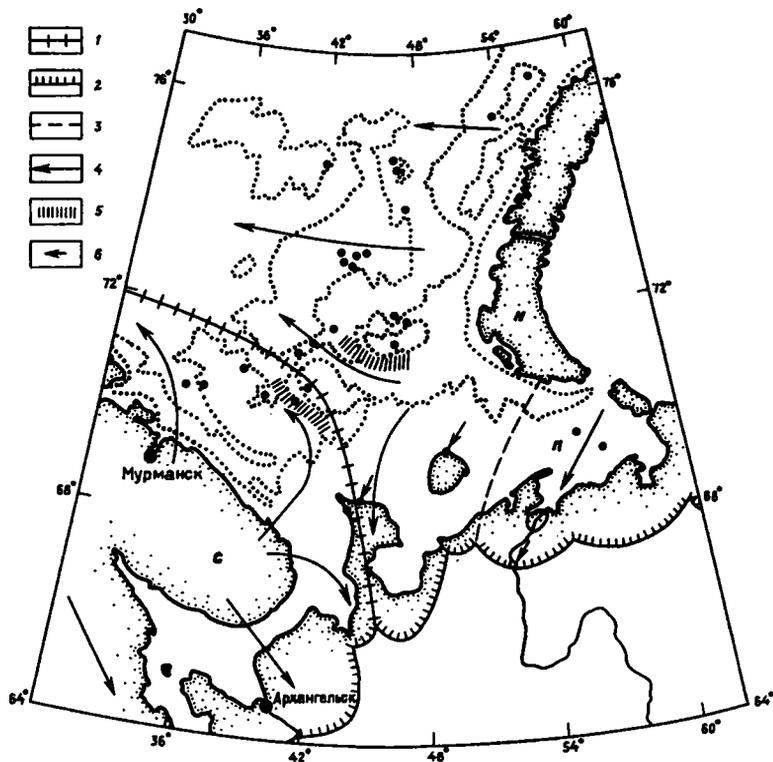


Рис. 3. Поздневалдайские Скандинавский (С) и Новоземельский (Н) ледниковые покровы в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнины

Точками показаны объекты исследований (см. рис. 2), точечными линиями изображены изобаты: 100, 200, 300 (м). 1 – зона ледораздела между ледниковыми щитами, 2 – поздневалдайские конечно-моренные сооружения по данным А.С. Лаврова (1977), 3 – граница Печорской части (П) Новоземельского щита, 4 – важнейшие направления течения льда, 5 – зоны наиболее крупных высокоскоростных ледяных потоков, которые, вероятно, функционировали в начальные этапы оледенения и при дегляциации; 6 – преобладающая ориентировка длинных осей обломочного материала в верхневалдайской морене

В результате ледниковой экзарации этих ослабленных зон возникли Кольский, Северный и Южный Новоземельские поперечные, по Г.Г. Матишову (1984), желоба (см. рис. 2). Последние, заложившиеся, очевидно, в более ранние ледниковые периоды плейстоцена, были выработаны продольным перемещением ледовых масс, как это происходит (Гау, 1982) даже в мелких абразивных формах, поперечных к общему направлению движения ледника. Другой, самый крупный отрицательный морфологический компонент баренцевоморского шельфа – субмеридионально ориентированная Центральная впадина также, вероятно, была сформирована Новоземельским ледником, двигавшимся в целом на запад. На шельфе, в области развития рыхлых мезозойских и четвертичных отложений, весьма активно проявились ледниковая абразия и мощное гляциотектоническое деформирование отложений субстрата. В этих районах были почти полностью эродированы морские осадки предшествовавшего межледниковья, другие более древние четвертичные отложения и объектом абразии стали мезозойские толщи. Скандинавский щит, по-видимому, повсеместно интенсивно эродировал мезозойский субстрат (об этом свидетельствует почти неизменно высокое содержание обломков мезозойских отложений в сформированной им морене).

Поведение Новоземельского щита на шельфе было сложнее. В пределах своего

северного ареала, ледовые массы которого двигались на запад (к бровке шельфа), он почти так же активно эродировал осадки мезозоя. Именно здесь на многих участках верхневалдайская морена включает большое количество обломков и крупных блоков мезозойских отложений. Вместе с тем в южном ареале Новоземельского щита, особенно в зоне Печорского потока, мезозойский субстрат в меньшей мере подвергся процессам абразии. При выходе Скандинавского и Новоземельского щитов в область приматерикового шельфового мелководья и тем более в районы Русской равнины экзарировались и активно гляциодислоцировались преимущественно различные четвертичные осадки. Сохранению здесь древних четвертичных отложений, в том числе и относящихся к последнему межледниковью, способствовали, видимо, два обстоятельства: большая мощность межледниковых осадков, представленных главным образом прибрежно-морскими и континентальными фациями, и, вероятно, менее активная экзарационная деятельность ледников, возможно связанная с более низкими скоростями их движения в этой по сути прикраевой зоне.

В эпоху *калининского (?) оледенения* (время формирования второй плейстоценовой морены в регионе) Скандинавский и Новоземельский щиты сомкнулись в том же районе п-ова Канин, что и в позднем валдае. Подтверждает это принадлежность обломочного материала второй морены западного и северного Канина к разным петрографическим провинциям. Однако положение и конфигурация ледораздельной зоны щитов в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнины были, очевидно, несколько иными. На это косвенно может, вероятно, указывать другой характер движения ледовых масс на шельфе. Так, по нашим данным, на о. Колгуев во второй морене удлиненные обломки имеют преимущественную северную ориентировку (320–20°). Сходное преобладающее расположение (350–20°) характерно для длинных осей обломков во второй морене северного Канина (Спиридонов, Яковлева, 1961). К тому же морены о. Колгуев и западного Канина в определенной мере отличаются от развитых в тех же районах верхневалдайских морен и составом обломочного материала. Это проявляется главным образом в заметно более низком среднем содержании частиц терригенных пород во второй морене (о. Колгуев – соответственно 35 против 51%, западный Канин – 35 против 56%). Несколько иной характер движение ледниковых щитов приобрело и на севере Русской равнины, хотя имеющиеся сведения достаточно противоречивы (например, Андрейчева, 1992; Punkari, 1995). Согласно данным М. Пункари (Punkari, 1995), основное отличие в динамике ледниковых щитов в эту эпоху заключалось в смене положения наиболее активных ледовых потоков.

Относительно эпохи *московского (?) оледенения* (время формирования третьей морены северного Канина и о. Колгуев) материалов недостаточно. Можно считать, что в эту ледниковую эпоху плейстоцена Новоземельский щит снова перекрыл основную часть шельфового приматерикового мелководья и обширные пространства севера Русской равнины, включая значительную часть п-ова Канин. На северном Канине при сохранении той же, что и во второй морене, преобладающей ориентировки обломочного материала (Спиридонов, Яковлева, 1961), наблюдается несколько иной состав обломков – заметно ниже роль терригенных пород (в среднем 30 против 51%). Третья морена о. Колгуев по составу грубообломочного материала также отличается от второй: в ней выше доля терригенных пород, кварцитов и ниже – известняков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение плейстоценовых морен в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнины привело к следующим выводам. Заключенные в моренах обломки состоят из слабо- или нелитифицированных мезозойских отложений (местные

продукты ледникового ложа) и дальнеприносных прочных архейско-палеозойских пород. Состав последних позволяет отчетливо выделить в регионе две петрографические провинции грубообломочного материала морен – Кольскую и Новоземельскую, маркирующие ареалы распространения ледовых масс соответственно Скандинавского и Новоземельского щитов. Для обломочного материала Кольской провинции характерны архейско-протерозойские породы, и в первую очередь микроклиновые граниты и гранито-гнейсы. В составе частиц другой провинции велико (особенно в Печорской п/п) содержание темных палеозойских известняков. Состав обломков дальнеприносных пород в разновозрастных моренах подтверждает представление, что Скандинавский и Новоземельский щиты функционировали в рассматриваемом регионе в течение по меньшей мере трех ледниковых периодов плейстоцена. Выясняется, что основная роль в регионе постоянно принадлежала Новоземельскому щиту. Наиболее очевидно доминирование этого щита в позднем валдае; по нашим данным, на шельфе зона его ледораздела со Скандинавским щитом на 200–250 км отстояла от Кольского полуострова. В силу взаимного давления ледниковых покровов Скандинавский щит в северной части двигался как на запад – к бровке шельфа, так и на юг – в сторону суши. Новоземельский ледник, помимо основного течения на запад (к бровке шельфа), активно перемещался на юго-запад и юг – в пределы материковой суши. При перемещении по шельфу ледники в основном уничтожили плейстоценовый покров и абрадируют докайнозойский субстрат.

