

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 64



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**

№ 64

Editors-in-chief:

doctor of geological and mineralogical sciences

YU.A.LAVRUSHIN

candidate of geological and mineralogical sciences

I.M.KHOREVA

**MOSCOW
GEOS
2001**

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**

№ 64

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А.ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М.ХОРЕВА

Москва
ГЕОС
2001

УДК 551.7/8
ББК 26.33
Б 98

**Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 64. – М.: ГЕОС, 2001. – 106 с.
ISBN 5-989118-221-1**

В очередной номер Бюллетеня включены статьи по различным проблемам четвертичной геологии и палеогеографии. Приводятся широкорегиональные реконструкции палеоклиматов и стратиграфические корреляции. Новые материалы могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартара в XXI веке.

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

Редакционная коллегия:

Ю.А.Лаврушин (главный редактор), М.Н.Алексеев, А.А.Величко,
И.А.Чистякова, И.М.Хорева, С.М.Шик

**Bulletin of Commission for study of the Quaternary. № 64. – М.: GEOS, 2001. – 106 p.
ISBN 5-89118-221-1**

The articles on various actual problems of Quaternary geology and paleogeography included in the given issue of the Bulletin. Wide-regional reconstructison of paleoclimates and stratigraphic correlations are carried out. The new materials may be f interest for subsequental problems of Quternary in XXI st century.

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

Editorial board:

Yu.A.Lavrushin (Editor-in-chief), M.N.Alekseev, A.A.Velichko,
I.A.Chistyakova, I.M.Khoreva, S.M.Shik.

ISBN 5-89118-221-1

© Российская Академия наук, 2001
© ГЕОС, 2001

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ КОСТРОМСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ ПО ДАНЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ГАЛИЧСКОГО ОЗЕРА

А.А.Величко, К.В.Кременецкий, Й.Негенданк, Й.Минграм, О.К.Борисова,
Э.М.Зеликсон, Е.Ю.Новенко, В.В.Писарева

Галичское озеро находится в 100 км к северо-востоку от г. Костромы в подзоне южной тайги с умеренно-континентальным климатом. Средняя температура января -12°C , июля $+18^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков составляет 550 мм. В настоящее время территория вокруг озера занята южнотаежными темнохвойными (*Picea excelsa*) лесами с островами сосновых южнотаежных лесов. Озеро занимает восточную наиболее пониженную часть обширной депрессии. Его протяжённость составляет 17 км, ширина – 6,4 км,

площадь водного зеркала 77 км², средняя глубина – 1,75 м, максимальная – 4,8 м (рис. 1). Предшествующими исследованиями было установлено, что возникновение Галичской котловины предопределено тектоникой. При отступании ледника московской стадии днепровского оледенения здесь накапливались ледниково-озёрные глины, перекрытые осадками микулинского межледниковья, которые сохранились в наиболее глубоких частях котловины [Чеботарёва, 1959; Евсеенков и др., 1967; Писарева, 1971].

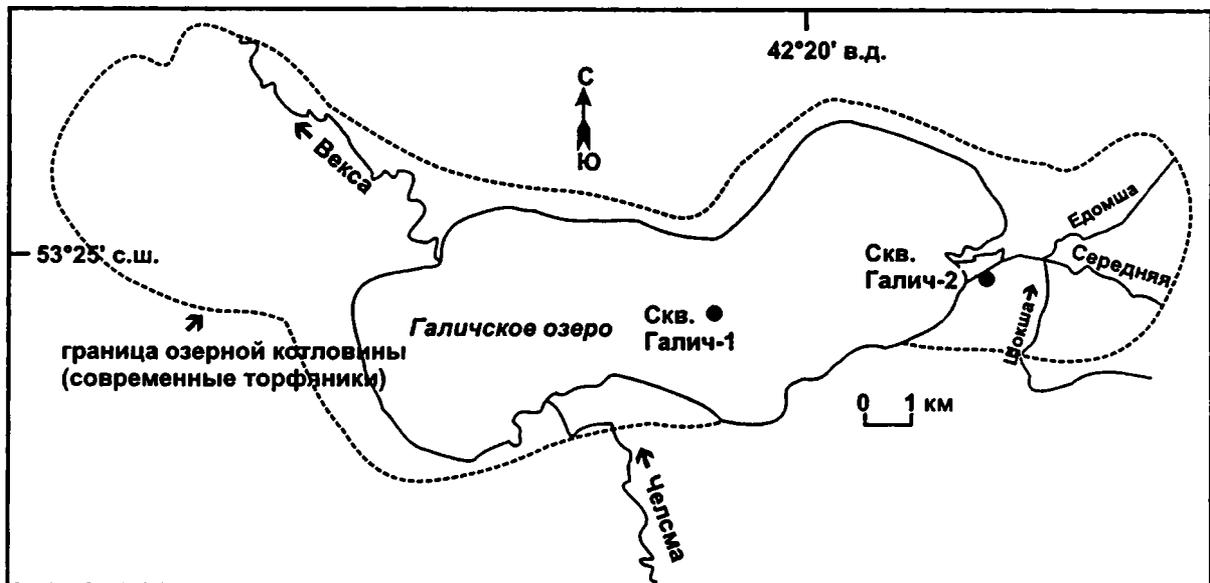


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин на оз. Галичское

Подробное изучение колонки донных отложений Галичского озера было осуществлено в рамках российско-германского проекта с целью получения детальной информации об истории окружающей среды севера Европейской России в последнем ледниково-межледниковом цикле. Для бурения глубокой скважины (скважина Га-

лич-2) был выбран участок в осевой части озерной котловины у восточного берега озера Галич вблизи устья реки Средней. В марте 1997 г. колонковым бурением была пройдена толща глин валдайского возраста мощностью 69 м. Верхние 3 м скважины Галич-2, представленные слабо-разложившимся водонасыщенным торфом, были

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки по отложениям Галичского озера.

Разрез	Глубина, м	Возраст, л. н.	Лабораторный номер
Галич-1	5,20-5,25	3431±25	KIA - 7065
	11,00-11,05	8362±44	KIA - 7066
Галич-2	3,55-3,60	5025±35	KIA - 7067
	8,43-8,48	5797±29	KIA - 7068
	13,12-13,22	11480±45	KIA - 7069
	20,68-20,77	18700±100 - растительные остатки	KIA - 7070
		16200±180 - гуминовые кислоты	KIA - 7070
		16950±100 - гуминовые кислоты	KIA - 7070
	35,36-35,42	26840±210 - растительные остатки	KIA - 7071
		24070+490/-460 - гуминовые кислоты	KIA - 7071
	59,89-59,92	47150+1690/-1400 - растительные остатки	KIA - 7072
29290+560/-530 - гуминовые кислоты		KIA - 7072	

пройденны без отбора образцов. Дополнительно при помощи бура Ливингстона была отобрана колонка донных отложений в центральной части озера напротив г. Галич (скважина Галич-1, рис. 1). Скважиной вскрыта толща озерных сапропелей и глин мощностью 11,9 м.

Выделяются следующие основные пачки озерных отложений:

Скважина Галич-1: 0,0–9,30 м – темно-корич-

невая влажная пластичная гиттия; 9,30– 11,90 м – коричневатая-серая глина.

Скважина Галич-2: 0–3,10 м – торф; 3,10–10,00 м – пачка представлена в основном глиной легкой, темно-коричневой; 10,00–12,40 м – преобладает песок мелкозернистый с примесью глины, серый; 12,40–68,75 м – преобладает глина темная серовато-сизая, с железисто-марганцовистыми примазками.

Методы исследования

Серия радиоуглеродных датировок по колонкам Галич-1 и Галич-2 была получена на ускорителе с масс-спектрометром (АМС) в лаборатории университета г. Киль под руководством профессора П.М.Грутса (P.M.Grootes) на средства GeoForschungsZentrum (табл. 1).

Образцы на спорово-пыльцевой анализ были подготовлены по стандартной методике с применением тяжелой жидкости с удельным весом 2,2 г/см³ [Гричук, 1940] в новой модификации, то

есть с использованием раствора йодистого кадмия. С целью последующих расчетов концентрации пыльцы и спор в отложениях образцы определенного объема обрабатывались при естественной влажности с добавлением таблеток спор *Lycopodium* [Stockmarr, 1972]. Статистическая обработка данных и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA. Для определения границ пыльцевых зон использована программа CONISS [Grimm, 1987, 1990].

Результаты спорово-пыльцевого анализа

Скважина Галич-1

В скважине вскрываются голоценовые осадки мощностью 11,9 м. Выявлены спектры лесного типа с подавляющим преобладанием пыльцы древесных пород (рис. 2).

Пыльцевая зона 4, гл. 11,90–10,25 м (9000–7700 лет назад)

В спектрах доминирует пыльца древесной березы, встречается пыльца сосны и режы – ели. С основания разреза в небольших количествах присутствует пыльца широколиственных пород – липы и вяза, пыльца дуба появляется несколь-

ко позже. Также начиная с основания разреза встречается пыльца серой ольхи. Пыльца более термофильного вида – ольхи клейкой, – в первой половине зоны отмечена лишь единично. Пыльца трав немногочисленна. Чаще других, но тоже в весьма небольших количествах отмечается пыльца злаков и полыни. Из группы водных растений обнаружена лишь пыльца рогоза. Спектры свидетельствуют о распространении на прилегающей к озеру территории березовых лесов с сосной и с небольшим участием ели и широколиственных пород.

Концентрация пыльцы всех таксонов в этой зоне высокая, почти все кривые (кроме кривых

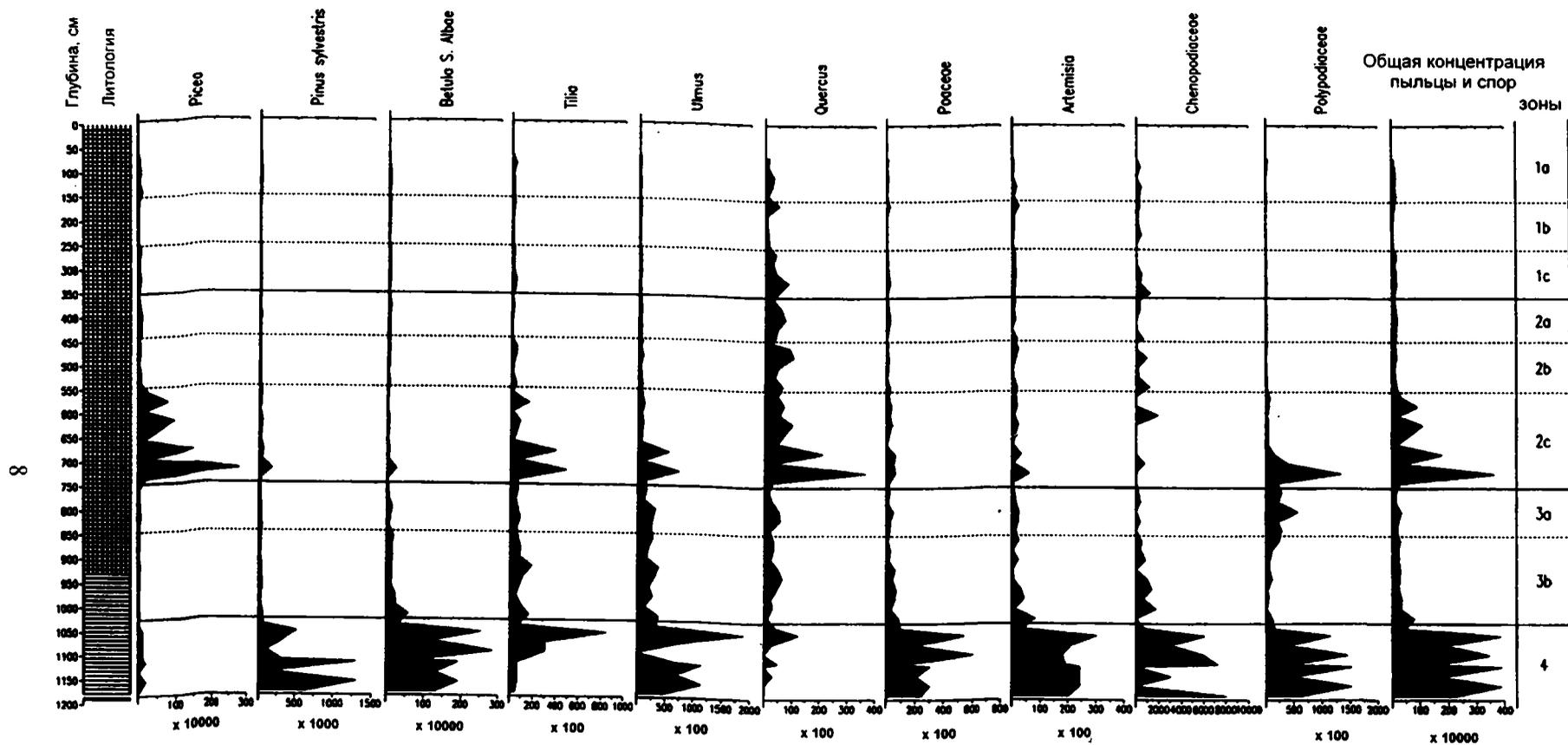


Рис. 3. Концентрация пыльцы и спор главных таксонов в разрезе Галич-1.

ели, дуба и некоторых других) образуют здесь свои максимумы (рис. 3). Соответствующий максимум образует и кривая общей концентрации пыльцы и спор.

Характер спектров свидетельствует о принадлежности данного слоя к бореальному периоду голоцена, что согласуется с радиоуглеродным определением возраста. Присутствие пыльцы широколиственных пород и орешника показывает, что в разрезе представлены осадки второй половины бореала.

Пыльцевая зона 3, гл. 10,25–7,45 м (7700–5300 лет назад)

По-прежнему доминирует пыльца древесной березы, процентное содержание пыльцы сосны сокращается по сравнению с предыдущей зоной, а пыльцы ели – возрастает. Содержание пыльцы широколиственных пород (дуба, вяза, липы) достигает в этой зоне максимальных величин, пыльца трав и водных растений более разнообразна по составу, чем в зоне 4. Спектры свидетельствуют о том, что на окружающей озеро территории были распространены хвойно-широколиственные и широколиственно-мелколиственные подтаежные леса, что вполне согласуется с существующими представлениями о растительности данного региона в оптимуме голоцена [Хотинский, 1977].

В верхней части зоны содержание пыльцы березы сокращается. Перестройка лесных ценозов, по-видимому, дала возможность папоротникам распространиться под пологом осветленных лесов, о чем свидетельствует максимум спор папоротников в верхней части зоны. Изменения спектров, вызванные этими сменами, позволили подразделить зону 3 на две подзоны: 3b в интервале глубин 10,25 – 8,50 м (6200–7700 лет назад) и 3a в интервале 8,50–7,45 м (5300–6200 лет назад).

Концентрация пыльцы почти всех таксонов в зоне 3 невелика, что, возможно, связано с повышением скорости осадконакопления в этом интервале.

Пыльцевая зона 2, гл. 7,45–3,50 м (5300–2300 лет назад)

Нижняя граница зоны обозначена резким подъемом содержания пыльцы ели, достигающей своего максимума – более 80% – в нижней половине зоны (подзона 2c, гл. 7,45–5,45 м, 3600–5300 лет назад). Кривая пыльцы березы образует здесь четкий минимум, содержание пыльцы сосны и широколиственных пород существенно сокращается.