Выход щитов на материковую сушу сопровождался усилением процессов ледниковой аккумуляции. Особенности динамики поздневалдайских Скандинавского и Новоземельского щитов отчетливо запечатлены в характере и расположении абразионно-аккумулятивных форм рельефа на баренцевоморском шельфе (банки, желоба) и на прибрежной суше (конечно-моренные валы и т.д.). В течение двух более древних ледниковых эпох плейстоцена Скандинавский и Новоземельский щиты контактировали на материковой суше также, по-видимому, в районе п-ова Канин. Однако положение зоны ледораздела щитов на шельфе и на севере Русской равнины было, вероятно, иным и определяло несколько отличный характер движения ледовых масс в регионе.

Авторы благодарны руководству АМИГЭ (г. Мурманск) за предоставленную возможность участвовать в морском геотехническом бурении при исследовании керна скважин и выражают признательность участникам экспедиции, с которыми они проводили полевые работы. Особо признательны М.Г. Гросвальду и Ю.А. Лаврушину за полезные критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.

Андреичева Л.Н. Основные морены европейского северо-востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.

Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 4–9.

Баренцевоморская плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Величко А.А., Борисова О.К., Доскач А.Г. и др. Русская равнина // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. Вып. 1. С. 11–21.

Гатауллин В.Н., Поляк Л.В., Эпштейн О.Г. Ледниковая геология восточной части Баренцева моря // Геология морей и океанов: (XII Междунар. школа мор. геологии: Тез. докл.). М.: Геос, 1997. С. 64–65.

Геология СССР. Т. 32. Мурманская область, ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 314 с.

Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1079 с.

Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 547 с.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Гуслицер Б.И., Лосева Э.И. Верхний кайнозой Печорской низменности. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1979. 44 с. (Сер. препр. "Научные доклады"; Вып. 43).

Данилов И.Д., Крапивнер Р.Б., Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г. Проблема генезиса мореноподобных отложений // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983а. С. 193–203.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Полякова Е.И. Современные осадки прибрежной зоны Арктических морей // Там же. 1983б. С. 35–40.

Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Приноземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. 1995. Т. 35, № 3. С. 440–450.

Крапивнер Р.Б., Грищенко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М.: Наука, 1988. С. 103–123.

Лавров А.С. Древнее оледенение северо-востока Русской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 6. С. 29–38.

Лавров А.С. Кольско-Мезенский ледниковый поток. Новоземельско-Колвинский ледниковый поток // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 83–100.

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

Лаврушин Ю.А. Гляциальный шельф: строение, осадконакопление, палеогеография // Генезис осадков и фундаментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1989. С. 91–109.

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 1. С. 173–177.

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С. и др. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры // Литология кайнозойских шельфовых отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 3–51.

Ламакин В.В. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 12. С. 18–38.

Макеев В.В., Больширинов Д.Ю. Формирование отложений и рельефа в области современного оледенения Северной Земли // Изв. ВГО. 1986а. Т. 118, вып. 2. С. 127–132.

Макеев В.В., Больширинов Д.Ю. Особенности ледниковых отложений архипелага Северная Земля // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО Севморгеология, 1986б. С. 127–132.

Матишов Г.Г. Дно океанов в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 269 с.

Окулич А.В., Лопатин Б.Г., Джаксон Х.Р. Циркумплярная геологическая карта Арктики (Геол. служба Канады. Карта 1765А, масштаб 1:6 000 000). 1989.

Павлидис Ю.А. Масштабы последнего оледенения в Арктическом бассейне // Океанология. 1992. Т. 32, № 3. С. 525–531.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков А.Ф. Строение четвертичных отложений Баренцевоморского шельфа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 45–54.

Рудовиц Ю.Л. Новые данные о геологическом строении о. Колгуева // Там же. 1939. Т. 17, вып. 6. С. 81–84.

Рудовиц Ю.Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1947. № 9. С. 15–22.

Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: Кол. науч. центр РАН, 1993. 72 с.

Спиридонов М.А., Яковлева С.В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канин и бассейна р. Пезы // Материалы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР. 1961. Вып. 42, № 3. С. 75–89.

Чернов Г.А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1947. № 9. С. 70–75.

Эпштейн О.Г. Обнажение Васгьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного ко-

нечноморенного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова // Там же. 1990. № 459. С. 14–28.

Эпштейн О.Г. Материал айсбергово-ледового разноса и его связь с гидродинамическим режимом Баренцева моря в позднем голоцене // Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода: (Тез. докл.). М., 1994. С. 268.

Эпштейн О.Г. Усовершенствованная пятибалльная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные результаты // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 654–666.

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 110–124.

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н., Романюк Б.Ф. Основные закономерности строения четвертичных отложений в восточном секторе Баренцева моря // Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода: (Тез. докл.). М., 1994. С. 269.

Яковлев С.А. Руководящие валуны, морены и границы распространения Новоземельского оледенения на Русской равнине // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1939. № 5. С. 21–44.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с.

Яковлев С.В. Палеогляциологическое значение крупнообломочного материала основных морен северной половины Русской равнины // Вещественный состав основных морен: (Материалы Междунар. симпоз.). М.: ГИН АН СССР, 1978. С. 83–96.

Birjukov V.Y., Faustova M.A., Kaplin P.A. et al. The paleogeography of Arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of last glaciation // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. Vol. 68. P. 117–125.

Boulton G.S. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers // J. Glaciol. 1970. P. 195–230.

Clapperton C.M. The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland // Ibid. 1975. Vol. 14. P. 396–406.

Drewry D. Glacial geological processes. L.: Arnold, 1986. 276 p.

Elverhøi A., Nyland-Berg V., Russwurm L., Solheim A. Late Weichselian ice recession in Central Barents Sea // Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Amsterdam: Kluwer, 1990. P. 289–307.

Gataullin V., Polyak L., Epshtein O., Romanyuk B. Glacigenic deposits of the Central Deep: A key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // Boreas. 1993. Vol. 22. P. 47–58.

Gray J.M. Unweathered, glaciated bedrock on an exposed lake bed in Wales // J. Glaciol. 1982. Vol. 28. P. 483–497.

Grosswald M.G. An Antarctic stiele ice sheet in the Northern hemisphere: Towards a new global glacial theory // Polar Geogr. and Geol. 1988. Vol. 12. P. 239–267.

Kelly M., Bennike O. Quaternary geology of western and central North Greenland // Greenland Geol. Unders. Rap. 1992. N 153. P. 1–34.

Persson K.M., Lagerlund E. Glacial dynamic and transport of debris during the final phases of the Weichselian glaciation, southwest Skåne, Sweden // J. Quatern. Sci. 1994. Vol. 9. P. 245–256.

Pickard J. The Holocene fossil marine macrofauna of the Vestfold Hills, East Antarctica // Boreas. 1985. Vol. 14. P. 189–202.

Polyak L., Lehman S., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation on the southeastern Barents Sea // Geology. 1995. Vol. 23. P. 567–571.

Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. № 111. P. 323–337.

Punkari M. Glacial flow systems in the zone of confluence between the Scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets // Quatern. Sci. Rev. 1995. Vol. 14. P. 589–603.

Saettem J., Poole D.A.R., Ellingsen L., Sejrup H.P. Glacial geology of outer Bjornoyrenna, southwestern Barents Sea // Mar. Geol. 1992. Vol. 103. P. 15–51.

ABSTRACT

For the first time Pleistocene moraine coarse debris were studied in the southern part of the Barents Sea. New data were received for the adjacent areas of mainland. Late Weichselian moraine and two more old ones were studied. Analysis of lithology of far-travelled glacial particles permitted to establish 2 lithological provinces of coarse debris (Kola and Novaya Zemlya provinces) for Pleistocene moraines. These lithological provinces mark an area spread to Scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets accordingly. These data showed that Novaya Zemlya sheet mantled the main part of the studied region. The zone of contact between Novaya Zemlya and Scandinavian ice sheets was on the Barents Sea shelf cca 200–250 km offshore Kola Peninsula and traced to Kanin Peninsula. Few data on more old ice epoch permit to assume that during these glacial periods Novaya Zemlya sheet occupied the main part in the region.

УДК 551.305

А.А. ЧИСТЯКОВ, Ф.А. ЩЕРБАКОВ

СУБАЭРАЛЬНО-МОРСКОЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Выделение генетических типов четвертичных отложений – одна из основных задач геологии антропогена. Благодаря трудам А.П. Павлова, С.А. Яковлева, Н.И. Николаева и в особенности Е.В. Шанцера была разработана детальная генетическая классификация континентальных отложений. Первоначально Е.В. Шанцер относил морские отложения к одному генетическому типу, и только позднее он пришел к выводу о целесообразности выделения генетических типов в отложениях морей и океанов.

Огромный объем работ по исследованию донных осадков морей и океанов способствовал выделению многочисленных генетических типов и в морских отложениях (данные И.О. Мурдмаа, В.Т. Фролова, О.К. Леонтьева, Ф.А. Щербакова, А.А. Чистякова и др.). Однако и Е.В. Шанцер считал целесообразным выделение смешанных генетических типов, образующихся под воздействием двух или более ведущих факторов аккумуляции. В частности, он предложил выделять смешанный аллювиально-морской генетический тип, к которому он относил дельтовые отложения. Аллювиально-морские отложения – первый генетический тип, выделенный в пограничной зоне между сушей и морем. На границе моря и суши постоянно наблюдается взаимодействие между морскими и субаэральными геологическими процессами, в результате чего происходит формирование весьма специфических обстановок осадконакопления, резко отличающихся от типично морских или континентальных. Такие переходные обстановки осадконакопления можно отнести к субаэрально-морским; хотя они выделяются с известной долей условности, в них под воздействием вполне определенных факторов аккумуляции формируются разнообразные отложения, которые можно подразделять на генетические типы и фации.

Главная отличительная черта субаэрально-морских обстановок осадконакопления – периодическое чередование подводных морских условий с субаэральными и субаквальными. Наиболее ярким примером данной обстановки осадконакопления служат приливные равнины, которые со строгой периодичностью то заливаются морем (при приливе), то осушаются (при отливе). В приливных дельтах или эстуариях происходит периодическая смена солоноватоводных условий осадконакопления на пресноводные. На формирование субаэрально-морских обстановок осадконакопления, кроме колебаний уровня моря и изменений режима речного стока, большое влияние оказывают и геоморфологические условия побережий, и в частности изрезанность береговой линии. Следует отметить, что климат играет весьма существенную роль в формировании отложений, и в различных климатических зонах образуются вполне определенные генетические типы.

Субаэрально-морские отложения

Парагенетический ряд	Группа генетических типов	Генетический тип
Субаэрально-морской	Аллювиально-морская	Дельтовые отложения
		Отложения эстуариев
	Ледниково-морская	Ледниково-морские отложения
	Лагунная	Лагунные отложения
	Приливно-отливная	Отложения приливно-отливных равнин

В таблице представлены субаэрально-морские отложения, подразделяющиеся на пять генетических типов. Самый яркий представитель субаэрально-морского парагенетического ряда – отложения приливно-отливных равнин, формирующиеся при строго периодической ежесуточной смене морских и субаэральных обстановок осадконакопления.

Обстановки осадконакопления на приливных равнинах отличаются разнообразием и зависят от многих факторов, среди которых основные – климатические и тектонические. По условиям осадконакопления в приливных равнинах можно выделить следующие участки: 1) низкие соляные марши, 2) высокие соляные марши, 3) приливно-отливные русла и 4) прирусловые валы (Конюхов, Голубовская, 1989).

Соляные марши широко развиты на Атлантическом побережье США, на них происходит накопление преимущественно тонкого алеврито-глинистого материала, приносимого с суши водными потоками, в особенности тальми водами, и ветром. Как правило, эти осадки обогащены органическим веществом, имеющим в основном гумусовый состав вследствие образования за счет разложения остатков галофитов. В плейстоцене этот процесс был крупномасштабным, о чем свидетельствуют залежи торфа, вскрытые бурением на открытых участках шельфа, на глубине до 60 м.

Отложения приливно-отливных равнин могут быть представлены не только глинами и алевритами, но также и песчанистыми разностями. Так, классические приливные равнины Голландии и Северной Германии (Северное море) в большинстве случаев сложены песками, преимущественно тонкозернистыми, с различным содержанием среднезернистых разностей. Процессы осадконакопления на приливно-отливных равнинах происходят весьма активно. На соляных маршах побережья Джорджии, Луизианы и Техаса скорость аккумуляции осадков, по данным радиологических исследований, в настоящее время составляет 0,5–1,3 см/год (Orson et al., 1990).

Для приливно-отливных отложений характерно разнообразие седиментационных текстур: горизонтальная параллельная слоистость, разнообразные знаки ряби течений, широкое распространение косых серий слоев сигмовидной формы, развитых на приливно-морских равнинах датского сектора побережья Северного моря и в других районах. Кроме того, корытообразная слоистость с включением мелких разнонаправленных серий косых слоев, названных “селодочным скелетом”.

По сравнению с “водораздельными” участками в приливно-отливных руслах отлагается более крупный материал, причем наиболее грубые осадки концентрируются в устьевых участках проток. Разнообразный раковинный материал накапливается как на дне русел, так и на прилегающих прирусловых валах.

Таким образом, в отложениях приливно-отливных равнин достаточно четко выделяются фации низких и высоких маршей, приливных русел и окаймляющих их прирусловых валов. Они характеризуются специфическими условиями осадконакопления, составом отложений и различаются по включениям растительных остатков и фауны.

Формирование аллювиально-морской группы, относящейся к генетическому типу субаэрально-морских отложений, происходит в условиях еще более сложного взаимодействия морских и континентальных обстановок осадконакопления. Главный фактор накопления этих осадков – сток речной воды и наносов, осаждение которых контролируется и морскими процессами. Среди аллювиально-морской группы выделяются два генетических типа – дельтовые накопления и отложения эстуариев.

Формирование дельтовых накоплений происходит в условиях постепенного перехода гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного морского бассейна. Поэтому фаціальную дифференциацию дельт определяют две группы факторов – речная (русловые процессы, изменчивость стока воды и наносов и др.) и морская (приливы, волнения и течения). По особенностям гидродинамических условий фаціальных обстановок осадконакопления в дельтовых областях выделяют следующие характерные участки: 1) приустьевый, где на русловые процессы начинают воздействовать колебания уровня приемного бассейна, вызываемые приливами и ветровыми нагонами; 2) собственно дельта, где формирование фаций определяется взаимодействием водных масс реки и приемного бассейна; 3) предустьевое взморье, или авандельта, где происходит обмеление моря за счет поступления влекомых речных наносов и ведущими являются морские факторы; 4) прodelьта, где откладываются только взвешенные наносы.

На предустьевом участке реки накапливаются обычные фации аллювиальных отложений. Однако приливы и ветровые нагоны вызывают периодические кратковременные задержки течения, что способствует отложению более мелких фракций речных наносов. Приливы и нагоны проникают далеко вверх по руслам рек (Енисей – на 900 км, Амазонка – на 1000 км). Вследствие этого по мере приближения к устью постепенно уменьшается крупность как руслового, так и пойменного аллювия. Однако приливы и нагоны наиболее сильно влияют на собственно дельты, где русло разветвляется на многочисленные рукава и протоки. Соленые, более плотные морские воды вторгаются в дельтовые рукава в виде галоклина. При максимальных приливах в рукавах на какое-то время формируются подпорные участки, где течения вообще отсутствуют. Под воздействием галоклина речная струя теряет взаимодействие со дном, поэтому начинается массовое отложение речных наносов, как влекомых, так и взвешенных. В результате такого процесса формируется специфическая фация приливного подпора, обычно представленная тонкозернистыми, местами илистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью озерного облика.

В рукавах дельт, в местах их впадения в приемный бассейн часто образуются предустьевые углубления, возникающие вследствие резкого возрастания скорости донного течения в паводок, когда в устье происходит увеличение уклона водной поверхности. В фации предустьевых углублений обычно присутствуют песчано-алевритистые осадки с горизонтальной или спиралевидной слоистостью, не характерной для вмещающих их аллювиальных отложений.

Предустьевое взморье, или авандельта (delta platform), – это зона, где заканчивается переход гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного морского бассейна. В зоне происходит отложение основной массы речных наносов, образующих специфические аккумулятивные формы в виде устьевых баров и приливных гряд. Устьевые бары образуются в результате уменьшения скорости речного потока вследствие его растекания при выходе на взморье. Объем песчаных наносов, аккумулирующихся на баре, может достигать больших величин. Так, по данным В.Н. Коротаева (1991), на баре одной из протоков дельты р. Индигирки за время весеннего паводка накапливается около 150 тыс. м³ осадков.