Выше по разрезу (подзоны 2b и 2a, 3600–2300 лет назад) содержание пыльцы березы вновь возрастает, а содержание пыльцы ели несколько сокращается. Доминантами в спектрах становятся обе эти породы. Граница между подзонами 2b и 2a проводится на гл. 4,40 м (около 2900 лет назад) по сокращению содержания пыльцы широколиственных пород, образующих в зоне 2b максимум, лишь немногим уступающий атлантическому. Кривые общей концентрации пыльцы и спор, а также концентрации пыльцы липы, вяза, дуба и ели образуют максимумы в зоне 2c.

Палинозона 2 соответствует концу атлантического времени и суббореалу. В отличие от более западных территорий, вокруг Галичского озера в это время была широко распространена ель (особенно в первую половину периода). Господствовали широколиственно-еловые леса, во второй половине суббореала значительную площадь занимали березовые леса.

Пыльцевая зона 1, гл. 3,50–0,50 м (2300 лет назад - н/вр)

Спектры характеризуются увеличением содержания пыльцы березы (особенно в средней части зоны) и соответственным сокращением содержания пыльцы ели, сосны, а в подзоне 1a – также широколиственных пород. Зона подразделяется на 3 подзоны, границу между нижней (1c) и средней (1b) подзонами, около 1600 лет назад, определяют изменения в относительном обилии пыльцы ели, сосны и березы. Граница между средней и верхней (1a) подзонами, около 850 лет назад, определяется изменениями в процентном соотношении пыльцы этих же, а также широколиственных пород.

Пыльцевая зона 1 соответствует субатлантическому периоду. Около 2300–850 лет назад на территории вокруг Галичского озера широко распространялись березовые леса. После 850 лет назад березовые леса вытеснялись еловыми. Некоторое сокращение роли ели в самый последний отрезок времени, охарактеризованный диаграммой, и одновременное распространение споровых растений (небольшие пики *Polypodiaceae* и *Anthoceros* на диаграмме), возможно, объясняются антропогенным воздействием: рубками леса (*Polypodiaceae*) и распашкой (*Anthoceros*).

Скважина Галич-2

Скважиной вскрыты отложения позднего плейстоцена и голоцена. Особенностью пыльцевых спектров, отличающей их от одновозрастных спектров более западных и южных районов Восточно-Европейской равнины, является пре-

обладание пыльцы полыни и присутствие пыльцы ели в заметных количествах по всему разрезу (рис. 4, 5). Для плейстоценовой части разреза характерны существенные колебания содержания пыльцы каждого таксона от образца к образцу. Эти колебания, однако, не скрывают направленных изменений в составе спектров, отражающих смены растительности.

Рассмотрим главные эколого-ценотические группы растений, тесно связанные в своем пространстве с определенными климатическими условиями и типами местообитаний:

Перигляциально-степные растения (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, полыни из подрода *Seriphidium* и др.) – ксерофиты, растущие сейчас в сухих степях, полупустынях и даже в пустынях, приспособленные к аридному климату и сравнительно индифферентные к температурам.

Микротермы. Кустарниковые березы *Betula pana* и *B. humilis* свойственны холодным, но относительно влажным условиям. Современное распространение кустарниковой ольхи (*Alnaster fruticosus*) тесно связано с областью многолетней мерзлоты. В ледниковое время на большей части Восточной Европы эти кустарники тяготели к более влажным условиям первой половины ледниковой эпохи и хуже переносили аридный климат середины и второй ее половины, когда они хотя и встречались практически по всей перигляциальной зоне, но большой роли в растительном покрове не играли. Максимумы их пыльцы в осадках второй половины ледниковых эпох обычно связаны с периодами относительного увлажнения климата. Из травянистых растений к данной группе относится плаунок *Selaginella selaginoides*, луговой арктоальпийский вид.

Мезофильные луговые травы (кровохлебка, валериана, василистники, молочай и др.) относительно более требовательны к условиям обитания. Присутствие видов этой группы свойственно интерстадиальным спектрам.

Гелиофиты (солнцецвет *Helianthemum*, володушка *Vupleurum*, реброплодник *Pleurospertum*) в более западных районах Восточно-Европейской равнины характерны преимущественно для позднеледниковых флор, тогда как в отложениях Галичского озера их пыльца встречается на всем протяжении среднего и позднего валдая. Вероятно, это объясняется относительной близостью данного района к Уралу, где названные растения сохранились в островных местообитаниях до настоящего времени. Можно полагать, что в рефугиумах на Урале они переживали наиболее неблагоприятные периоды ледниковой эпохи и распространялись по Вос-

точной Европе при смягчении климата. Район оз. Галич находится ближе к уральским рефугиумам этих растений, поэтому они достигли его раньше и существовали здесь уже в интерстадиальные интервалы среднего валдая.

Растения, свойственные грунтам с нарушенным почвенным покровом: гречиха, василек синий, многие виды семейства маревых, гроздовник *Botrychium lunaria*, печеночный мох *Encalypta* и др.

Галофиты – растения, обитающие на засоленных грунтах. К этой группе относятся виды семейства Plumbaginaceae, которые были свойственны ледниковым флорам Русской равнины в интервалы с наиболее аридным климатом.

Палинологический анализ отложений, вскрытых скважиной Галич-2, позволил выделить следующие пыльцевые зоны:

Пыльцевая зона 10, гл. 68,70–66,50 м (55000–52600 л. н.)

Содержание пыльцы древесных пород – минимальное по всему разрезу, преобладает пыльца древесной березы и сосны, присутствует пыльца ели, лиственницы, ольховника и серой ольхи. Содержание пыльцы кустарниковых берез низкое (рис. 4).

Среди пыльцы трав преобладает пыльца полыни и маревых, много злаков и относительно мало осок. Отмечена пыльца характерных перигляциально-степных растений: хвойника *Ephedra*, терескена *Eurotia ceratoides*, полыней из подрода *Seriphidium*, Plumbaginaceae. Присутствуют гречиха, василек и др.

Споры относительно немногочисленны, чаще других встречаются споры Polypodiaceae и сфагновых мхов, отмечены *Botrychium lunaria*, *Encalypta*. Присутствуют споры не только *Selaginella selaginoides*, но и *S. sibirica* – вида, редкого для плейстоцена Русской равнины, связанного с очень суровым, резко континентальным климатом.

Концентрация пыльцы всех отмеченных в данном интервале таксонов очень низка, даже для пыльцы полыней, маревых и злаков она далеко не достигает показателей, свойственных этим таксонам в остальной части разреза (рис. 5).

Спектры свидетельствуют о распространении перигляциально-степной растительности и о сохранении редких экземпляров наиболее выносливых древесных пород и кустарников лишь в защищенных местообитаниях. Такая растительность характерна для перигляциальных условий, существовавших начиная с середины ледниковых эпох, в фазы с суровым аридным климатом.

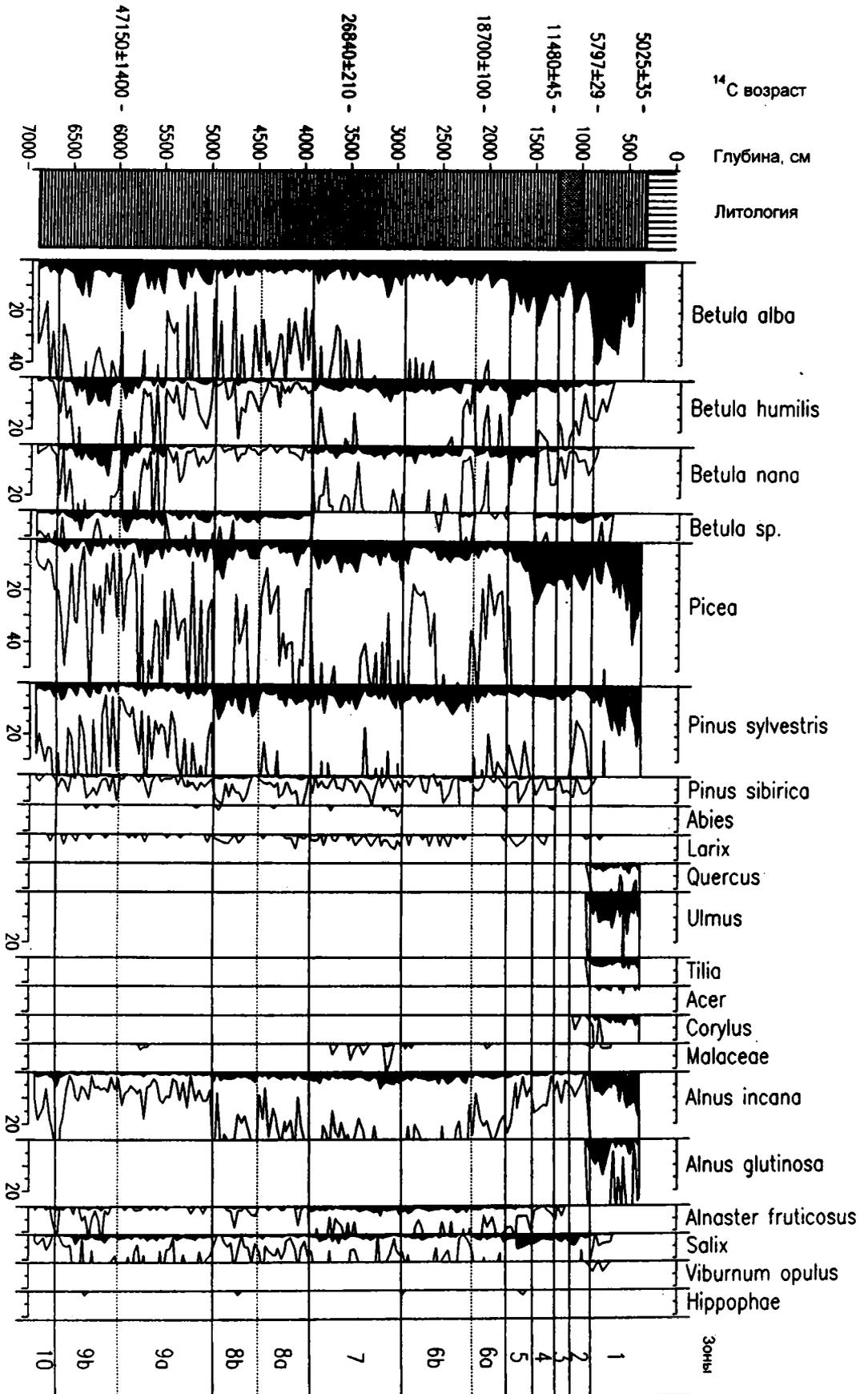


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу Галич-2 (за 100% принята сумма пыльцы и спор наземных растений).

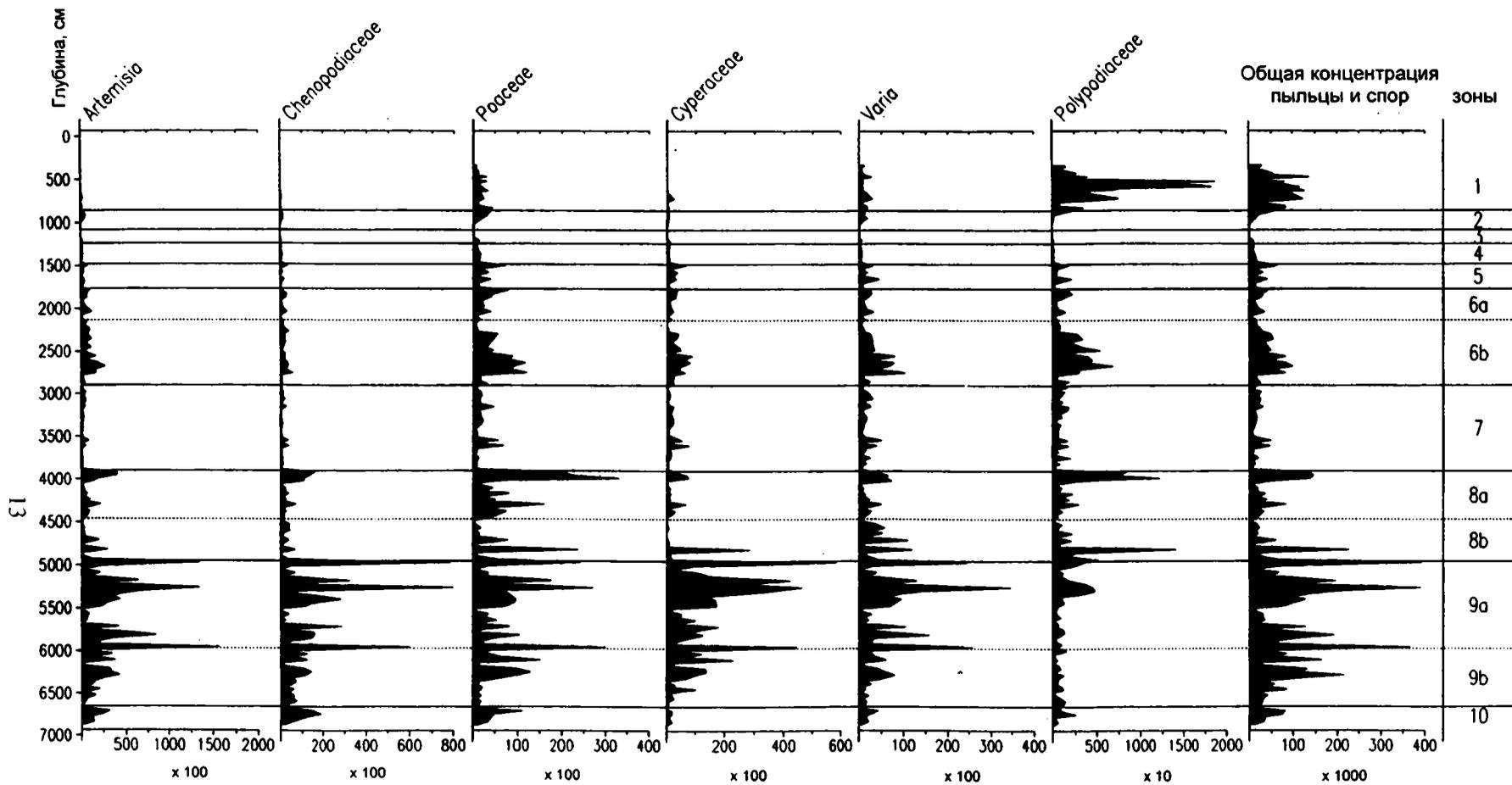


Рис. 5. (Окончание)