Мористее устьевых баров располагается зона интенсивного смешивания пресных и соленых морских вод, часто совпадающая со свалом глубин, который обычно хорошо просматривается в рельефе дна с четким крутым уступом. Он служит конечной границей распространения влекомых речных наносов в виде донных ак-

кумулятивных форм. Свал глубин слагается осадками, отражающими сезонные колебания стока, – паводковыми или более грубыми, обычно песчаными и меженными, значительно более тонкими, как правило, алевритистыми разностями. Это возникает вследствие того, что в зоне смешения пресных и соленых вод происходит коагуляция и накопление тонких взвешенных частиц. Отложения свала глубин и устьевых баров можно выделить в самостоятельные фации.

На предустьевом взморье возникает сложная система течений, которые выносят взвешенные наносы за свал глубин, где формируются тонкие илестые отложения продельты. Как правило, продельта примыкает к свалу глубин, но при сильных течениях она может быть частично или даже полностью отделена от основной части авандельты. Так, например, продельта р. Роны отделена от свала глубин на несколько десятков километров.

Дельтовые накопления – яркий пример совместного воздействия речных и морских факторов на формирование их многочисленных фаций в пограничной зоне суши и моря. В разных частях дельт можно отметить преобладающее влияние континентальных или морских процессов или их примерное равенство.

Отложения эстуариев формируются при интенсивном взаимодействии континентальных и морских процессов осадконакопления. Эстуарии образуются при подтоплении низовьев речных долин во время морской трансгрессии. С гидрологической точки зрения эстуарий – это полужамкнутый водоем, имеющий открытый выход в море с одной стороны и соединяющийся с рекой с другой. Главная отличительная черта эстуариев – наличие в них речных вод плотностью 1 г/см^3 и соленых морских вод плотностью $1,025 \text{ г/см}^3$. Вследствие низкой плотности пресная речная вода течет по поверхности более плотной соленой воды и растекается в виде слоя, который постепенно утоняется в сторону моря. В то же время придонный клин соленых вод (галоклин) так же постепенно выклинивается вверх по реке. Граница раздела между солеными и пресными водами периодически меняется под воздействием приливов и отливов. Галоклин при максимальных приливах вызывает застойные явления в эстуарии, поэтому эстуарии служат эффективными седиментационными ловушками с высокими скоростями осадконакопления (до 10 мм/год). Осадки поступают в эстуарии из рек в виде влекомых и взвешенных наносов, основная масса которых наносится в короткие паводковые периоды. Значительно меньшее количество наносов может поступать с морскими приливными течениями. Как влекомые, так и взвешенные наносы в основном отлагаются около верхнего края клина соленых вод, где скорость течения резко замедляется, а при максимальных приливах падает до нуля.

В эстуариях можно выделить три основные среды осадконакопления: 1) дно русел, где формируются русловые фации; 2) прибрежные и межрусловые участки пойм, заливаемые при приливах и паводках, на которых формируются участки пойменного облика; 3) мелководные бухты с застойной гидродинамической обстановкой. Русловые фации эстуариев, образующиеся в достаточно высокоэнергетической обстановке, представлены песками, часто грубозернистыми с большим количеством раковин, гальки и кусков древесины. Характерна разнонаправленная косяя слоистость типа “следочного скелета”, образующаяся под воздействием приливных и отливных течений. Осадки пойм представлены слоистыми глинами и алевритами, разделяющимися неслоистыми пачками мощностью от 1 до 10 см. В бухтах в зависимости от источника поступления осадков и энергии волнения могут накапливаться илы или пески с характерной интенсивной биотурбацией, которая слабо развита в слоистых осадках пойм и приливных равнин.

В масштабе геологического времени эстуарии представляют собой достаточно эфемерные образования, так как они быстро заполняются осадками. Время их существования измеряется тысячами, редко несколькими десятками тысяч лет. Заполнение эстуариев осадками происходит от их головных частей к устью и краям. Эстуарная дельта выполнения формируется в голове эстуария и нарастает в сторо-

ну моря. Латеральной аккумуляции, возникающей за счет разрастания маршей и приливных равнин, также отводится значительная роль. Для некоторых эстуариев весьма важным фактором является отложение морских осадков в их устьях. После заполнения эстуария осадками река втекает в море уже по аккумулятивной равнине и формирует дельту выдвигания.

Генетический тип отложений эстуариев – эффективный пример взаимодействия континентальных субаквальных и морских процессов. Эстуарные отложения наглядно отражают все сложные фациальные обстановки субаэрально-морского осадконакопления. В них четко выражен постепенный переход от речных аллювиальных отложений к типично морским осадкам.

Лагунные накопления, относящиеся к генетическому типу, формируются в различных лагунах, широко распространенных на многих морских побережьях. В отличие от эстуариев в лагуны редко впадают крупные реки, поэтому в них практически отсутствует пресная вода. Прибрежные лагуны представляют собой преимущественно мелководные акватории, отчлененные от открытого моря барами, косами или пересыпями. Специфические особенности лагун – мелководность, защищенность от волнового воздействия открытого моря, постоянная или сезонная связь с основными водоемами, повышенная и / или пониженная соленость вод.

На формирование лагунных накоплений большое влияние оказывает климат, и для каждой климатической обстановки характерны свои специфические отложения. Так, в лагунах умеренных широт повсеместно распространены глинистые и алевроито-глинистые илы с многочисленными следами деятельности илоедов. В арктических широтах тонкозернистые осадки лагун часто обогащены материалом ледового разноса – галькой, песком и мелкими валунами. Среди лагунных осадков тропической зоны преобладают тонкие карбонатные илы, переработанные илоедами и поэтому содержащие большое количество фекальных пеллет (Конюхов, Голубовская, 1989); встречаются и оолитовые песчаные осадки.

В лагунах аридных областей (Персидский залив) содержание солей в воде может достигать 120 г/л. В них накапливаются эвапориты, представленные в основном гипсом, ангидритом и полигалитом. На пластах эвапоритов нередко залегают водорослевые подушки или маты, образующие сплошной покров. Эти водорослевые образования обязаны своим возникновением мельчайшим организмам – так называемым цианобактериям. Водорослевые биогермы этого типа многими чертами напоминают широко распространенные в докембрийских разрезах слоистые известняки – строматолиты. Когда-то их формирование происходило на огромных территориях в прибрежных зонах. В настоящее время строматолиты ярко представлены в лагуне Мормона (Южная Калифорния).

Лагунные отложения, относящиеся к генетическому типу, – убедительный пример специфических условий осадконакопления в пограничной зоне между сушей и морем. Лагунные накопления, как и погребенные почвы, – чуткий индикатор климатической обстановки времени их формирования.

В ледниково-морских отложениях сейчас принято выделять большую группу довольно разнообразных, прежде всего терригенных, осадков, формирующихся в подледных условиях. Подледная седиментация происходит в заполненном морскими водами пространстве, образующемся под шельфовыми ледниками арктического типа и под покровом многолетних паковых льдов, подобных тем, которые в настоящее время занимают всю центральную часть Северного Ледовитого океана. Главный источник осадочного материала в большинстве случаев тот, который несет в себе плавующие льды, захватывающие его с суши. Естественно, что наибольшее количество такого материала выносится шельфовыми льдами. Подобные отложения широко распространены на арктических шельфах, где они накапливались в период, например, последнего оледенения Северного полушария на тех участках, которые оставались под уровнем моря (при его регрессии) и под шельфовыми или паковыми льдами (Рыбалко, 1992). Для всех типов отложений подледной седимен-

тации характерно то, что большинство из них относится к так называемым диамиктитам, т.е. осадкам, сложенным двумя и более основными компонентами, представленными частицами разного размера и состава. Среди разнообразных ледниково-морских отложений большая часть относится фактически к морским, и термин “ледниково” в данном случае означает лишь источник осадочного материала и агент его переноса с суши. Однако есть группа фаций этих образований, которые могут быть отнесены к субаэрально-морскому ряду генетических типов. Исследования шельфовых ледников Антарктиды позволили выделить области интенсивного осадконакопления, находящиеся в самом начале шельфового ледника, в месте “отрыва” данного участка ледового щита от коренного субстрата и перехода его в “плавающее” состояние. Здесь, в самом начале прибрежной части морской подледной полости шельфового ледника, образуется зона разгрузки потока талых вод и осадочного материала, идущего из-под субаэральной части ледового щита. Авторы приводимой реконструкции (Cooper et al., 1991) считают, что зона “отрыва” ледового щита от коренного субстрата и перехода его в “шельфовое” состояние часто структурно и геоморфологически обусловлена. В частности, в приводимом ими примере это связано с пологим перегибом поверхности шельфа, служащим бровкой палеошельфа. Кроме лавинного осаждения ледникового материала, в зоне разгрузки происходит и его оползание, в основном в виде оползней или слаборазжиженных масс осадков. В результате уже в морской водной среде, но еще под определяющим потоком вещества с суши, формируется зачастую довольно мощное аккумулятивное тело, которое некоторые специалисты (Alleg et al., 1989) именуют дельтой.