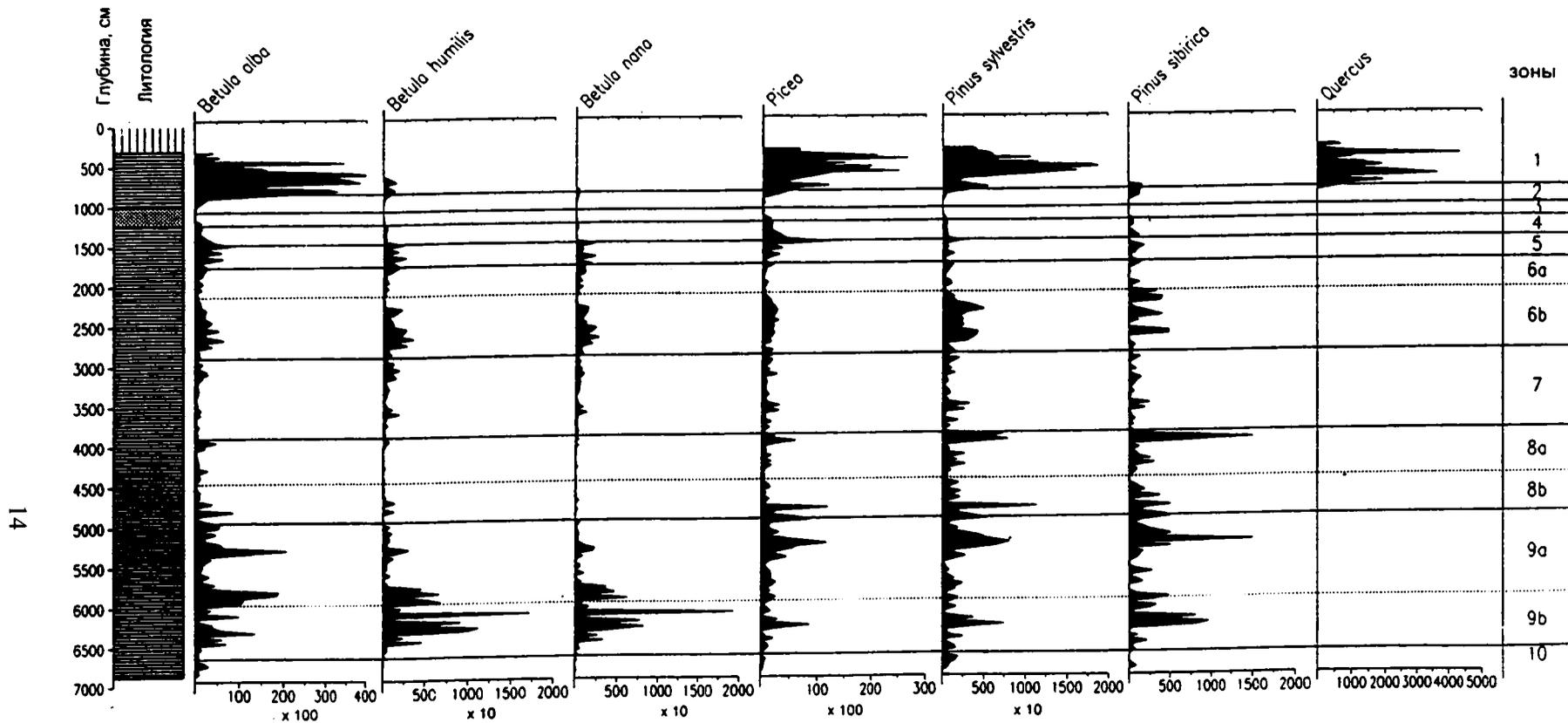


Рис. 5. Концентрация пыльцы и спор главных таксонов в разрезе Галич-2.

**Пыльцевая зона 9, гл. 66,50–49,45 м
(52600–38500 л.н.)**

Спектры характеризуются большим содержанием пыльцы березы (в том числе кустарниковых берез), полыни и осок. Пыльцевая зона подразделяется на две подзоны.

**Подзона 9б, гл. 66,00–59,70 м
(52600–47000 л.н.)**

Спектры характеризуются сравнительно высоким (до 44%) содержанием пыльцы деревьев и кустарников, преимущественно за счет пыльцы древесных и кустарниковых берез (кривые пыльцы *Betula nana* и *B. humilis* образуют в этом интервале четкие максимумы). Сравнительно часто встречается пыльца ели и сосны, реже, но практически во всех образцах – пыльца сосны сибирской и ольховника.

Среди трав преобладает пыльца полыни. В заметных количествах присутствует пыльца осковых, в особенности в верхней половине интервала, маревых и злаков. Пыльца трав разнообразна по флористическому составу: наряду с типичными представителями перигляциально-степной флоры (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*) встречаются более требовательные к условиям увлажнения растения (*Sanguisorba officinalis*, *Euphorbia*, *Valeriana*, *Thalictrum*, *Cannabis*, *Urtica*), а также гелиофиты.

В целом спектры свидетельствуют о распространении перигляциально-лесостепной растительности в условиях менее сурового и аридного климата по сравнению с предшествующим этапом (зона 10). Показательно присутствие или увеличение частоты встречаемости ряда мезофильных трав. Особо следует отметить большое содержание пыльцы кустарниковых берез. Эти факты свидетельствуют об интерстадиальном ранге рассматриваемой эпохи. Концентрация пыльцы и спор практически всех таксонов в данном интервале значительно выше, чем в нижележащем горизонте. Тем не менее, климатические условия все еще оставались относительно неблагоприятными для развития растительности. Сохранялись участки с нарушенным почвенным покровом, что способствовало интенсивному размыву древних пород, залегающих на окружающей озеро территории: осадки данного интервала отличаются максимальным для разреза, хотя и не постоянным, содержанием переотложенных дочетвертичных пыльцевых зерен и спор. Переотложенные четвертичные формы, по всему разрезу относящиеся, судя по составу, преимущественно к микулинскому межледниковью, встречаются гораздо реже.

Подзона 9а, 59,70–49,45 м (47000–38500 л.н.)

В спектрах преобладает пыльца трав, содержание пыльцы деревьев и кустарников хотя и достигает 47% в основании подзоны, в большинстве образцов существенно меньше. В группе древесных пород преобладает пыльца ели и белой березы (рис. 4). Концентрация пыльцы ели и березы максимальна для всей плейстоценовой части разреза. Содержание пыльцы кустарниковых берез резко снижается по сравнению с подзоной 9б. Присутствует пыльца сибирского кедра и лиственницы. В одном образце этой подзоны отмечена пыльца *Malaseae* (возможно, рябины) – относительно термофильного элемента для ледниковой эпохи.

По составу доминантов трав спектры отличаются от спектров зоны 9б большим содержанием пыльцы полыни и осковых. Пыльца маревых и злаков встречается здесь реже. Концентрация пыльцы указанных таксонов достигает в этой подзоне максимальных значений (см. рис. 5). Флористический состав пыльцы трав сходен с подзоной 9б.

Состав спор и их роль в спектрах в подзонах 9а и 9б сходны. Содержание переотложенных форм дочетвертичного возраста здесь значительно меньше, чем в подзоне 9б, содержание переотложенных четвертичных форм примерно одинаково.

Описанные спектры свидетельствуют о распространении комплексной растительности, в которой лесные ценозы, в том числе еловые леса, играли заметную роль. Климат был более мягким по сравнению с предшествующим интервалом (зона 10). Подзона 9а соответствует оптимальному интерстадиалу, о чем говорит увеличение роли ели и некоторое возрастание обилия и разнообразия луговых трав.

**Пыльцевая зона 8, гл. 49,45–39,00 м
(38500–29800 л.н.)**

Спектры характеризуются увеличением содержания пыльцы ели и сосны и снижением доли пыльцы березы. В составе пыльцы трав возрастает доля пыльцы разнотравья и злаков. Интервал подразделяется на 2 подзоны.

**Подзона 8б, 49,45–44,65 м
(385001–34500 л.н.)**

Спектры характеризуются некоторым снижением содержания пыльцы трав и возрастанием доли спор в общем составе. В группе пыльцы деревьев и кустарников возрастает процентное содержание и концентрация пыльцы сосны. Процентное содержание и концентрация пыльцы ели

после заметного возрастания в основании зоны сокращаются до минимальных значений в ее середине и в верхней части. Регулярно встречается пыльца лиственницы.

В группе трав преобладает пыльца полыни, маревых (особенно в верхней части зоны) и представителей двудольного разнотравья. Содержание пыльцы осоковых значительно снижается по сравнению с подзоной 9а, реже встречается пыльца *Thalictrum*, *Valeriana*, из числа гелиофитов встречается лишь пыльца *Helianthemum* - значительно реже, чем в зоне 9. Регулярно отмечаются единичные пыльцевые зерна вересковых, эфедры, *Plumbaginaceae*. Показательно разнообразие пыльцы двудольного разнотравья – гвоздичных, гречишных, крестоцветных и других семейств с широкой эколого-ценотической амплитудой. Возрастает содержание *Polypodiaceae* и *Botrychium*, чаще, чем в нижней части разреза, встречаются споры печеночных мхов.

Концентрация пыльцы трав и спор в спектрах подзоны 8b невелика, у некоторых таксонов (злаки, папоротники) она заметно выше в основании подзоны. Высоки процентное содержание и концентрация переотложенных дочетвертичных форм.

Спектры пыльцевой подзоны 8b свидетельствуют о заметных изменениях в растительности перигляциальной лесостепи. Лесные сообщества были в основном представлены сосновыми лесами и редколесьями, в травянистых ценозах получили преобладание виды маревых и двудольного разнотравья. Вероятно, эта подзона отражает похолодание после первого средневалдайского интэрстадиала, возможно, прерванное в самом начале кратковременным смягчением климата. Однако это похолодание не достигало масштаба, свойственного времени формирования осадков зоны 10.

Подзона 8а, гл. 44,65–39,00 м (34500–29800 л. н.)

По общему составу спектры сходны со спектрами подзоны 8b, хотя содержание древесной пыльцы и спор здесь несколько ниже, а содержание пыльцы травянистых растений выше. Различия заключаются в соотношении компонентов в группе пыльцы трав. Здесь обнаружено максимальное для плейстоценовой части разреза процентное содержание и концентрация пыльцы злаков. Концентрация пыльцы и спор остальных таксонов невелика, однако в узком интервале в кровле зоны все кривые концентрации образуют пики, особенно большие для сосен обыкновен-

ной и сибирской. Уменьшилась доля маревых и разнотравья. Флористический состав пыльцы трав и спор этой зоны беднее, чем ниже по разрезу.

Судя по пыльцевым спектрам, в период накопления осадков подзоны 8а растительный покров прилегающей к озеру территории был в целом сходным с растительностью предыдущего периода, однако площади, занятые лесными (в первую очередь сосновыми) существенно сократились. Различия в содержании пыльцы злаков, возможно, были обусловлены локальными причинами, но состав NAP так же, как и особенности состава пыльцы древесных пород, свидетельствует о накоплении осадков подзоны 8а в условиях продолжающегося похолодания. Характерно большое содержание дочетвертичных и четвертичных переотложенных пыльцы и спор, что, возможно, было связано с активизацией эрозионных процессов и сноса осадков в озеро в условиях разреженного растительного покрова.

Пыльцевая зона 7, гл. 39,00–29,00 м (29800–23300 л. н.)

Спектры характеризуются возрастанием содержания пыльцы деревьев и кустарников (максимальные величины – до 40–45%) и соответственным сокращением доли пыльцы трав. В группе деревьев и кустарников увеличивается содержание пыльцы ели, древесных и кустарниковых берез, а также ольховника, присутствует пыльца лиственницы и *Malaceae*. В группе трав преобладает пыльца полыни, возрастает роль осоковых, чаще, чем ниже по разрезу, встречается пыльца вересковых, василистников, валерианы, конопли. Начиная с этого времени в спектрах постоянно присутствует пыльца камнеломок, среди которых имеются микротермные виды. Показателен рост содержания пыльцы водных растений, ранее встречавшейся очень редко. Содержание переотложенных форм невелико. Концентрация пыльцы и спор всех таксонов в зоне 7 низкая.

Растительность, существовавшая в период накопления осадков зоны 7, имела перигляциально-лесостепной характер, леса и редколесья были образованы елью, сосной и древесными березами, значительную роль в растительном покрове играли кустарники (березы и ольховник). Безлесные территории были заняты перигляциально-степными формациями, а в благоприятных местообитаниях более мезофильными сообществами луговых трав. Показательна редкая встречаемость пыльцы и спор растений, связанных с нарушенными грунтами. Такая растительность свойственна условиям прохладного и от-

носителем влажного климата интерстадиальных эпох.

**Пыльцевая зона 6, гл. 29,00–17,65 м
(23300–15800 л.н.)**

Содержание пыльцы деревьев и кустарников ниже, чем в предшествующей зоне (минимальное значение – 17%), соответственно возрастает доля трав. В составе пыльцы древесных пород уменьшается доля пыльцы ели, и несколько увеличивается участие сосны, что говорит о возрастании аридности климата. Описанные изменения нарастают снизу вверх в пределах зоны 6. В ее верхней части содержание пыльцы всех древесных пород, кроме березы, сокращается.

В составе трав преобладает пыльца полыни и злаков, сравнительно много пыльцы маревых. Присутствует пыльца некоторых мезофитов (*Valeriana, Thalictrum*) и гелиофитов (*Helianthemum, Bupleurum*). По изменениям содержания и концентрации пыльцы деревьев и кустарников, а также пыльцы ели и сосны зона 6 подразделяется на 2 подзоны, граница между которыми проходит на глубине 21,35 м (19000 л. н.).

Содержание переотложенных форм в осадках зоны 6 относительно велико. В связи с этим можно предполагать, что пыльцевые зерна более термофильных растений, присутствующие в спектрах, переотложены при сносе с прилегающих к озеру склонов в условиях разреженного растительного покрова. Концентрация пыльцы и спор в осадках низкая, в подзоне 6а все кривые образуют минимумы.

В период накопления осадков зоны 6 лесные, особенно еловые, ценозы имели ограниченное распространение. Пыльцевая продукция всей растительности была невысокой, что соответствует неблагоприятным условиям холодного континентального климата эпохи максимума вальдайского оледенения.

**Пыльцевая зона 5, гл. 17,65–14,80 м
(15800–13000 л.н.)**

Содержание пыльцы деревьев и кустарников возрастает до 50–60%. Отмечается подъем кривых процентного содержания и концентрации пыльцы березы и ели. Пыльца кустарниковых берез образует пики в начале зоны, в дальнейшем ее содержание сокращается. Состав пыльцы трав и спор сходен с предшествующей зоной. Спектры характеризуют начало распространения лесной растительности в условиях перигляциальной лесостепи, когда первой расселялась пионерная порода – береза. Существенных изменений в составе травянистых сообществ не выявлено.

**Пыльцевая зона 4, гл. 14,80–12,4 м
(13000–11000 л.н.)**

В составе спектров доминирует пыльца ели и древесной березы. Присутствует пыльца сосны, лиственницы. Пыльца кустарниковых берез немногочисленна, пыльца ольховника встречается реже, чем в предыдущей зоне. Среди пыльцы трав преобладает пыльца полыни, много пыльцы злаков и осок, меньше – маревых. Часто встречается пыльца василистника, отмечена пыльца солнцезвезды, камнеломки, хвойника, гречиши, щавеля, споры плаунов, хвощей и плаунка.

Интересны результаты определения концентрации пыльцы и спор в отложениях. Для большинства таксонов показатели очень низкие, и только у ели они сопоставимы с показателями подзоны 9а (хотя по процентным соотношениям доля пыльцы ели в зоне 4 значительно выше).

Спектры свидетельствуют о комплексном характере растительного покрова, представленного лесными, редколесными и кустарниковыми сообществами наряду с перигляциально-степными и луговыми. Такая растительность, с преобладанием ели среди древесных пород, характерна для интерстадиала аллеред.

**Пыльцевая зона 3, гл. 12,40–10,80 м
(11000–10300 л.н.)**

В спектрах преобладает пыльца трав (более 50%). В составе пыльцы деревьев и кустарников сокращается доля пыльцы ели и древесной березы; присутствует пыльца сосны обыкновенной и сибирской, ольховника и кустарниковых берез. Лесные ценозы не играли заметной роли в растительном покрове. Травянистые сообщества были представлены преимущественно перигляциально-степными формациями. Концентрация пыльцы всех таксонов очень низкая. Состав спектров указывает на то, что данные отложения формировались во время стадиала поздний дриас.