Таким образом, изложенный выше материал позволяет с полной уверенностью сделать вывод о целесообразности выделения субаэрально-морского парагенетического ряда четвертичных отложений, формирующегося в весьма специфических обстановках осадконакопления зоны перехода континентальных процессов седиментогенеза к морским. В парагенетическом ряду выделяется несколько генетических типов, существенно различающихся по условиям формирования и литологическим составам. Однако все они несут черты как континентального, так и морского генезиса. В разных генетических типах могут преобладать черты континентального седиментогенеза или, наоборот, морского осадконакопления. Выделение субаэрально-морских генетических типов в древних отложениях позволит более точно определить палеогеографическую и палеодинамическую обстановку их формирования. Это также поможет наметить древние береговые линии и уточнить контуры палеоморских бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

Бровка П.Ф. Развитие прибрежных лагун. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1990. 148 с.

Демиденко Н.А. Типы движения наносов в приливных устьях рек // Тр. Гос. океаногр. ин-та. 1991. № 198. С. 130–140.

Конюхов А.И., Голубовская Т.Н. Осадконакопление в различных структурно-геоморфологических зонах Мирового океана. М.: ВИНТИ, 1989. 117 с.: ил. (Итоги науки и техники. Общ. геология; Т. 25).

Кортаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во МГУ, 1991. 224 с.: ил.

Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Закономерности формирования дельт выдвижения на открытом морском побережье // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1991. № 5. С. 36–44.

Михайлов В.Н., Повалишникова Е.С. Необычное природное явление – “обратный” эстуарий // Там же. 1992. № 1. С. 36–44.

Рыбалко А.Е. Генетические критерии выделения ледниково-морских отложений и спорные вопросы палеогеографии северо-западной России в позднем плейстоцене–голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. ЗРФ(9). С. 11–25.

- Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 188 с.: ил.
- Чистяков А.А.* Фаціальная дифференциация дельт и глубоководных конусов выноса. М.: ВИНТИ, 1980. 132 с. (Итоги науки и техники. Общ. геология; Т. 10).
- Allen J.R.L.* The Severn Estuary in Southwest Britain: Its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime // *Sediment. Geol.* 1990. Vol. 66, N 1/2. P. 13–28.
- Alley R.B., Blankenship D.P., Rooney S.T.* et al. Sedimentation beneath ice shelves – the view from ice stream // *Mar. geol.* 1989. Vol. 85. N 2/4. P. 101–120.
- Anderson J.B., Thomas M.A.* Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: The record of such events and their influence on sedimentation // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 70, N 2/4. P. 87–104.
- Bouma A.H., Roberts H.H., Coleman J.M., Prior D.B.* Delta-front gullies as part of mass movement phenomena: Mississippi River delta front // *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol.* 1991. N 46. P. 99–105.
- Childers D.L., Day J.W.* Marsh-water column interactions in two Louisiana estuaries. 1. Sediment dynamics // *Estuaries.* 1990. Vol. 13, N 4. P. 393–403.
- Cooper A.K., Barrett P.J., Minz K.* et al. Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: A record of glacio-evstatic and tectonic events // *Mar. Geol.* 1991. Vol. 102, N 1/4. P. 171–213.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R.* Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications // *J. Sediment. Petrol.* 1992. Vol. 62, N 6. P. 1130–1146.
- Elverh A., Pfirman S., Solheim A.* Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // *Mar. Geol.* 1989. Vol. 85, N 2/4. P. 225–250.
- Heijnis H., Berger G.W., Eisma D.* Accumulation rates of estuarine sediment in the Pollard area: Comparison of Pb-210 and pollen influx methods // *Netherl. J. Sea. Res.* 1987. Vol. 21, N 4. P. 295–301.
- Kostaschuk R.A., Luternauer J., McKenna G.T., Moslow T.F.* Sediment transport in a submarine channel system: Frazer river delta, Canada // *J. Sediment. Petrol.* 1992. Vol. 62, N 2. P. 273–282.
- Lennon G.W., Bowers D.G.* Gravity currents and the release of salt water from an inverse estuary // *Nature.* 1987. Vol. 327. P. 341–358.
- McPherson J.G., Shanmugam G., Muiola R.J.* Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 99, N 3. P. 331–340.
- Orson R.A., Simpson R.L., Good R.E.* Rates of sediment accumulation in tidal freshwater marsh // *J. Sediment. Petrol.* 1990. Vol. 60, N 6. P. 859–869.
- Roep Th. B.* Neap-spring cycles in subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, N.W. Netherlands // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 71, N 3/4. P. 213–230.
- Sha L.P.* Surface sediments and sequence models in the ebbtidal delta of Texel inlet, Wadden Sea, the Netherlands // *Ibid.* 1990. Vol. 68, N 1/2.
- Sherwood Ch.R.* Sedimentary geology of the Columbia River estuary // *Progr. Oceanogr.* 1990. Vol. 25, N 1/4. P. 15–79.
- Shi Zhong.* Tidal bedding and tidal cyclicities within the internal sediments of a microtidal estuary, Dyfi River Estuary, West Wales, U.K. // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 73, N 1/2. P. 43–58.
- Smith N.D., Phillips A.C.* A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas // *Geology.* 1990. Vol. 18, N 1. P. 10–13.

ABSTRACT

Subaerial-marine deposits are formed on the boundary between land and sea. These deposits have been accumulated in the result of mutual interaction between continental and marine geological processes. There are five genetic types in a subaerial-marine group: 1) ebb-tide accumulative planes; 2) deltaic sediments; 3) estuarine deposits; 4) lagunal sediments; 5) ice-marine deposits. The recognition and subdivision of subaerial-marine deposits will be very useful for paleogeographic reconstructions.

- Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 188 с.: ил.
- Чистяков А.А.* Фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов выноса. М.: ВИНТИ, 1980. 132 с. (Итоги науки и техники. Общ. геология; Т. 10).
- Allen J.R.L.* The Severn Estuary in Southwest Britain: Its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime // *Sediment. Geol.* 1990. Vol. 66, N 1/2. P. 13–28.
- Alley R.B., Blankenship D.P., Rooney S.T.* et al. Sedimentation beneath ice shelves – the view from ice stream // *Mar. geol.* 1989. Vol. 85. N 2/4. P. 101–120.
- Anderson J.B., Thomas M.A.* Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: The record of such events and their influence on sedimentation // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 70, N 2/4. P. 87–104.
- Bouma A.H., Roberts H.H., Coleman J.M., Prior D.B.* Delta-front gullies as part of mass movement phenomena: Mississippi River delta front // *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol.* 1991. N 46. P. 99–105.
- Childers D.L., Day J.W.* Marsh-water column interactions in two Louisiana estuaries. 1. Sediment dynamics // *Estuaries.* 1990. Vol. 13, N 4. P. 393–403.
- Cooper A.K., Barrett P.J., Minz K.* et al. Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: A record of glacio-evstatic and tectonic events // *Mar. Geol.* 1991. Vol. 102, N 1/4. P. 171–213.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R.* Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications // *J. Sediment. Petrol.* 1992. Vol. 62, N 6. P. 1130–1146.
- Elverh A., Pfirman S., Solheim A.* Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // *Mar. Geol.* 1989. Vol. 85, N 2/4. P. 225–250.
- Heijnis H., Berger G.W., Eisma D.* Accumulation rates of estuarine sediment in the Pollard area: Comparison of Pb-210 and pollen influx methods // *Netherl. J. Sea. Res.* 1987. Vol. 21, N 4. P. 295–301.
- Kostaschuk R.A., Luternauer J., McKenna G.T., Moslow T.F.* Sediment transport in a submarine channel system: Frazer river delta, Canada // *J. Sediment. Petrol.* 1992. Vol. 62, N 2. P. 273–282.
- Lennon G.W., Bowers D.G.* Gravity currents and the release of salt water from an inverse estuary // *Nature.* 1987. Vol. 327. P. 341–358.
- McPherson J.G., Shanmugam G., Muiola R.J.* Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 99, N 3. P. 331–340.
- Orson R.A., Simpson R.L., Good R.E.* Rates of sediment accumulation in tidal freshwater marsh // *J. Sediment. Petrol.* 1990. Vol. 60, N 6. P. 859–869.
- Roep Th. B.* Neap-spring cycles in subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, N.W. Netherlands // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 71, N 3/4. P. 213–230.
- Sha L.P.* Surface sediments and sequence models in the ebbtidal delta of Texel inlet, Wadden Sea, the Netherlands // *Ibid.* 1990. Vol. 68, N 1/2.
- Sherwood Ch.R.* Sedimentary geology of the Columbia River estuary // *Progr. Oceanogr.* 1990. Vol. 25, N 1/4. P. 15–79.
- Shi Zhong.* Tidal bedding and tidal cyclicities within the internal sediments of a microtidal estuary, Dyfi River Estuary, West Wales, U.K. // *Sediment. Geol.* 1991. Vol. 73, N 1/2. P. 43–58.
- Smith N.D., Phillips A.C.* A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas // *Geology.* 1990. Vol. 18, N 1. P. 10–13.

ABSTRACT

Subaerial-marine deposits are formed on the boundary between land and sea. These deposits have been accumulated in the result of mutual interaction between continental and marine geological processes. There are five genetic types in a subaerial-marine group: 1) ebb-tide accumulative planes; 2) deltaic sediments; 3) estuarine deposits; 4) lagunal sediments; 5) ice-marine deposits. The recognition and subdivision of subaerial-marine deposits will be very useful for paleogeographic reconstructions.

УДК 551.79

Н.Р. АЛКСНИТИС, М.А. ЮХИНА

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ О ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Летом 1997 г. проводились исследования в среднем течении рек Ловать и Редья Поддорского и Старорусского районов Новгородской области.

Собран новый материал по стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений. В долине р. Ловать на данном участке хорошо прослеживаются две террасы (высота первой более 3 м, второй – более 20 м). В долине р. Ловать (у д. Новая Переса) на левом берегу снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

Q_3	1. Конгломерат с галькой и валунами, средний диаметр около 1 м.....	0,3
	2. Супесь красновато-бурая.....	2,0
	3. Суглинок красно-кирпичный.....	0,27
	4. Глина от красно-кирпичной до розовато-красной с хаотическими включениями разных цветовых оттенков.....	23,52
Q_4	5. Почвенный слой.....	0,15

По всей мощности обнажения наблюдаются включения гальки и валунов. Валуны всегда достигают в диаметре 1,5 м.

Ниже по течению, в 0,3 км от д. Старая Переса, в обнажении на правом берегу реки снизу вверх выходят:

Мощность, м

Q_3	1. Галечник.....	0,3
	2. Супесь серовато-голубая с четкой горизонтальной слоистостью.....	0,27
	3. Суглинок бледно-голубой, бледно-зеленый и охристый, горизонтально-слоистый (типа ленточного).....	0,5
	4. Глина последовательно бордово-фиолетовая и голубая, очень плотная, горизонтально-слоистая (типа ленточной).....	0,73
	5. Суглинок рыжевато-охристый.....	0,4
	6. Глина последовательно бордово-фиолетовая, розовая, кирпично-красная, зеленовато-голубая, светло-коричневая.....	3,68
	7. Суглинок от охристого до охристо-коричневого, с нечетко выраженной границей между слоями.....	13,2
	8. Глина зеленовато-желтая и кирпично-красная, с ярко выраженной границей между слоями.....	6,67
	9. Суглинок светло-коричневый.....	2,92
	10. Супесь желтовато-серая.....	0,35
Q_4	11. Почвенный слой.....	0,1

В долине р. Редья на левом берегу снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

Q ₃	1. Песчаник серо-зеленый с большим количеством слюды, он составляет небольшой процент в слое глины.....	0,15
	2. Глина охристо-красная с включениями конкреций из глины бурокрасной (близкой к кирпичной), бледно-голубая и розовая	0,05
	3. Супесь красновато-охристая, однородная по цвету и структуре	1
	4. Песок красновато-охристый, в нижних слоях с сильной примесью слюды; слабо выражена слоистость; снизу вверх наблюдается увеличение размеров песчинок	2,7
Q ₄	5. Почвенный слой.....	0,25

На правом берегу р. Редья снизу вверх выходят:

Мощность, м

Q ₃	1. Песок серовато-бежевый, мелкозернистый, с большим количеством черной слюды.....	0,22
	2. Суглинок ржаво-красный с конкрециями глин серовато-охристых	0,62
	3. Песок от оранжево-охристого до голубовато-белого, мелкозернистый, с ярко выраженной контрастной слоистостью	0,6
	4. Супесь от желтовато-белой до рыжеватого-охристой, с ярко выраженной горизонтальной слоистостью.....	2,07
	5. Глина цвета умбры	0,17
	6. Супесь охристого цвета	0,48
Q ₄	7. Почвенный слой.....	0,25

Проанализировав полученные материалы, можно предполагать, что в долинах рек вскрываются верхнеплейстоценовые отложения, хорошо изученные по разрезам выше по течению р. Ловать (Чеботарева, Макарычева, 1974).

Таким образом, дополнительно получены новые данные о верхнеплейстоценовых отложениях Русской равнины. Особый интерес представляют разрезы в долине р. Ловать. В левобережном обнажении вскрываются, по-видимому, осадки, связанные своим генезисом с ледником, а на правом берегу обнажается нормальная аллювиальная толща.

ЛИТЕРАТУРА

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

30-ЛЕТИЕ ЛАБОРАТОРИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА

В июне 1998 г. исполнилось 30 лет межкафедральной лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ). Лаборатория была создана по инициативе академика К.К. Маркова в июне 1968 г., и ее бессменно возглавляет заслуженный деятель науки РФ проф. П.А. Каплин. Создание лаборатории явилось результатом развития в МГУ палеогеографической школы, основы которой были заложены еще в конце XIX в. академиком А.П. Павловым и проф. Д.Н. Анучиным. Исходной базой для лаборатории послужило палеогеографическое подразделение, которое состояло главным образом из палеоботаников, литологов и геохимиков, работавших на кафедре общего землеведения географического факультета, преобразованной в 1963 г. в кафедру общей физической географии и палеогеографии.

С первых лет существования лаборатории удалось привлечь в нее молодых специалистов – физиков, радиохимиков, зоологов, археологов, что позволило организовать новые направления в изучении четвертичных отложений. Основная исследовательская деятельность лаборатории направлена на палеогеографические реконструкции эволюции природы континентов и океанов в плейстоцене для установления закономерностей их развития в целях долгосрочного прогноза изменений климата, уровня Мирового океана и глобальных экологических условий. Основой исследований стал метод комплексного (сопряженного) палеогеографического анализа опорных разрезов четвертичных отложений. На этой основе были проведены работы по изучению наиболее важных опорных разрезов четвертичных отложений на территории бывшего СССР (от западных границ до Камчатки) и на территориях зарубежных стран и участков акватории океанов (Болгария, Куба, о-в Мадагаскар, Сейшельские острова, о-в Новая Гвинея). Полученные результаты были опубликованы в серии коллективных монографий по опорным разрезам Иссык-Куля, Северо-Восточного Приазовья, Западной Камчатки, Алтая, Мамонтовой горы, Центра Русской равнины, Нижнего Приамурья, Чукотки, Сахалина, Кубы, Сейшельских островов, о-ва Мадагаскар и др., а также в сборниках трудов “Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек”.

Методические и фундаментальные разработки сотрудников лаборатории по комплексному изучению палеогеографии плейстоцена и четвертичных отложений опубликованы в серии трудов и нашли применение в производственной и научной практике. Среди них: “Проблемы физической географии и палеогеографии” (1976), “Руководство по изучению новейших отложений” (1-е изд. в 1976, 2-е изд. в 1991), “Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии” (1981), “География Сейшельских островов” (1986), “Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена” (1986), “Комплексные биостратиграфические исследования” (1987), “Литологические методы в палеогеографии” (1987), “Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена” (1991), “Тенденция развития природы в новейшее время” (1993),

“Корреляция палеогеографических событий: Шельф–континент–океан” (1995), “Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана” (1997) и др.

Труды сотрудников лаборатории получили широкое признание научной общественности и неоднократно удостоивались премий. Серия монографий по опорным разрезам и методике их изучения под научной редакцией К.К. Маркова и П.А. Каплина была удостоена Ломоносовской премии, а ее создатели награждены медалями ВДНХ. Работы П.А. Каплина по изучению изменений уровня Мирового океана в плейстоцене отмечены “Большой медалью принца Альберта I Монакского”. Премией им. Д.Н. Анучина отмечены монографии П.А. Каплина “Новейшая история побережий Мирового океана” и Н.Г. Судаковой “Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза”. В 1997 г. премии Ученого совета географического факультета МГУ получили работы В.А. Большакова, С.Д. Николаева и А.А. Свиточа.