**Пыльцевая зона 2, гл. 10,80–8,55 м
(10000–8000 л.н.)**

Содержание пыльцы древесных пород – около 40%, преобладает пыльца березы и ели, постепенно увеличивается участие пыльцы сосны. В группе трав снижается содержание пыльцы полыни и маревых, возрастает доля злаков и разнотравья. Показательно отсутствие эфедры и других перигляциально-степных видов. Флористический состав спектров в целом очень беден. Спектры свидетельствуют о распространении еловых и березовых лесов с участием сосны и травянистых ценозов.

Осадки, соответствующие зоне 2, накапливались в течение пребореала и большей части бореального периода голоцена. Конец бореала и первая половина атлантического периода не отражены на полученной диаграмме вследствие перерыва в осадконакоплении.

Пыльцевая зона 1, гл. 8,55–3,20 м (8000–4500 л. н.)

Спектры лесного типа – до 90% пыльцы деревьев и кустарников, в ее составе заметное участие принимает пыльца широколиственных пород. Концентрация пыльцы весьма высока, концентрация пыльцы березы, ели, сосны и ольхи достигает здесь максимума.

Судя по составу спектров, прилегающая к озеру территория была занята хвойно-широколиственными лесами с большим участием древесной березы. Среди широколиственных пород преоб-

ладали вязы, а дуб и липа встречались относительно редко. Постоянное присутствие пыльцы ели и ее высокое содержание в спектрах атлантического периода отличает данную диаграмму от диаграмм разрезов, расположенных южнее и западнее, в центральных районах Европейской части России.

Разрезы Галич-1 и Галич-2 взаимно перекрываются в возрастном диапазоне приблизительно с 9 до 5 тыс. лет назад, то есть на протяжении бореального периода и значительной части атлантического периода голоцена. Все основные тенденции в изменениях пыльцевых спектров в названном интервале совпадают, хотя пыльца ели в разрезе Галич-2 содержится в большем количестве (что возможно, связано с меньшей способностью крупной пыльцы ели к переносу по воздуху: скважина Галич-1 заложена в центральной части озера, скважина Галич-2 – вблизи береговой линии).

Этапы истории растительного покрова Костромского Заволжья

Конец раннего валдая (55000–52600 лет назад)

На территории, окружающей озеро, была распространена перигляциально-степная растительность (пыльцевая зона 10).

Средневалдайский интервал (52600–23300 лет назад)

В хронологической шкале позднего плейстоцена, принятой для Восточно-Европейского региона, в средней части последней ледниковой эпохи выделяется сложный в климатическом отношении этап, в целом характеризующийся несколько более мягкими условиями по сравнению с предшествующим и последующим этапами. Внутри средневалдайского интервала выделяются колебания климата более низкого порядка: потепления интерстадиального ранга и разделяющие их похолодания.

Интерстадиал (52600–38500 лет назад, палинозона 9) характеризуется потеплением, достигшим максимума в своей поздней части. В целом спектры свидетельствуют о распространении комплексной перигляциально-лесостепной растительности в климатических условиях, несколько менее суровых и аридных по сравнению с предшествующим этапом. Во второй половине интерстадиала лесные ценозы, в том числе еловые леса, играли заметную роль.

Стадиал (38500–29800 лет назад, палинозона 8). Происходят изменения в составе растительности перигляциальной лесостепи: еловые лесные сообщества сменились в основном сосновы-

ми лесами и редколесьями с участием лиственницы, в травянистых ценозах получили преобладание виды маревых и двудольного разнотравья. Эти изменения спектров отражают похолодание и увеличение аридности климата, последовавшее за интерстадиальным потеплением. На протяжении этого интервала похолодание, вероятно, усиливалось, о чем свидетельствуют уменьшение содержания пыльцы древесных пород и обеднение состава флоры.

Интерстадиал (29800–23300 лет назад, палинозона 7). Растительность, существовавшая в данный период, имела перигляциально-лесостепной характер, леса и редколесья были образованы елью, сосной и древесной березой, значительную роль в растительном покрове играли кустарники (березы и ольховник). Безлесные территории были заняты перигляциально-степными формациями, где доминировали полыни.

Максимум последнего оледенения (23300–15800 лет назад, палинозона 6)

В окружающих ландшафтах в это время в условиях холодного аридного климата сокращалась роль древесной растительности, прежде всего за счет ели. В перигляциальных ландшафтах преобладали степные сообщества с господством полыни и с участием галофитов.

Позднеледниковье (15800–10300 лет назад)

Начало потепления (15,5–13,0 тысяч лет назад, палинозона 5). Начинает распространяться лесная растительность, в первую очередь береза, затем ель, однако травянистые сообщества оста-

ются близкими по составу к существовавшим в эпоху максимума оледенения.

Аллоред (расчетный возраст 13,0–11,0 лет назад, палинозона 4). Развивается комплексный растительный покров, в котором сочетаются лесные, редколесные, кустарниковые, перигляциально-степные и луговые сообщества. В лесных ценозах заметную роль играет ель.

Похолодание поздний дриас (11,0–10,3 лет назад, палинозона 3). Обстановка резко изменилась. В это время лесные ценозы не играли существенной роли в растительном покрове. Травянистые сообщества были представлены преимущественно перигляциально-степными формациями. Поздний дриас был последним этапом, когда на данной территории в условиях холодного, континентального, относительно аридного климата распространялась перигляциально-степная растительность.

Заключение

Палинологические исследования почти 70-метровой толщи отложений Галичского озера позволили впервые для северо-востока Русской равнины в рамках единого разреза установить последовательность ландшафтно-климатических изменений на протяжении последних 55 тысяч лет. Полученные данные отражают своеобразное проявление в данном регионе основных событий, свойственных перигляциальным областям позднего плейстоцена Северной Евразии в диапазоне изотопно-кислородных стадий 2 и 3 (и, возможно, конца стадии 4).

В разрезе Галич-2 отражены две главные фазы господства гляциального климата. Первая из них относится к концу ранневалдайской эпохи – более 52000 лет (палинозона 10). Сопоставление этого похолодания с событиями, выделяемыми в хроно-палео-географических схемах в других районах, может быть проведено со значительной степенью условности из-за того, что радиоуглеродные датировки на таком хроноуровне, полученные для одних и тех же событий в различных лабораториях за последнюю четверть века, существенно различаются. Данная фаза, вероятно, отвечает заключительному этапу ранневалдайского оледенения, и в региональных схемах ландшафтно-климатических колебаний может быть сопоставлена с шестихинским похолоданием [Чеботарева, Макарычева, 1974; Борисова, Фаустова, 1994] и стадией шонескхольц в западных и северо-западных секторах Скандинавского ледникового покрова [Baumann et al., 1995; Velichko, 1992].

Пребореал и бореал: господствуют березовые и сосновые леса с участием ели, заметную роль играют травянистые ценозы. Атлантический период: распространяются широколиственно-хвойные леса с участием вяза. Климатический оптимум приходится на интервал 7,0–5,5 тысяч лет назад. Суббореал: в начале преобладают широколиственно-еловые леса, затем березовые леса. Происходит похолодание. Субатлантический период: в условиях похолодания расширяются березовые леса, которые затем сменяются еловыми лесами. Во второй половине субатлантика в спорово-пыльцевых спектрах отмечаются признаки антропогенного воздействия на растительный покров, что связано с земледельческим освоением окружающей озеро территории после основания города Галич.

Наступившая затем эпоха среднего валдая (палинозоны 2–7) характеризовалась некоторым смягчением климата с потеплениями интерстадиального ранга на фоне господствующих холодных климатических условий. Эти слабые потепления отражены в пыльцевых зонах 9 и 7. Указанные фазы смягчения климата сопоставимы, вероятно, с такими потеплениями, как краснорское – гражданский проспект и дунаевское (брянское) в центральных и западных районах Русской равнины [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969]. На северо-западе Европы их можно сопоставить с фазами потепления Бё и Элесунд, Хенгело и Денекамп. В этом случае разделяющие их похолодания можно сопоставить с суражским и шенским на западе Русской равнины и стадиями типа схонгхеллерен в Скандинавии [Величко, 1991]. При такой корреляции событий можно заметить, что амплитуды потеплений – похолоданий, как и масштабы вызванных ими изменений в структуре растительного покрова, уменьшаются с запада на восток, от более океанических в климатическом отношении районов к более континентальным. Благодаря такой сложной структуре колебаний климата, средневалдайский интервал, сопоставляемый в целом с изотопно-кислородной стадией 3, рассматривается иногда как мегаинтерстадиал.

Наступившая затем вторая, основная фаза похолодания (палинозона 6, 23300–15800 лет назад) включает в себя время, предшествовавшее главному ледниковому максимуму, максимальную фазу поздневалдайского оледенения

(20000–18000 лет назад) и последующий холодный интервал. Собственно максимуму похолодания на спорово-пыльцевой диаграмме разреза Галич-2, по-видимому, соответствует верхняя часть подзоны 6b, где резко возрастает доля пыльцы полыней в спектрах при одновременном падении концентрации пыльцы всех основных таксонов, как древесных, так и травянистых. Небольшая мощность отложений этого слоя (30 см) свидетельствует об ослаблении седиментационных процессов в озере.

В отложениях Галичского озера нашли отчетливое отражение заключительные события позднеледниковья – потепление аллеред и похолода-

ние поздний дриас, и все основные фазы голоцена. Существенной особенностью истории растительности голоцена в данном районе является наличие второго максимума широколиственных пород в суббореале (3600-2900 лет назад), количественно близкого к атлантическому.

Работы по изучению Галичского озера осуществлялись в рамках проекта Немецкого научного фонда FKZ 03F13GUS, сотрудниками GeoForschungsZentrum (Потсдам, Германия), Института географии РАН, Московского университета, Института глобальной экологии РАН при финансовой поддержке GeoForschungsZentrum, и при поддержке РФФИ проект № 98-05-64534.

Литература

- Борисова О.К., Фаустова М.А.* Последовательность природных фаз валдайской ледниковой эпохи европейской части России // Палеогеографическая основа современных ландшафтов. М.: Наука, 1994. С. 17–25.
- Величко А.А.* Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 60, 1991. С. 14–28.
- Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР. Л.: Наука, 1969. 256 с.
- Гричук В.П.* Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии, вып. 8, 1940. С. 53–58.
- Евсеев А.И., Лобачев И.Н., Писарева В.В., Гольц С.И.* Новые данные по истории древнего Ярославско-Костромского озера // История озер северо-запада. Материалы первого симпозиума по истории озер Северо-запада СССР. Ленинград, 17–20 ноября 1965 г. Л., 1967. С. 210–217.
- Писарева В.В.* Спорово-пыльцевые спектры неогеновых и четвертичных отложений севера центральных районов Русской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. МГУ, 1971. 31 с.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Чеботарева Н.С.* Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 116–147.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука 1974. 254 с.
- Baumann K.H., Lackschewitz K.S., Mangerud J., Spielhagen R.F., Wolf-Welling T.C.W., Heinrich R., Kasse H.* Reflections on Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian sea sediments during the past 150,000 years. Quaternary Research, V. 43, 1995 P. 185–197.
- Grimm E.C.* CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. Computer and Geosciences, 13, 1987. P. 13–25.
- Grimm E.C.* TILIA and TILIA*GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA, Working Group on Data-Handling Methods, Newsletter 4 1990. P. 5–7.
- Stockmarr, J.* Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen and Spores, 13, 1972. P. 615–621.
- Velichko A.A.* Correlation of the Late Pleistocene event within glaciated areas of the Northern Hemisphere In: "Atlas of palaeoclimates and palaeoenvironment of the Northern Hemisphere" (B. Frenzel, M. Pecsai A. Velichko, eds.) Budapest-Stuttgart, 1992. P. 101–105.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ МАТУЯМА-БРЮНЕС В ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

С.С. Фаустов, Е.И. Вирина

Палеомагнитная граница Матуяма-Брюнес в стратиграфической схеме новейших отложений Русской равнины, принятой бюро МСК в 1996 г, проводится в кровле петропавловского (михайловского) горизонта. Однако выполненные нами палеомагнитные исследования на ряде разрезов лессовой формации Русской равнины и анализ опубликованных материалов показывают, что проблема стратиграфического положения границы Матуяма-Брюнес и по сей день остается нерешенной, а опубликованные материалы по ключевым разрезам довольно противоречивы и не дают однозначного ответа на этот вопрос. Рассмотрим в связи с этим материалы палеомагнитных исследований наиболее значимых и полно изученных разрезов.

Бассейн Верхнего Дона

Разрез Петропавловка, лог Денисов (рис. 1). В широко известном разрезе Петропавловка установлен стратотип петропавловской свиты, начинающийся базальным галечником и заканчивающийся погребенной почвой. Граница Матуяма-Брюнес М.А. Певзнером была определена в петропавловском аллювии, а погребенная петропавловская почва имела прямую полярность [Холмовой и др., 1985]. В.В. Семенов, исследовавший этот же разрез позднее, также пришел к выводу, что костеносный аллювий, подстилающий петропавловскую почву, имеет обратную намагниченность, но для самой почвы характерно «неустойчивое древнее магнитное поле...», которое «...почти в деталях повторяет ход изменения поля на границе Матуяма-Брюнес, установленное в других районах СССР» [Холмовой и др., 1985]. В 1995 году В.В. Семенов выполнил термомагнитную чистку образцов петропавловского горизонта при более высоких температурах (до 450° С). В результате было установлено, что большая часть гумусового горизонта и нижележащие отложения имеют обратную намагниченность. Верхняя часть гумусового горизонта (образцы из двух уровней) осталась аномально намагниченной, что, по мнению В.В. Семенова,

обусловлено инверсионным переходом Матуяма-Брюнес [Красненков и др., 1995].

Таким образом, палеомагнитные данные по разрезу как будто бы позволяют сделать вывод о том, что граница Матуяма-Брюнес проходит внутри гумусового горизонта Петропавловской почвы. Мы говорим «как будто бы...» потому, что инверсионные переходы (инверсии) принято относить к «вышележащему» интервалу полярности, а палеомагнитная граница проводится по подошве инверсии.

Однако вывод о том, что в самой петропавловской почве отмечается инверсионный переход, с нашей точки зрения, нельзя признать обоснованным. Уменьшение величины стабильной (выделенной термочисткой) намагниченности (I_n^0) в так называемой переходной зоне разреза, как и нерегулярные изменения векторов I_n^0 могут быть обусловлены неполным разрушением вторичной намагниченности в почвенном горизонте, что наблюдается довольно часто. Необходимы более строгие доказательства реальности инверсионного перехода – исследование морфологии поля во время инверсии и его сравнение с известными данными, оценка напряженности поля различными методами и др., – и только после этого можно делать заключение о наличии инверсионного перехода. Мы останавливаемся на этом столь подробно потому, что вся петропавловская почва изначально могла быть обратной намагниченной, но неполное разрушение вторичной намагниченности в процессе чистки в верхней части гумусового горизонта могло создать кажущийся эффект инверсионного перехода.

Если же принять вполне возможный вариант, что петропавловская почва имела обратную начальную полярность и формировалась в хроне Матуяма, то положение границы Матуяма-Брюнес в разрезе Петропавловка не определено, поскольку петропавловскую свиту перекрывают со стратиграфическим перерывом молодые делювиальные суглинки, и палеомагнитная запись в разрезе обрывается вместе со стратиграфическим перерывом.