В настоящее время в лаборатории работают 23 сотрудника, среди них 8 докторов и 11 кандидатов наук. Несмотря на существующие трудности финансирования научных работ, лаборатория продолжает заниматься основными направлениями исследований и развивает принципы комплексного изучения четвертичных отложений и форм рельефа. В настоящее время в лаборатории существует несколько основных направлений исследований: литологическое (руководитель Н.Г. Судакова), палеофаунистическое и истории внутренних морей юга Европы (руководитель А.А. Свиточ), палеоботаническое – спорово-пыльцевой и диатомовый анализы (руководители Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова), палеогеографии и геоморфологии береговых зон Мирового океана (руководители П.А. Каплин, А.О. Селиванов), палеомагнитное (руководитель С.С. Фаустов), геохимическое и палеопедологическое (руководитель Н.И. Глушанкова), палеоизотопное (руководитель С.Д. Николаев), геохронометрическое (руководитель О.Б. Парунин).

За последние годы в лаборатории получены важные научные результаты. В частности, установлены закономерности развития в плейстоцене ледниковой и перигляциальной зон Русской равнины, уточнены стратиграфические схемы этого региона, реконструированы палеоклиматические и ландшафтные условия межледниковых периодов (З.В. Аleshинская, Н.С. Болиховская, В.А. Большаков, А.И. Введенская, Е.И. Вирина, Т.Н. Воскресенская, В.С. Гунова, Г.М. Немцова, Н.Г. Судакова).

На основе разработанной палеогеографической концепции литогенеза и предложенной оригинальной пространственно-временной модели развития покровных оледенений выполнены реконструкции структуры и динамики разновозрастных ледниковых покровов, причем для днепровского оледенения такие реконструкции проведены впервые (Н.Г. Судакова, А.И. Введенская, Т.Н. Воскресенская, Г.М. Немцова).

Разработаны актуальные теоретические вопросы палеогеографии плейстоцена, проведена корреляция палеогеографических событий в системе материк–шельф–океан. Детально изучены вопросы стратиграфии и палеогеографии морского плейстоцена Каспия, проведен геоэкологический анализ морского побережья Каспия (А.А. Свиточ, Е.Е. Талденкова, Т.А. Янина).

Разработана принципиально новая концепция генезиса и эволюции лёссово-почвенной формации. Выявлены основные закономерности палеогеографического развития флоры, растительности и климата лёссовых областей Северной Евразии в плейстоцене (Н.С. Болиховская). Осуществлено биостратиграфическое расчленение морских позднекайнозойских отложений арктических морей Евразии, реконструированы основные этапы их палеогеографического развития (Е.И. Полякова).

Обобщены спорово-пыльцевые материалы для европейской палинологической базы данных. Разработаны методические принципы построения базы данных по уровням озер Северной Евразии в голоцене. Установлена взаимосвязь эволюции

озерных водоемов с ландшафтно-климатическими изменениями. Определена степень влияния антропогенного фактора на современное состояние озерных экосистем (В.С. Гунова, П.Е. Тарасов).

Изучены причины колебаний уровня Мирового океана и особенности их воздействия на береговую зону и побережье в зависимости от морфологических и геологических особенностей. Показана важнейшая роль региональных и локальных факторов наряду с гляциоэвстатическими в изменениях уровня океана в плейстоцене. Разработана концепция прогноза развития береговой зоны в условиях изменений уровня моря, в частности вследствие ожидаемых изменений глобального климата в XXI в. Сформулировано понятие зон риска на морских побережьях, определены зоны риска на побережьях России и стран СНГ и составлены прогнозные карты развития берегов в XXI в. (П.А. Каплин, А.О. Селиванов, В.М. Соболев, А.В. Поротов).

Показано, что магнитные свойства лёссов и почв центральной части Русской равнины хорошо отражают изменения палеоклиматов. Получены новые палеомагнитные данные, и выполнена корреляция опорных разрезов субаэральных отложений от Верхнего Дона до Приазовья (С.С. Фаустов, Е.И. Вирина). Разработаны методологические основы использования магнетизма горных пород при исследовании палеоклимата. Получены новые результаты по магнитным свойствам лёссово-почвенных разрезов Болгарии и морен Русской равнины (В.А. Большаков).

Установлены пространственно-временные закономерности в развитии процессов плейстоценового педогенеза. Проведены палеогеографические реконструкции строения, формирования и эволюции почвенного покрова и природной среды плейстоцена в пределах бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги и Нижней Камы (Н.И. Глушанкова).

Изучена эволюция горизонтальной и вертикальной термической структуры водных масс Мирового океана от олигоцена до плейстоцена. Показано, что доминирующее направление эволюции климатов, начиная с эоцена, выразилось не в прогрессивном похолодании, а в увеличении контрастности климата при приблизительно постоянной средней глобальной температуре в доплейстоценовое время (С.Д. Николаев, Н.С. Блюм).

На основе радиосвинцового метода оценен масштаб антропогенного воздействия на природную среду побережий Черного моря. Разработана и применяется новая методика радиоуглеродного датирования всех видов углеродсодержащих материалов. Получены новые материалы радиоуглеродного датирования, позволяющие представить геологическую взаимосвязь Каспия, Азова и Черного моря в четвертичный период. Успешно развиваются радиометрические методы оценки радиационного загрязнения природной среды. Осуществляется датирование геологических, археологических и исторических объектов в г. Москве, в центральной части и на севере Европейской России (О.Б. Парунин).

За время существования кафедры общей физической географии и палеогеографии (1963–1985 гг.) ею подготовлено более 150 специалистов в области палеогеографии. За 30 лет сотрудники лаборатории успешно защитили 32 кандидатские и 11 докторских диссертаций. Только за последние 3 года опубликованы 92 научные работы, среди них 21 монография. Коллектив лаборатории участвует в выполнении 16 проектов Российского фонда фундаментальных исследований и 6 проектов в рамках различных международных программ. Сотрудники лаборатории принимают активное участие в учебном процессе географического факультета МГУ. Имя прочтаны специальные курсы лекций “Происхождение и развитие океана” (П.А. Каплин, С.Д. Николаев), “Фациальный анализ новейших отложений” (Н.Г. Судакова), “Методы палеогеографических исследований” (Н.С. Болиховская, С.Д. Николаев, Н.Г. Судакова, С.С. Фаустов), “Методы изучения новейших отложений” (Н.С. Болиховская, В.С. Гунова, Е.И. Полякова, А.А. Свиточ, Н.Г. Судакова, С.С. Фаустов); проводятся практические занятия по курсу “Палеогеография

плейстоцена”. Сотрудники лаборатории руководят аспирантами и стажерами и читают ряд спецкурсов студентам факультета. Геохронометрические, палеоботанические, палеогеоморфологические и другие результаты используются многими подразделениями МГУ и другими организациями.

Коллектив лаборатории участвовал в подготовке научной базы и проведении геоморфологической практики на Сатинском учебном полигоне географического факультета МГУ, а также в создании трех монографий по этому полигону.

Сотрудники лаборатории принимали участие, в ряде случаев определяющее, в реализации прикладных программ по изучению последствий резких изменений уровня Каспийского моря на его российских берегах (ТЭО и ТЭД “Каспий”), в оценке геоэкологического состояния и прогноза развития берегов России, в частности: Азовского, Чукотского и Японского морей. Важное практическое значение имели определение возраста и генезиса лёссовых пород Восточного Ставрополя и оценка на этой основе их инженерно-геологических свойств.

Лаборатория провела юбилейные научные чтения памяти акад. К.К. Маркова (1980, 1990, 1995), научную конференцию “Корреляция палеогеографических событий: Материк–шельф–океан” (1992); участвовала в организации серии всесоюзных (позднее международных) береговых конференций начиная с 1968 г., “Литологических школ” для молодых ученых (1987–1993). Сотрудники лаборатории принимали участие во всесоюзных, российских и международных конференциях, которые проводились на всех континентах – от Австралии до Северной и Южной Америки, а их научные доклады всюду вызывали большой интерес.

Коллектив лаборатории уверен, что сможет сохранить и преумножить накопленный потенциал и достижения палеогеографической школы Московского государственного университета и передать эстафету новому поколению исследователей.



**ПАМЯТИ
СТАНИСЛАВА АНАТОЛЬЕВИЧА АРХИПОВА
(1928–1998)**

В 1998 г. (5 июня) на 69-м году в Новосибирске скончался выдающийся геолог-четвертичник Станислав Анатольевич Архипов.