Общая Стратиграфическая шкала		Плейстоцен				Брюнес				Опорные разрезы ледниковой области (бассейн Верхнего Дона)									
Раздел	Звено	Региональная стратиграфическая схема		Субэаральные отложения бассейна Верхнего Дона		Палеомагнетизм		Тростнянка	Петропавловка	Лог Красный	Стрелица								
Эоплейстоцен	Верхнее	Плейстоцен	Нижнее	Окский	Коростылевский лёсс	Брюнес	Матуяма	М	М	Б	Б	М	М						
				Мучкапский	Воронский почвенный комплекс									Вершинская почва	Ростушский лёсс	Терновская почва	Колешнянский лёсс	Троицкая почва	
				Донской	Донская морена														
				Ильинский	Ржаксинский ПЛК									Бобровский лёсс	Брюнес	М	Б	М	М
				Покровский	Бобровский лёсс									Матуяма	М	Б	М	М	
				Михайловский	Петропавловская свита									Матуяма	М	Б	М	М	
Горизонты не выделены	Красноцветные суглинки и погребенные почвы	Матуяма	М	Б	М	М													

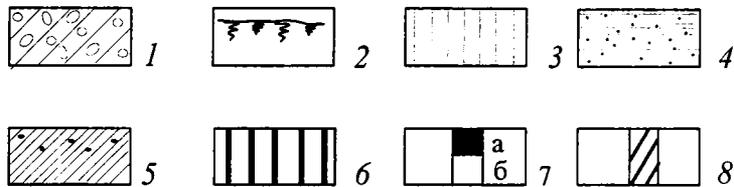


Рис. 1. Граница Матуяма-Брюнес в опорных разрезах ледниковой области из разных источников. Разрез Петропавловка – Холмовой и др., 1985, Красненко и др., 1995; разрез Тростнянка – Красненко и др., 1993; разрез Лог Красный – Поспелова и др., 1998; разрез Стрелица – Фаустов и др., 1997.

1 – морена; 2 – погребенные почвы; 3 – лёссы и лёссовидные суглинки; 4 – аллювий; 5 – суглинки с кротовинами; 6 – красноцветные отложения; 7 – полярность: а – прямая, б – обратная; 8 – инверсионные переходы

Разрез Тростнянка (рис. 1). Редкий случай весьма полной последовательности додонских субаэральных образований, как отмечает Р. В. Красненков, наблюдается в разрезе Тростнянка. Детальные палеомагнитные исследования этого разреза, включающие ступенчатую термочистку до 600° С, выполнил В. В. Семенов. Обратная намагниченность была выявлена лишь в самых низах покровной толщи. В зону прямой полярности в этом разрезе попадают не только отложения, сопоставляемые с ильинскими, но и тростнянский (покровский) лесс, а также серия из двух ископаемых почв, которую Р. В. Красненков сопоставляет с петропавловской [Красненков и др., 1993].

Разрез Лог Красный (рис. 1). К числу разрезов, где вскрывается почти вся додонская часть плейстоцена, относятся обнажения близ северной окраины с. Урыв в устье крупной балки Лог Красный [Красненков и др., 1995]. Здесь на аллювиальных отложениях с фауной петропавловского комплекса залегает серия субаэральных образований, включающая отложения ильинского надгоризонта (с тремя погребенными почвами и разделяющими их лессами), маломощный прослой лессовидных суглинков покровского горизонта и петропавловскую почву. Палеомагнитные исследования разреза Лог Красный проводились В.В. Семеновым [Красненков и др., 1995], а впоследствии Г.А. Поспеловой, В.В. Семеновым и др. [Поспелова и др., 1998]. Палеомагнитные данные по разрезу обоснованы ступенчатой термочисткой до 600° С. В сводном разрезе Лог Красный отложения петропавловского горизонта, включающего костеносный аллювий и перекрывающую его погребенную почву, имеют обратную полярность, связанную с хроном Матуяма. Отложения покровского горизонта характеризуются аномальной намагниченностью, обусловленной, по мнению авторов, инверсионным переходом Матуяма-Брюнес. В ранней работе [Красненков и др., 1995] аномальная намагниченность наблюдалась и в нижней части троицкой почвы. Вся вышележащая толща отнесена к хрону Брюнес. При этом отмечается интервал обратной полярности, охватывающий нижнюю половину терновской почвы и часть колешнянского лесса, обусловленный, по мнению авторов, экскурсом геомагнитного поля, сопоставляемым с одним из нижнеплейстоценовых экскурсов: Делта или Био-Лост [Поспелова и др., 1998].

Разрез Стрелица (рис. 2 и рис. 1). Дополнительную неясность в стратиграфическое положение границы Матуяма-Брюнес вносят резуль-

таты выполненных нами палеомагнитных исследований на известном разрезе Стрелица. Палеомагнитные исследования проводились в карьере Стрелица Ближняя, где вскрывается подморенная толща субаэральных отложений эоплейстоценового и нижнеплейстоценового возраста. Зарисовка обнажения и его стратиграфия, приведенные в данной работе, сделаны по материалам Р.В. Красненкова во время совместной экспедиции 1995 года.

По Р.В. Красненкову, подморенная толща, залегающая на красноцветных отложениях эоплейстоцена, относится к ильинскому надгоризонту нижнего плейстоцена. Нижняя почва (слой 4, pdQltr) сопоставляется с троицкой, верхняя (слой 2, pdQltn) – с терновской, а разделяющий их лесс (слой 3, prQI), переработанный почвообразованием, – с колешнянским. По мнению Р.В. Красненкова в разрезе Стрелица отсутствуют вершинская почва и растушский лесс, известные в других разрезах Верхнего Дона и срезаемые здесь ледником. Отложения ильинского надгоризонта залегают на петропавловской ископаемой почве (слой 6, pdQlpp), венчающей эоплейстоценовые почвы и педоседименты (слои 7–11).

Коллекции образцов отбирались в течение полевых сезонов 1995–96 годов. Образцы с индексом «6», имеющие нумерацию 1–6 – 30–6, отбиралась В.В. Семеновым. Лабораторная обработка проводилась в палеомагнитной лаборатории геофизической обсерватории «Борок», где находится лучшая на сегодня в России установка для температурно-временной чистки. Следует отметить, что выделение древней намагниченности в разрезе Стрелица представляло трудную задачу. Ее величина составляет не более 5% от естественной остаточной намагниченности, спектры блокирующих температур первичной и вторичной составляющих перекрываются, а при высоких температурах экспериментальные ошибки становятся существенными. Поэтому диаграммы Зийдервельда [Палеомагнитология, 1982] имеют очень сложный вид, и в чистом виде разделить намагниченность на две компоненты не удастся. Однако полученные результаты позволяют ответить на вопрос о том, присутствует ли в образцах обратная современному полю составляющая намагниченности. Во многих случаях удавалось, хотя и с ошибками, определить ее направление. Исследования показали, что для выделения первичной намагниченности большое значение имеет временной режим чистки. Образцы, которые прошли ступенчатую температурно-временную чистку при 100°, 150°, 175°,

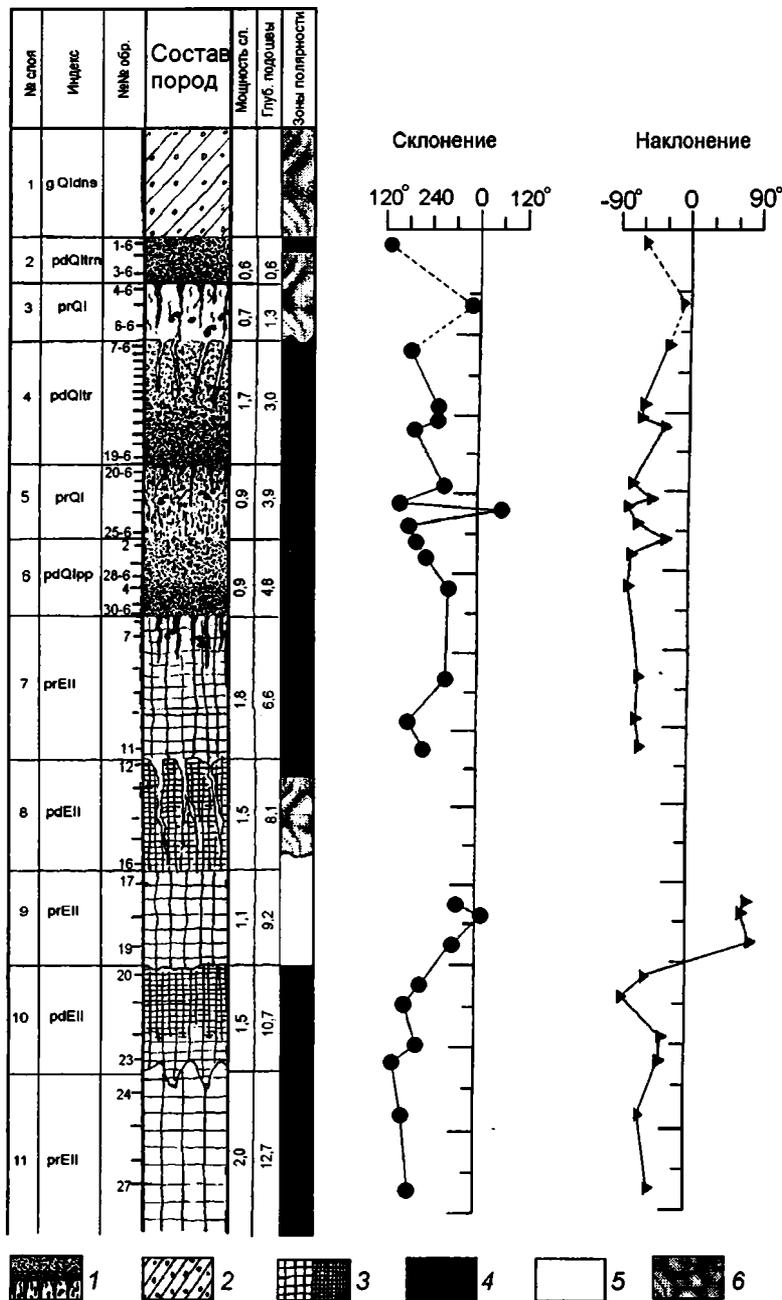


Рис. 2. Строение разреза и палеомагнетизм подморенных отложений в карьере Стрелица Ближняя.

1 – погребенные почвы; 2 – морена; 3 – красноцветные педоседименты и почвы; 4, 5, 6 – обратная, прямая и неопределенная полярность.

200°, 225°, 250° С с длительной (3–5 часов) выдержкой при каждом нагреве, выходят на обратное направление при 180°–350° С. В дублях тех же образцов, для которых проводились нагревы через 50° С с выдержкой 30 мин, обратная полярность часто не выявлялась даже при нагревах до 550° С. Мы пока не можем объяснить этот факт. Однако для всей основной коллекции он был учтен, и была принята методика нагревов с дробным (25° С) интервалом и с длительными временами выдержки до температур 300–350° С. При более высоких температурах время выдержки было 30 мин. Такая методика позволила про-

следить обратную составляющую при нескольких (3–7) последовательных нагревах. Полученные направления наносились на стереограммы, и по ним вычислялось среднее фишеровское направление, а также оценивалась ошибка его определения (угол доверия).

На рис. 2 приведены данные по склонению (D) и наклонению (J) первичной намагниченности по разрезу только для тех образцов, угол доверия которых не превышал 30°. Подробные послойные данные по индивидуальным образцам приведены в депонированной монографии [Фаустов и др.1997], поэтому здесь мы ограничились

лишь краткой информацией о методике лабораторных работ.

Как видно на рис. 2, терновская почва и колешнянский лесс оказались слабо охарактеризованными палеомагнитными данными. Для них имеется лишь по одному репрезентативному образцу. Образец из терновской почвы имеет обратную намагниченность, а из колешнянского лесса – аномальное направление. Его вектор лежит в полусфере обратной полярности при малом значении $j = -8^\circ$.

Отложения слоев 4–6, сопоставляемые с троицкой почвой, тростнянским лёссом и петропавловской почвой, охарактеризованы достаточно большим числом образцов каждый. Интерпретация палеомагнитных данных здесь достаточно очевидна: все они имеют обратную составляющую намагниченности и формировались, наиболее вероятно, в геомагнитном поле обратной полярности. В красноцветной толще, в ее верхней (слой 7) и нижней частях (слои 10–11), также достаточно уверенно выделяется обратная полярность. В средней части толщи (низы слоя 8 и слой 9) у всех образцов направление намагниченности остается близким к современному. Возможно, эти слои формировались во время субхрона прямой полярности. Однако следует учесть, что все образцы данного интервала разрушались в процессе чистки, и максимальная температура нагрева для них не превышала 350°C . Поэтому нельзя исключить и вероятность того, что в этих образцах не удалось полностью разрушить вторичную намагниченность.

Можно заключить, что отложения всей подморенной толщи имеют преимущественно обратную полярность. Единая и достаточно мощная зона обратной полярности прослеживается в верхней части красноцветной толщи, петропавловской почве и вышележащем тростнянском лессе и троицкой почве, которая уверенно сопоставляется с хроном обратной полярности Матуяма. Фрагменты терновской почвы и колешнянского лесса (единичные образцы) также обнаруживают обратную полярность, что не исключает возможности их формирования в ту же эпоху.

Приведенные данные еще более усугубляют вопрос о положении границы Матуяма-Брюнес в разрезах Верхнего Дона. Если стратиграфические определения верны, то граница обратно намагниченных отложений проходит не ниже кровли троицкой почвы, и, возможно, поднимается в терновскую почву. Но это противоречит палеомагнитным данным по разрезам Тростнянка, Лог Красный и др.

Таким образом, положение границы Матуяма-Брюнес в субазральных отложениях в бассейне Верхнего Дона не определяется однозначно (рис. 1). Ее стратиграфический диапазон (при условии достоверности стратиграфической трактовки отложений) изменяется от подошвы петропавловской почвы (разрез Тростнянка) до кровли троицкой почвы (разрез Стрелица). Одной из причин такой неопределенности является, по нашему мнению, фрагментарность и неполнота додонских отложений и трудности их корреляции в разных разрезах. Можно ожидать, что во внеледниковой области палеомагнитные данные окажутся менее противоречивыми, поскольку здесь лессовые разрезы более полные.

Внеледниковая область Русской равнины

Группа разрезов в окрестностях г. Волгодонска. В 1987–89 годах в районе г. Волгодонска под руководством А. А. Величко проводились комплексные палеогеографические исследования. В это время здесь были пробурены 4 скважины инженерно-геологического бурения с полным выходом керна. Две из них Волгодонск-1 (ВД-1) и Волгодонск-2 (ВД-2) были изучены нами полностью, в двух других (ВД-3 и ВД-4) проведены исследования нижних частей вскрытого разреза.

До 1987 года здесь был исследован лишь один разрез – у хутора Шамин [Величко, Маркова, Певзнер, 1983]. Этот разрез имеет большое значение для стратиграфии плейстоцена Русской равнины, поскольку в нем, в аллювиальных отложениях, подстилающих покровную толщу, была отмыта уникальная фауна мелких млекопитающих, по эволюционному уровню отнесенная к раннетираспольским фаунам [Маркова, 1992]. В пойменно-аллювиальных отложениях была определена обратная полярность естественной остаточной намагниченности, а смена полярности, соответствующая границе Матуяма-Брюнес, установлена в нижней части покровной серии – в отложениях, переходных от лесса к пойменным фациям аллювия.

Разрезы по скважинам ВД-1 и ВД-2 (рис. 3) существенно дополняют материалы по разрезу Шамин. Стратиграфическое подразделение покровных отложений этих разрезов было выполнено В.П. Ударцевым [Вирина, Ударцев, 1995] в терминах современной стратиграфической схемы, что существенно упрощает трактовку палеомагнитных данных.

Разрез Волгодонск-1. Скважина ВД-1 пробурена возле завода Атоммаш на поверхности V

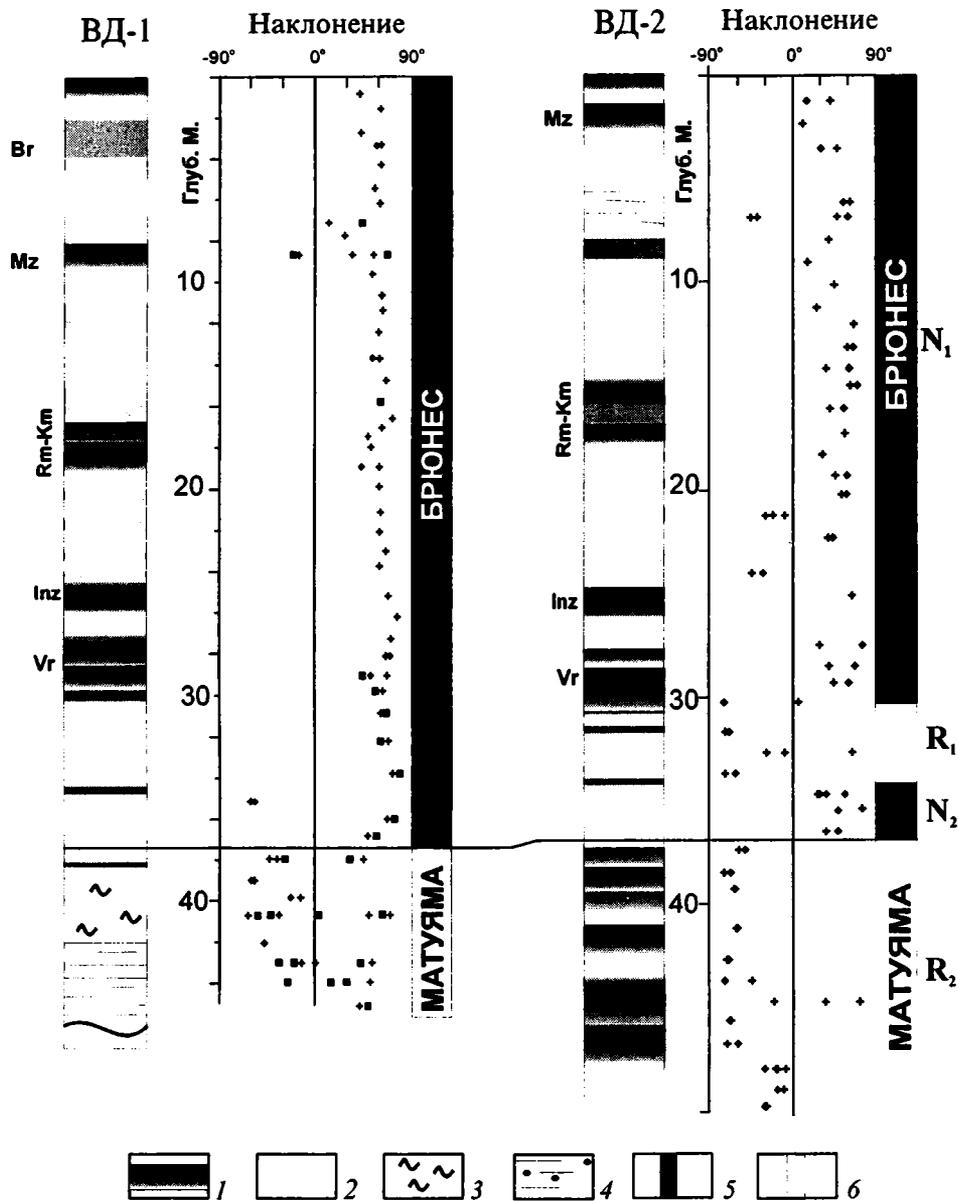


Рис. 3. Строение и палеомагнетизм разрезов Волгодонск-1 и Волгодонск-2.

1 – погребенные почвы; 2 – лёссы и лёссовидные суглинки; 3 – оглеение; 4 – аллювий; Полярность: 5 – прямая, 6 – обратная

террасы Дона. По геоморфологическому положению и строению этот разрез, описанный А.А.Величко, Т.Д.Морозовой и В.П.Ударцевым, сходен с разрезом Шамин. Следует отметить, что в 1989 году в ходе комплексных исследований, о которых говорилось выше, разрез Шамин посетили А.А.Величко, Т.Д.Морозова и В.П.Ударцев. Ими было подтверждено (Ударцев, личное сообщение) аналогичное строение покровной серии разрезов Шамин и ВД-1.

В основании разреза ВД-1 также залегают аллювиальные и пойменно-аллювиальные отложе-

ния – аналоги аллювия, вскрытого в разрезе Шамин. В покровной серии разреза выделяется четыре горизонта погребенных почв с развитым почвенным профилем, а также несколько эмбриональных почв и уровней побурения. По мнению В.П. Ударцева [Вирина, Ударцев, 1995], сложный педокомплекс на глубине 27–29 м, сопоставляется с воронским почвенным комплексом. В мощном лессе под воронской почвой, переходящем в пойменно-аллювиальные отложения отмечается три уровня побурения на глубинах 30–30,5 м, 33,8–34,4 м и 38,2–38,6 м.

Палеомагнитные данные по этой скважине приведены на рис. 3. Несмотря на то, что после термомагнитной чистки при 250° и 300° С, обратная намагниченность в нижней части разреза в интервале 38–42,5 м выделяется не во всех дублях, зона обратной полярности определяется довольно уверенно. Исходя из стратиграфических данных и сопоставления разреза ВД-1 и Шамин, эту зону можно с уверенностью трактовать как верхнюю часть хрона Матуяма.

Разрез Волгодонск-2. Скважина ВД-2 пробурена на водоразделе рек Дон – Сал с абсолютной отметкой 97 м, в 15 километрах к югу от г. Волгодонска. Покровная серия плейстоцена в этом разрезе залегает на образованиях эоплейстоцена, представленных пачками красно-коричневых почв внизу (44–48 м) и коричневых почв в интервале 37–43 м. Строение плейстоценовой части разреза сходно со строением покровной пачки разреза Волгодонск-1, хотя имеются некоторые различия, видимые на рисунке.

С воронской почвой сопоставляется педокомплекс на глубине 28–30 м, представленный двумя наложенными почвами. Мощный лесс, отделяющий этот педокомплекс от эоплейстоценовых отложений, содержит, как и в разрезе ВД-1, три уровня слабого побурения.

В верхней части разреза (до гл. 30 м) у подавляющего большинства образцов наклона положительны, хотя в ней отмечаются и аномальные участки. Эту зону (N_1), от голоценовой до воронской почвы включительно, можно сопоставить с хроном прямой полярности Брюнес.

Сложная картина изменения направлений I_n наблюдается в нижней части разреза. Здесь, в интервале 30–50 м, выделяется три зоны магнитной полярности: R_1 , N_2 и R_2 (см. рис. 3). Их реальность обоснована комплексом лабораторных данных. Можно с уверенностью сопоставить зону обратной полярности R_2 , выделенную с глубины 37 м в нижней части лесса, подстилающего воронскую почву, и в красноцветной эоплейстоценовой пачке, с хроном Матуяма. Интерпретация зоны R_1 на основании материалов только по скважине ВД-2 остается неясной: в принципе нельзя исключить возможность того, что зона R_1 завершает хрон Матуяма, а зона N_2 является ложной, следствием перемагничивания. Однако сопоставление разрезов ВД-1 и ВД-2 позволяет провести границу Матуяма-Брюнес по кровле зоны R_2 , примерно на том же уровне, что и в скв. ВД-1. Эта интерпретация подтверждается и палеомагнитными данными по скважинам ВД-3 и ВД-4, пробуренным на склоне от водораздела к

У террасе. В них также смена полярности установлена в нижней части мощного лессового горизонта под воронской почвой. Что касается зоны R_1 , то она может быть сопоставлена с одним из ранних экскурсов в эпохе Брюнеса (Делта?).

Группа разрезов Северо-восточного Приазовья. Серия разрезов этого региона была изучена в палеомагнитном отношении в начале 70-х годов, но результаты палеомагнитных определений не устарели и сегодня, хотя стратиграфическая интерпретация претерпела заметные изменения. Наиболее представительными являются разрезы мелекинского уровня: Мелекино и Урзуф. По описанию А.А. Величко и Т. Д. Морозовой [Величко, Морозова, Певзнер, 1973], в разрезе Мелекино выделяется пять горизонтов ископаемых почв. В основании разреза отмечается два уровня мощных полигенетических красноцветных почв, нижняя из которых залегает непосредственно на лиманных отложениях с фауной мелких млекопитающих, близкой по составу с ногайским комплексом. Третья от поверхности ископаемая почва, наиболее выраженная и в других разрезах Приазовья, является сложным полигенетическим образованием, нижняя часть которого сопоставляется с воронской почвой [Величко и др., 1984]. Эта почва отделяется от красноцветных отложений мощным горизонтом лёсса (II доднепровским), подразделяющимся на четыре подгоризонта. Палеомагнитная граница Матуяма-Брюнес проходит именно в нем, так же как и в близком по строению разрезе Урзуф [Величко, Морозова, Певзнер, 1973]. Разрезы Мелекино и Урзуф по строению сходны с разрезами в окрестностях Волгодонска, в которых, как отмечено выше, граница Матуяма-Брюнес также проходит в мощном лёссе, подстилающего воронскую почву.

Из приведенных данных, при сравнении с материалами по разрезам Верхнего Дона, следует, что мощный лесс, залегающий под воронской почвой, даже учитывая неоднозначность данных по разрезам Верхнего Дона, должен формироваться в течение длительного интервала времени: как минимум от ильинского – до мучкапского и включать в себя несколько климатических циклов. Отчасти это подтверждают материалы по разрезу Отказное.

Разрез Отказное является одним из наиболее мощных и полных разрезов лёссовой формации Русской равнины. Он расположен в бассейне среднего течения р. Кумы в 30 км северо-восточнее г. Георгиевска. Палеомагнитные исследования выполнены авторами в составе межведомственного коллектива (ИГРАН, ТИСИЗ,

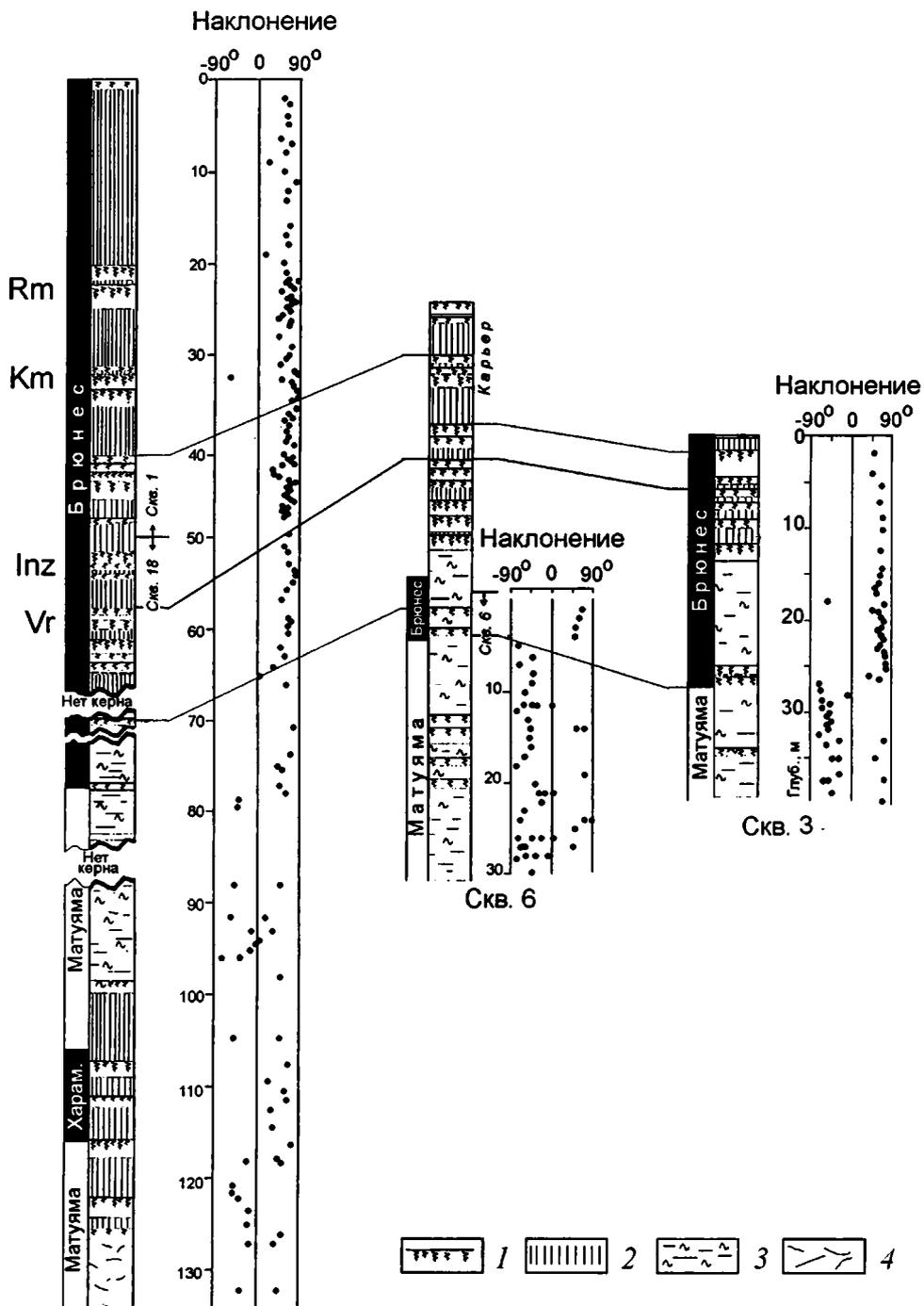


Рис. 4. Строение и палеомагнетизм разреза Отказное по трем профилям.

1 – погребенные почвы; 2 – лёссы и лёссовидные суглинки; 3 – субаквальные отложения; 4 – озерно-болотные суглинки и супеси. В столбцах «Наклонение» крестиками, залитыми ромбиками и квадратиками показаны наклонения векторов I_p при разных режимах температурной чистки

МГУ), проводившего комплексное палеогеографическое изучение разреза под руководством академика РАН А.А. Величко. Нами были изучены три вертикальных профиля по скважинам 1, 3, 6 и 18к (рис. 4). Эоплейстоцен-плейстоцено-

вые отложения вскрыты скважинами 1 (до глуб. 48 м) +18к на водораздельном плато и в скважинах 3 и 6 с ненарушенной структурой и полным выходом керна, которые заложены на более низких отметках. Схематическое строение профилей

и основные результаты палеомагнитных исследований приведены на рис. 4. Здесь для трех профилей показаны изменение наклона естественной остаточной намагниченности после термочистки и выделенные на их основе зоны магнитной полярности. В сводном разрезе по скв. 1 и 18к достаточно четко выделяются четыре зоны магнитной полярности, интерпретация которых приведена на рис. 4. При этом граница Матуяма-Брюнес во всех трех профилях приурочена к верхней части мощной толщи лессовидных отложений, перекрываемых сложно построенным воронским почвенным комплексом. Этот лёссовый комплекс с эмбриональными почвами относился В.П. Ударцевым из-за его залегания непосредственно под воронской почвой к донскому горизонту [Вирина, Ударцев, 1995].