С.А. Архипов родился 19 сентября 1928 г. в г. Саратове. В 1952 г. окончил геологический факультет Саратовского университета. Работал в Гидропроекте, а в 1954 г. поступил в аспирантуру Института геологических наук АН СССР. Вся его дальнейшая жизнь была тесно связана с Академией наук СССР. После успешной защиты кандидатской диссертации он был оставлен в ГИНе. В 50-х годах начался бурный рост развития науки. В СССР создаются новые научные центры – академгородки. Одним из первых стал Новосибирский академгородок. В 1959 г. А.Л. Яншин с группой научных сотрудников, среди которых был и С.А. Архипов, переезжают из Москвы в Новосибирск. С этого времени основные научные интересы С.А. Архипова связаны с четвертичной геологией Западной Сибири.

В этом уникальном регионе в 60–80-е годы решались многие принципиальные вопросы четвертичной геологии. С.А. Архипов был в первых рядах тех, кто отстаивал приоритеты ледниковой теории от нападков “моренистов”. В 1968 г. С.А. Архипов защитил докторскую диссертацию, которая была опубликована в 1971 г. в виде фундаментальной монографии “Четвертичный период в Западной Сибири”. В 1978 г. С.А. Архипов был удостоен Государственной премии СССР за книгу “Западно-Сибирская равнина” (1970) в 15-томном издании “История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока”. В последующие годы он ведет большую работу по созданию стратиграфических схем четвертичной системы Западной Сибири и как автор, и как член СибРМСК.

Работы С.А. Архипова по стратиграфии получили широкую международную известность. В 1982 г. он избирается Президентом подкомиссии ИНКВА по стратиграфии Азии и Тихоокеанского региона. На XIII и XIV конгрессах ИНКВА он был вторично избран на эту должность. Трудно перечислить все международные проекты и комиссии, в которых С.А. Архипов принимал активное и плодотворное участие.

Профессор Новосибирского государственного университета С.А. Архипов читал один из ведущих курсов – курс четвертичной геологии, десять его аспирантов успешно защитили кандидатские диссертации. С.А. Архипов опубликовал около 250 статей и 15 монографий, оставив яркий след в геологии.

С.А. Архипов отличался большой принципиальностью и вместе с тем был терпим к инакомыслящим. Темпераментно отстаивая свою точку зрения, он умел уважительно относиться к мнениям оппонентов, независимо от их ученых степеней и административного положения. В наше трудное для науки время геологам-четвертичникам будет очень не хватать этого яркого ученого и прекрасного товарища.

Геологи-четвертичники

О.М. Адаменко, М.Н. Алексеев, З.Н. Гнибеденко,
Н.И. Дроздов, Ю.А. Лаврушин, С.А. Лаухин,
Л.А. Орлова, И.М. Хорева

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И.Г. Авенариус, С.Н. Белозеров, Л.А. Львова, Т.Ю. Репкина.</i> Морфоструктурное районирование и некоторые черты новейшей геодинамики шельфа восточной части Баренцева моря.....	5
<i>Т.П. Белоусов, В.П. Чичагов.</i> О сеймотектонических фациях четвертичных отложений.....	15
<i>Н.С. Болиховская.</i> Опыт типизации плейстоценовой перигляциальной растительности лёссовых областей ледниковой и внеледниковой зон Русской равнины.....	20
<i>В.А. Большаков.</i> Теория М. Миланковича: Некоторые проблемы и возможные решения.....	33
<i>Л.З. Быховский, С.А. Лаухин, С.Л. Казаринов.</i> К вопросу о золотороссыпных формациях.....	42
<i>В.А. Крашенинников, М.Е. Былинская.</i> Стратиграфия и планктонные фораминиферы плиоцен-четвертичных отложений тепловодной области Северной Атлантики...	46
<i>А.В. Мишанов.</i> Четвертичные отложения Загорского района.....	64
<i>Т.А. Садчикова, А.Л. Чепалыга.</i> Позднечетвертичная история лиманов Северо-Западного Причерноморья.....	76
<i>А.А. Семоч, Т.А. Янина, Р.И. Стоянова.</i> Биостратиграфия морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии.....	86
<i>В.В. Семёнов.</i> Палеомагнетизм лёссовой формации Русской равнины: изученность, проблемы, перспективы.....	94
<i>С.А. Сычев, О.А. Чичагова.</i> Радиоуглеродная хроностратиграфия голоценовых отложений Среднерусской возвышенности.....	104
<i>Ф.А. Шербаков, Ю.А. Павлидис, А.С. Ионин, Н.Н. Дунаев.</i> Основные типы ледовой седиментации на гляциальном шельфе в позднечетвертичное время.....	114
<i>А.Л. Чепалыга, Л.А. Головина.</i> Плиоценовые бассейны Эгейского моря и их связи с Черным морем.....	119
<i>О.Г. Эммануил, Б.Ф. Романюк, В.Н. Гатауллин.</i> Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части баренцевоморского шельфа и на севере Русской равнины.....	126
<i>А.А. Чичагов, Ф.А. Шербаков.</i> Субазрально-морской парагенетический ряд четвертичных отложений.....	150

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

<i>Н.Р. Александров, М.А. Южина.</i> Новые материалы о позднем плейстоцене Русской равнины.....	157
---	-----

ХРОНИКА

30-летие кафедры геологии новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.....	159
Памяти Станислава Александровича Архипова (1928–1998).....	163

CONTENTS

<i>I.G. Avenarius, S.N. Belozarov, L.A. L'vova, T.Yu. Renkina.</i> Morphostructural subdivision and features of recent Geodynamics of the eastern Barents Sea shelf	5
<i>T.P. Belousov, V.P. Chighagov.</i> Seismotectonic facies in Quaternary deposits.....	15
<i>N.S. Bolikhovskaya.</i> Experience of typification of the Pleistocene periglacial vegetation of loess region of the Russian Plain glacial and extraglacial zones.....	20
<i>V.A. Bol'shakov.</i> Milankovitch paleoclimatic theory: Some problems and possible solutions	33
<i>L.Z. Bykhovskyy, S.A. Laukhin, S.L. Kazarinov.</i> About goldpacer formations	42
<i>V.A. Krasheninnikov, M.E. Bylinskaya.</i> Stratigraphy and planktonic foraminifers of Pliocene-Quaternary deposits from the lowlatitude North Atlantic.....	46
<i>A.V. Mishanov.</i> Quaternary deposits in the Zagorsk region.....	64
<i>T.A. Sadchicova, A.L. Chepalyga.</i> Late Quaternary Hystory of NW Black Sea Lagoons	76
<i>A.A. Svitoch, T.A. Yanina, R.I. Stoyanova.</i> Marine Pleistocene biostratigraphy of the Bulgarian coast and shelf.....	86
<i>V.V. Semenov.</i> Paleomagnetim of loess formation of the Russian Plainstate of art and perspectives.....	94
<i>S.A. Sycheva, O.A. Chichagova.</i> Radiocarbon chronostratigraphy Middle Russian Highland Holocene deposits.....	104
<i>F.A. Shcherbakov, Yu.A. Pavlidis, A.S. Ionin, N.N. Dunaev.</i> The main types of underice sedimentation on the glacial shelves during the late Quaternary.....	114
<i>A.L. Chepalyga, L.A. Golovina.</i> Pliocene bassins of Aegeian Sea and their connection with Black Sea.....	119
<i>O.G. Epstein, B.F. Romanjuk, V.N. Gataullin.</i> Pleistocene Scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets in southern part of the Barents Sea and on North of the Russian plain.....	126
<i>A.A. Chistiakov, F.A. Shcherbakov.</i> Subaerial-marine paragenetic groupe of the Quaternary deposits.....	150

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATION

<i>N.R. Alksnitis, M.A. Yukhina.</i> The new evidence about Late Quaternary of the Russian plain.....	157
---	-----

CHRONICLE

30 age Laboratory of the recent deposits and palaeogeography Pleistocene MGU.....	159
S.A. Arkhipov (1928–1998)	163

Научное издание

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 63**

Утверждено к печати
Бюро Комиссии по изучению
четвертичного периода РАН

Заведующая редакцией “Наука – биосфера,
экология, геология” А.А. Фролова

Редактор Л.С. Аюпова

Художественный редактор Г.М. Коровина

Технический редактор З.Б. Павлюк

Корректоры А.В. Морозова, В.М. Ракитина

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 07.05.99

Формат 70×100 1/16. Гарнитура Таймс

Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,95. Усл.кр.-отт. 14,3. Уч.-изд.л. 15,0

Тираж 200 экз. Тип. зак. №265.

Издательство “Наука”

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

32-

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№ 63

210
22.12.29