В 1995 году Н.С. Болиховской были опубликованы результаты детального палинологического исследования этого разреза, проведены палеоландшафтные реконструкции и на их основе дано иное его стратиграфическое расчленение [Болиховская, 1995; Болиховская, 1995а]. Для эоплейстоценовых (петропавловских и покровских, по Болиховской) отложений верхней части хрона Матуяма непосредственно ниже границы Матуяма-Брюнес репрезентативные спектры получить не удалось. В то же время палинологические данные для вышележащей пачки слоев позволили заключить, что смена полярности Матуяма-Брюнес в разрезе «приурочена к основанию отложений, отвечающих второму додонскому межледниковью» [Болиховская, 1995, с. 207], которые можно отнести к ильинскому горизонту, а «граница Матуяма-Брюнес проходит в кровле отложений, датируемых покровским временем» [Болиховская, 1995а, с. 174]. Такая интерпретация палеомагнитных и палиностратиграфических данных хорошо согласуется, по мнению Н.С. Болиховской, с материалами по разрезу Ливенцовского карьера, где во время формирования отложений петропавловского и покровского (нижняя красноцветная почва и перекрывающий ее лёсс) времени геомагнитное поле имело обратную полярность [Болиховская, 1995].

Заключение

Приведенный обзор результатов палеомагнитного изучения ряда широко известных опорных разрезов покровных отложений на Русской равнине показывает, что вопрос о стратиграфическом положении палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес остается открытым.

Разрезы Новая Этулия и Роксоланы (рис. 5). Палеомагнитные данные по этим разрезам до недавнего времени были очень противоречивыми. Так, по разрезу Роксоланы Третьяком и Дудкиным [Третьяк, 1983] были проведены палеомагнитные исследования с очень подробным отбором образцов. Однако полученные результаты очень плохо сбиваются с палеомагнитными данными по другим разрезам Приднестровья [Фаустов, Вирина, 1989]. По разрезу Н. Этулия в 1970 году нами были получены палеомагнитные результаты, согласно которым граница Матуяма-Брюнес проводилась под нижней почвой (Пк-7, рис. 5) так называемого почвенного «триплета» – серии из трех сближенных погребенных почв в середине разреза. При этом мы отмечали, что палеомагнитные данные по почвам имеют невысокую достоверность.

В 1995-98 годах в рамках проекта INTAS были выполнены новые палеомагнитные исследования по этим разрезам (рис. 5). Палеомагнитные данные по разрезу Роксоланы получены Дж. Хьюсом в палеомагнитной лаборатории Института Океанологии Бельгии в Брюсселе [Tsatskin et al., 1998], а по разрезу Новая Этулия – в лаборатории Института геофизики Высшей технической школы в Цюрихе [Gendler et al, 2000]. Расчленение обоих разрезов в терминах российской стратиграфической схемы проведено А. Цацкиным. Четвертый сверху педокомплекс (считая и современную почву) в обоих разрезах соответствует воронской почве. Смена полярности намагниченности, соответствующая инверсии Матуяма-Брюнес в этих разрезах, определена над нижней (Пк-7) из почв триплета [Tsatskin et al, 1998, Gendler et al, 2000].

Сложное строение в разрезах Н. Этулия и Роксоланы в интервале между воронской почвой и границей Матуяма-Брюнес подтверждает высказанное выше предположение о том, что в течение этого интервала времени, по-видимому, должно наблюдаться несколько климатических циклов. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что верхний педокомплекс триплета (Пк-5) формировался в межледниковых условиях [Tsatskin et al, 1998].

Нет достаточных оснований проводить её по кровле петропавловского (михайловского) горизонта: с равной вероятностью она может проводиться по кровле покровского горизонта или подниматься в отложения ильинского надгоризонта. Очевидно одно, в рамках существующих

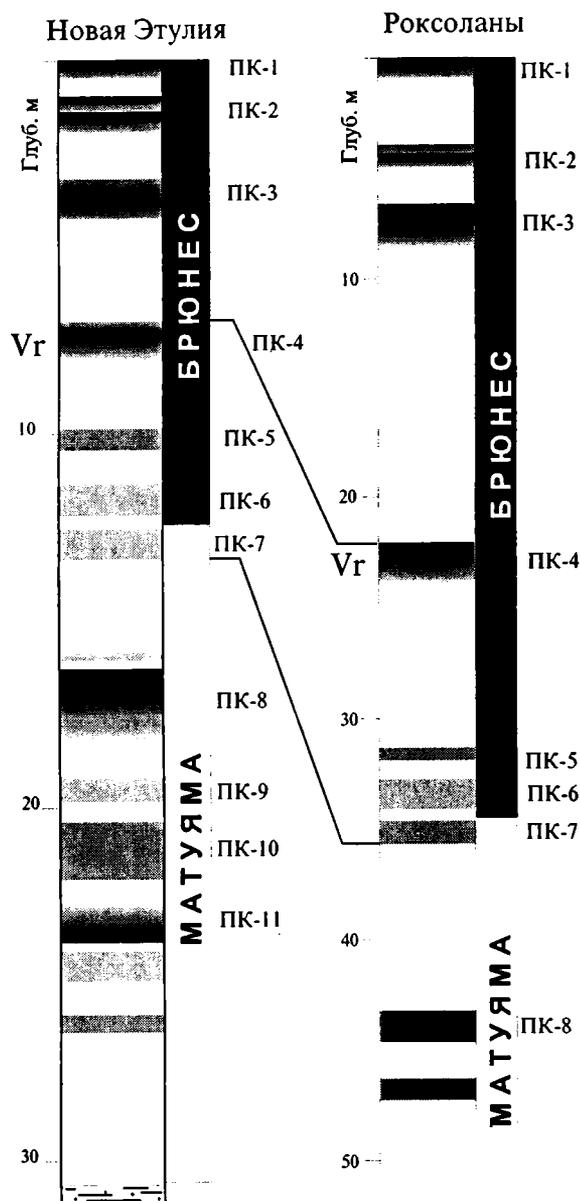


Рис. 5. Строение и палеомагнетизм разрезов Новая Этулия и Роксоланы. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

представлений о стратиграфии разрезов, приведенных в статье, можно говорить лишь о стратиграфическом интервале, в пределах которого лежит граница Матуяма-Брюнес.

Безусловно, сложнейшей проблемой остается корреляция «домучкапских» отложений бассейна Верхнего Дона и внеледниковой области. Это обусловлено, с одной стороны, стратиграфической нерасчлененностью во внеледниковой области лёссовых и красноцветных отложений, за-

легающих ниже воронской почвы, и, с другой стороны, неоднозначностью стратиграфо-палеогеографических и палеомагнитных данных по разрезам бассейна Верхнего Дона.

Для решения отмеченных проблем необходимы совместные усилия палеогеографов, стратиграфов и палеомагнитологов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №99-05-64950 и №98-05-64444

Литература

Болховская Н. С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии // М.: Изд-во Моск. университета, 1995. 270 с.

Болховская Н. С. Палиностратиграфия и корреляция лёссово-почвенной формации Восточного Предкавказья // Материалы конф. Корреляция палеогес

- графических событий: материк-шельф-океан. Москва 26-28 мая 1992 г. Под ред. А. А. Свиточа. М.: Изд. Моск. ун-та, 1995а. С. 167–176.
- Величко А. А., Маркова А. А., Морозова Т. Д., Ударцев В. П.* Проблемы геохронологии и корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы // Известия АН СССР, серия географическая, 1984. № 6. С. 5–19.
- Величко А. А., Маркова А. А., Певзнер М. А.* Положение границы эпох магнитной полярности Матуяма-Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // ДАН СССР. Т. 269, 1983, № 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, 1973. С. 48–70.
- Вирина Е. И., Добродеев О. П., Фаустов С. С.* Палеомагнетизм и корреляция новейших отложений юга Русской равнины // Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Географич. общество СССР, 1971.
- Вирина Е. И., Ударцев В. П.* К проблеме палеомагнитной стратиграфии лёссовой формации Восточной Европы // Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан. Материалы конф., Москва 26-28 мая 1992 г. Под ред. А.А. Свиточа. М.: Изд. Моск. ун-та, 1995. С. 176–183.
- Красненков Р. В., Семенов В. В., Казанцева Н. Е., Щепетнов В. Е.* О положении палеомагнитной инверсии Брюнес-Матуяма в субэаральной формации Центральной России // Бюлл. Межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской равнины. Вып. II. М.: МСК, 1993. С. 138–143.
- Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Семенов В. В., Вирина Е. И., Фаустов С. С.* Эоплейстоцен, нижний и средний плейстоцен бассейна Дона // Деп. ВИНТИ РАН, № 3500-В95, 1995. 186 с.
- Маркова А. К.* Плейстоценовая микротерофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. Под ред. А. А. Величко и С. М. Шика. Москва: Институт географии РАН, 1992. С. 50–94.
- Палеомагнитология* // Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Поспелова Г. А., Левковская Г. М., Семенов В. В., Шаронова З. В., Миронов Т. В.* Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998, том 6, №2, с. 65–80.
- Третьяк А.Н.* Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: "Наукова думка", 1983. 256 с.
- Фаустов С. С., Вирина Е. И.* Проблемы палеомагнитной стратиграфии лёссово-почвенной формации Украины и Молдавии // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989 г., с. 96–102.
- Фаустов С. С., Вирина Е. И., Болиховская Н. С., Иосифова Ю. И., Красненков Р. В., Семенов В. В.* Палеомагнетизм новейших отложений бассейна Дона. МГУ, М., 1997. Деп. ВИНТИ, №3552-В97. 125 с.
- Холмовой Г. В., Красненков Р. В., Иосифова Ю. И. и др.* Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: изд-во ВГУ, 1985. 144 с.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E.A. et al.* Peedsedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 143 (1998), P. 111–133.
- Gendler T. S., Heller F., Spassov S. et al.* Para- and ferromagnetic minerals in loesses and paleosols at Novaya Etuliya. Moldavia. // Archive of Quaternary paleoenvironmental change. Geophys. Res. Abstr. 2000.

СУБФОССИЛЬНЫЕ ЛОШАДИ РАЙОНА Г. МОСКВЫ

Л.И.Алексеева

На территории Москвы и ближайшего Подмосковья известно много памятников железного века (около 160 городищ и селищ), в кухонных отбросах которых находится большое количество остатков лошадей. Основой данной работы послужила коллекция костных остатков, собранная Н.А.Кренке в течение нескольких сезонов раскопочных работ на территории Дьякова городища (1981–1987 гг.), расположенного в районе заповедника «Коломенское». Культурные слои этого городища отвечают длительному отрезку времени. Отчетливо выделяются два сложно построенных слоя [Кренке, 1984; 1987]: нижний (VI–III в.в. до н.э.) и верхний (II в до н.э. – VII в.н.э.). Собранные костные остатки (более 20 тысяч)¹ принадлежат как домашним животным (лошадь, корова, овца, собака, осел), так и диким (бобр, медведь, куница, барсук, тарпан, лось и др.). Среди них преобладают остатки домашних животных. Список фауны млекопитающих включает около 30 видов [Алексеева, Калякин, Кренке, 1996].

В фауне Дьякова городища установлено три формы лошадей (Алексеева, Кренке, 1994): *Equus caballus* L. (домашняя лошадь), *Equus cf. gmelini* Ant. (тарпан) и *Equus (Asinus) sp.* (домашний осел)². Основная масса остатков принадлежит домашним лошадям, представленным малорослой формой, характерной для лесной полосы Восточной Европы времени железного века [Цалкин, 1962; Андреева, 1968]. Фрагмен-

тарность материала позволяет проводить видовые определения только по особенностям строения фаланг и метаподиальных костей как это предлагается в ряде работ [Sickenberg, 1962; Бибикина, 1972 и др.]. По массивности этих костей лошади железного века четко делятся на три группы: тонконогие, среднетонконогие и коротконогие. Для домашних лошадей Дьякова городища характерны тонконогие и реже среднетонконогие формы. Индексы массивности их пястных костей находятся в пределах 13,9–14,8 % (табл. 1), что сближает домашнюю лошадь Дьякова городища с лошадью Пржевальского. Согласно таблице В.О. Витта [1952] дьяковскую лошадь можно отнести к малорослым формам с высотой в холке до 120 см. Преобладающая часть костей принадлежит молодым особям. Не исключено, что лошади входили в мясной рацион питания жителей городища того времени.

Среди костных остатков фауны Дьякова городища установлено присутствие тарпаноподобной лошади. Это удалось сделать по пястным костям (табл. 1) и фалангам (табл. 2). Фрагментарность костного материала очень затрудняет определение точной видовой принадлежности той или иной кости. И тем не менее несколько костей (около 10)³ дали возможность говорить о присутствии в нижних культурных слоях тарпаноподобной лошади (табл. 1), то есть дикой лошади, на которую дьяковцы охотились.

Таблица 1. Пястные кости лошадей

изменения в мм, индексы в %	тарпан				домашняя лошадь	лошадь Пржевальского	«коник»
	Сев. Крым	Дьяково городище (Москва)			Моск. зоопарк	Польша	
	ЗИН №521	[Алексеева, Калякин, Кренке, 1996, табл. 2].			Зоомуз. МГУ № 115391	ПИН № 657	
1. Длина кости	206,5	192	196	181	190-216	218	200
2. Ширина кости в середине	33	32	31,1	30	28-31,5	30	29
Индекс массивности (2:1)	16,0	16,0	15,8	16,1	13,9-14,8	13,7	14,5

¹ Коллекция хранится в фондах музея истории г. Москвы

² Все латинские написания даны согласно «Каталогу млекопитающих СССР» (1981, с.333)

³ 2 кости (пястные) хранятся в ЗИН РАН, 8 костей – в Музее истории г. Москвы (НВФ)

Таблица 2. Первые фаланги задних конечностей лошадей

изменения в мм, индексы в %	тарпан		Домашняя лошадь	Лошадь Пржевальского	«коник»
	Сев. Крым	Дьяково городище (Москва)		Моск. зоопарк	Польша
	ЗИН №521	[Алексеева, Калякин, Кренке, 1996, табл. 2]		Зоомуз. МГУ № 115391	ПИН № 657
1. Длина кости	67,5	66	66–75,5	74	75
2. Ширина кости в середине	34	32	29–31	30	30
3. Поперечник тела кости в середине	22	21,5	21–23,2	22,5	24
Индекс массив- ности (2:1)	50	48,4	42,3–45,5	40	40
Индекс упло- щенности (3:2)	64,7	67,1	70,4–74,1	75	78

Находка тарпана в Дьяковом городище это, по сути, первое доказательство присутствия субфоссильного тарпана в лесной полосе Восточной Европы. Если же внимательно просмотреть работы предыдущих исследователей, проводивших изучение лошадей железного века, то можно там обнаружить отдельные пястные кости и фаланги, сходные по высоким индексам массивности с аналогичными костями скелета последнего тарпана из южнорусских степей (колл. ЗИН РАН № 521). Особенно это касается материалов Пекуновского [Бибикова, 1950] и Селецкого городищ [Данильченко, 1984].

Время появления тарпана на территории Средней и Восточной Европы точно не установлено. Первые сведения об охоте на тарпанов относятся к самому концу палеолита: мадлен, Чехословакия [Musil, 1961]. Тарпаноподобность заметна на некоторых изображениях лошадей позднего палеолита в пещерах Франции [Елинек, 1982]. На Русской равнине отмечались находки мелких лошадей этого типа примерно мадленского времени. Это – стоянка Борщево II на Дону [Громова, 1949]. На Украине известен тарпан в поселениях поздней бронзы [Бибикова, 1972]. Изучение современной мелкой лошади Польши, называемой «коник», позволило Т.Ветуляни [1952] отнести её к тарпану, выделив лесной подвид (*sylvaticus*). Однако, имеющиеся данные не достаточны для подтверждения самостоятельности лесного подвида.

Диким лошадям голоцена Европы посвящено большое количество работ [Громова, 1949; Паавер, 1965; Кузьмина, 1997 и др.]. Это связано в первую очередь с поисками истоков одомашнивания. Пока этот вопрос далек от разрешения. Следует отметить, что В.И.Цалкин [1970] не счи-

тал тарпана исходной формой домашних лошадей Европы.

В литературе имеется много упоминаний о тарпане [Гмелин, 1771; Коппен, 1896 и др.]. Исследованиями В.И.Громовой [1949, 1959, 1963] установлено, что тарпана нельзя рассматривать как *Equus caballus* L. или отождествлять это животное с *Equus przewalskii* Poljakov. Синонимика тарпана [Каталог млекопитающих СССР, 1981, с.333] демонстрирует разнообразие представлений об этой дикой европейской лошади. Тарпан дожил до конца XIX столетия. Его внешний облик дается в работах акад. С.Г.Гмелина [1971], Т.Ветуляни [1952], В.И.Громовой [1959, 1963]. Это – мелкая лошадь с массивной головой, довольно толстоногая, мышастой окраски со светлыми подпалинами в области брюха, имеющая черный ремень вдоль спины и черный окрас ног до колен. Литературные сведения не оставляют сомнений, что эта дикая лошадь обитала в полосе южнорусских степей, в Заволжье и в Предуралье еще в историческое время. Имеется мнение [Ветуляни, 1952], что польского «коника» можно считать тарпаном. Ни в одной из своих работ В.И.Громова [1949, 1959, 1963] даже не упоминает об этом, а, следовательно, и не подтверждает это, хотя в Палеонтологическом институте РАН хранится скелет польского «коника» (колл. ПИН №657), подаренный Т.Ветуляни, о чем он отметил в своей работе 1952 года. Это обстоятельство еще раз показывает, что вопрос о 2-х подвидах тарпана (степном и лесном) остается открытым. Не исключено, что лес и лесостепь явились в историческое время своего рода убежищем для тарпанов.

Из культурных слоев Дьякова городища известна еще одна форма лошади, установленная

по единственной плюсневой кости, найденной в верхнем слое в процессе раскопок 1935 года (первое определение проведено Е.Г.Андреевой). Размеры (длина 233 мм, ширина верхнего конца 37 мм, ширина и середина 23 мм, индекс массивности 9,8%) показывают, что данная плюсневая кость хорошо отличается от аналогичных костей домашних кабаллоидных лошадей, остатки которых в изобилии встречаются в верхнем слое Дьякова городища. Сравнение с плюснами дьяковских домашних лошадей показывает, что она явно менее массивны, то есть эта кость принадлежала весьма тонконогому животному [Алексеева, 1995]. По этому признаку она сходна с метаподиями задней конечности верхнеплейстоценовых европейских ослов и современных куланов. Но ее абсолютные размеры (кость принадлежала взрослой особи) говорят скорее в пользу ее принадлежности домашнему ослу, то есть определение, сделанное Е.Г.Андреевой, правомерно. Другие дикие виды ослов и полуослов очень требо-

вательны к климату. Для их существования необходим ровный теплый и сухой климат. Такими экологическими условиями в рассматриваемый отрезок времени район Дьякова городища не обладал. находка остатков домашнего осла позволяет предполагать существование связей с южными областями, вероятно, с северным Причерноморьем.

Териокомплекс фауны Дьякова городища может быть использован в качестве эталона [Алексеева, Калякин, Кренке, 1996]. Его состав дает представление не только о разнообразии форм лошадей, но и о целом ряде других животных, обитавших в лесной зоне Восточной Европы примерно на протяжении тысячи лет (VI в. до н.э.—VII в. н.э.). Следует отметить, что сбор фауны произведен очень тщательно (строго послонно). Полученные материалы могут дать сведения самого разного характера (изменения количественного состава домашних животных, изменения характера охоты и т.д.).

Литература

- Алексеева Л.И. Комментарий к находке кости осла на Дьяковом городище // Коломенское. Материалы и исследования. М., 1995, вып.6, С.39–41.
- Алексеева Л.И., Кренке Н.А. Остатки лошадей в коллекции из археологических памятников железного века района г. Москвы // Тезисы Всероссийского совещ. по изуч. четвертичного периода. М., 1994, С.8.
- Алексеева Л.И., Калякин В.Н., Кренке Н.А. Археологическая коллекция из раскопок Дьякова городища в Москве // Тр. Музея истории г. Москвы, 1996, вып. 9, С.24–44.
- Андреева Е.Г. Фауна из раскопок Гремячанского городища // Уч. Зап. Пермского ун-та, 1968, № 191, С.120–132.
- Бибикова В.И. Фауна Пекуновского городища // Мат. Ин-та археологии, М., 1950, № 13, С.131–147
- Бибикова В.И. Остатки субфоссильного тарпана на Украине // Тр. МОИП, отд. биол., 1972, том XLVIII, С. 97–111.
- Ветуляни Т. Проблема тарпана на фоне новейших работ Академии наук СССР по истории лошадей в Старом Свете // Зоол. журнал, 1952, том 31, вып. 5, С. 727–735.
- Витт В.С. Лошади Пазырыкских курганов // Сов. археол., 1952, том XVI, С. 161–205.
- Гмелин С.Г. О диких лошадях // В кн.: Путешествие по России для исследования трех царств естества, Изд. Имп.Акад.наук, СПб, 1771, ч.1, С.68–73.
- Громова В.И. История лошадей (рода Equus) в Старом Свете. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, М.-Л., 1949, 17, 1 часть, 374 с.
- Громова В.И. О скелете тарпана и других современных лошадей // Бюлл. МОИП, отд. биол., 1959, вып. 4, С. 99–124.
- Громова В.И. О скелете тарпана (Equus caballus gmelini Ant.) и других диких лошадей // Тр. МОИП, 1963, том X, С. 10–61.
- Данильченко В.П. Остеологический материал Селецкого городища // Кр. сообщ.Ин-та археологии, 1984, вып.178, С.29–34.
- Елинек Я. Большой иллюстрированный атлас первобытного человека. Прага, 1982, Артия, 560 с.
- Каталог млекопитающих СССР. Л., Наука, 1981, 456 с.
- Коптен Ф.П. К истории тарпанов России // Журн. Мин-ва народн.просвещ., 1896, VII десятилетие, ч.303, I, С. 96–170.
- Кренке Н.А. Раскопки Дьякова городища в 1981 г. // Кр. сообщ. Ин-та археологии, 1984, вып.178, С.25–28.
- Кренке Н.А. Культура населения бассейна Москвы-реки в железном веке и раннесредневековье. Автореф.канд.дисс., М., 1987, 23 с.
- Кузьмина И.Е. Лошади северной Евразии от плиоцена до современности. Тр. ЗИН РАН, 1997, том 273, 224 с.
- Паавер К.Л. Формирование териофауны и изменчивость млекопитающих Прибалтики в гологене. Тарту, 1965, 494 с., 12 табл.
- Цалкин В.И. Животноводство и охота в лесной полосе Восточной Европы // Мат. Ин-та археологии, 1962, № 107, С. 5–96.
- Цалкин В.И. Древнейшие домашние животные Восточной Европы. М., Наука, 1970, 279 с.
- Musil R. Magdalenska fauna Hadi Jeskune // Acta Mus. Morav., 1961, 46, P. 1–10.
- Sickenberg O. Uber die Grosse der pleistozanen Pferde der caballus-Gruppe in Europe und Nordasien // Eiszeitalter und Gegenwart, 1962, Bd. 12, S. 99–124.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ)

Ю.А.Лаврушин, О.Г. Эпштейн

Плейстоценовая история крайнего севера Восточной Европы изучена еще недостаточно. В этом регионе, являющемся палеошельфом Баренцева моря, климатические флуктуации плейстоцена и связанные с ними колебания уровня моря способствовали формированию сложно построенной осадочной толщи, состоящей из переслаивающихся горизонтов морен и морских осадков, существенно осложненных широко распространенными гляциодислокациями. Естественные трудности исследования этой гетерогенной толщи усугубляются еще и тем обстоятельством, что при ее изучении используются два методически совершенно разных подхода, в результате чего разные исследователи приходят к практически несопоставимым выводам. Один из таких подходов ("маринистический") состоит в априорном признании строгой стратиграфической последовательности, спокойного и латерально выдержанного залегания отложений и безусловной "инсцитности" находящихся в них органических остатков. На практике это сводится к анализу (даже весьма детальному) какого-то единичного сечения (в виде колонки) осадочной толщи и решению генетических вопросов, основываясь прежде всего на наличии или отсутствии в отложениях морских фаунистических остатков. В результате все в действительности моренные образования интерпретируются как ледово- или айсбергово-морские осадки, а плейстоценовая толща — обычно как нацело морская. Другой подход к изучению "северного" плейстоцена заключается в признании того факта, что здесь, как отмечено выше, в четвертичном разрезе переслаиваются осложненные гляциодислокациями ледниковые и морские горизонты, и поэтому как первооснову любых геологических построений рассматривает детальные структурно-генетические исследования.

Естественно, что последний методологический подход наиболее полно может быть реализован в условиях крупных естественных обнажений, что и было сделано авторами настоящей статьи.

Проведенные авторами исследования показали, что значительная часть горизонтов, вскрываемых в естественных обнажениях рассматриваемого региона, относится к позднему плейстоцену, хотя в ряде разрезов имеются отложения, которые могут быть более древними. Однако самые нижние горизонты четвертичного разреза обычно вскрываются скважинами, часть из которых описана нами в других публикациях [Лаврушин и др., 1989].

Прежде чем перейти к изложению конкретного материала, остановимся еще на одном вопросе, который начал обсуждаться в последние годы. Он касается возраста последнего оледенения. Традиционно верхняя морена в регионе достаточно обоснованно относилась к осташковскому оледенению. Основанием для этого служили многочисленные датировки радиоуглеродного определения возраста различных органических остатков, содержащихся в неледниковых отложениях, непосредственно подстилающих морену. Во время недавних работ совместной норвежско-российской экспедиции по проекту "Печора" было проделано значительное количество определений возраста четвертичных отложений методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), которые дали возможность высказать мнение о калининском возрасте верхней морены. При этом все конечные радиоуглеродные датировки, полученные предыдущими исследователями, и в рамках самого проекта [Tveranger et al., 1998] из подморенных отложений, В.И.Астаховым [1999] признаны омоложенными и по существу исключены из анализа. Од-

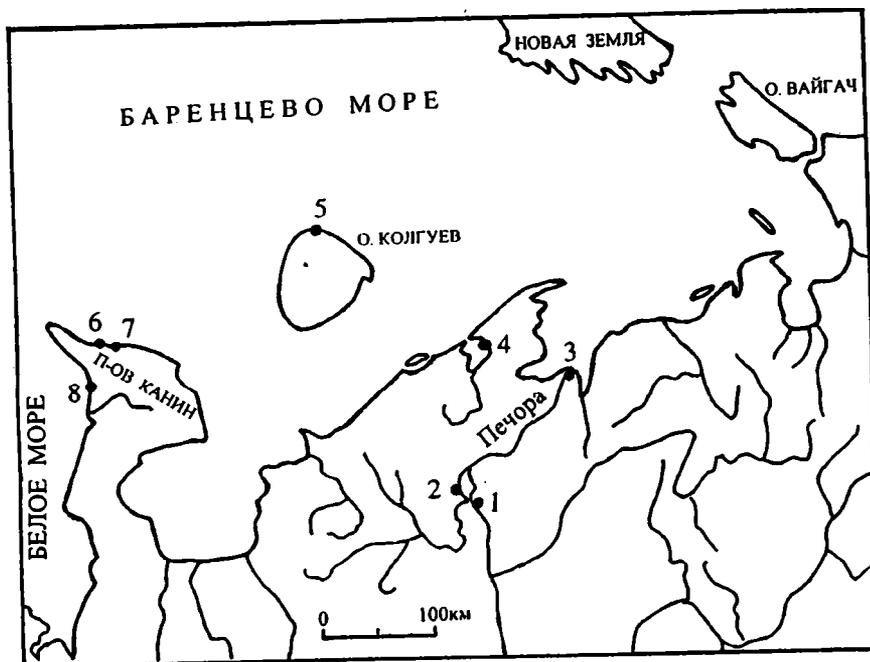


Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений.

1 – обн. Вастьянский Конь (низовье р. Печоры); 2 – обн. Хонгурей (низовье р. Печоры); 3 – мыс Болванский Нос (район устья р. Печоры); 4 – Колоколкова губа; 5 – о. Колгуев, р. Конкина; 6 – п-ов Канин, р. Крынка; 7 – п-ов Канин, р. Мадаха; 8 – п-ов Канин, р.р. Копыльная, Песцовая.

нако такая точка зрения не разделяется (об этом В.И. Астахов умалчивает) другими участниками проекта. Не случайно в статьях, опубликованных в зарубежных журналах [например, Mangerud, Svendsen, Astakhov, 1999; Tveranger et al., 1998], рассматриваемая верхняя морена датируется условно как калининско-средне-валдайская. Это, вероятно, связано с тем, что известный норвежский исследователь Я.Мангеруд – руководитель упомянутой норвежско-российской экспедиции – в Скандинавии и на Шпицбергене помимо ранне-валдайского выделяет и средневалдайское оледенение [Mangerud et al., 1998]. В пределах севера Восточной Европы подобная стратиграфиче-

ская схема оказалась пока еще нереализуема. Возможно, именно поэтому в работах экспедиции возраст верхней морены оказался калининско-средневалдайским. Следует заметить, что в числе авторов такой стратиграфической концепции [Mangerud, Svendsen, Astakhov, 1999; Tveranger et al., 1998] присутствует и сам В.И.Астахов. Поэтому предпринятая попытка [Астахов, 1999] датировать верхнюю морену как однозначно калининскую, вряд ли корректна. По нашим представлениям, более точными являются радиоуглеродные определения, поскольку они дают возраст содержащихся в осадках органических остатков. В этом случае верхняя морена является осташковской.

Краткие сведения об объектах исследования

Обнажения четвертичных отложений, которые изучены нами, расположены в трех зонах: на п-ове Канин, на о. Колгуеве и на севере Печорской низменности. Это – наиболее значительные естественные выходы плейстоцена на севере Европейской части России: в основном очень крупные (высота до 80–100 м, длина до 5–10 км) крутые обрывы, протягивающиеся вдоль берега моря или рек. Самые значительные разрезы плейстоцена на п-ове Канин (р. Крынка) и о. Колгуев связаны с участками наиболее высокого залегания субчетвертичной поверхности (последняя на о. Колгуеве поднимается выше уровня моря и в основании береговых обрывов вскрывается ме-

ловая толща). В этих обнажениях наблюдается неоднократное чередование плейстоценовых морских осадков и морен. Обнажения, материалы по которым приводятся в настоящей работе, структурно-генетически с составлением схем их строения (рис. 2–10) изучены впервые. Некоторое исключение составляет известное обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре. Оно имеет достаточно длительную историю исследования. Структурно-генетически это обнажение подробно рассмотрено ранее в специальной статье [Эпштейн, 1990]. В данной работе материалы по обн. Вастьянский Конь привлекаются лишь постольку, поскольку отвечают ее целям и задачам

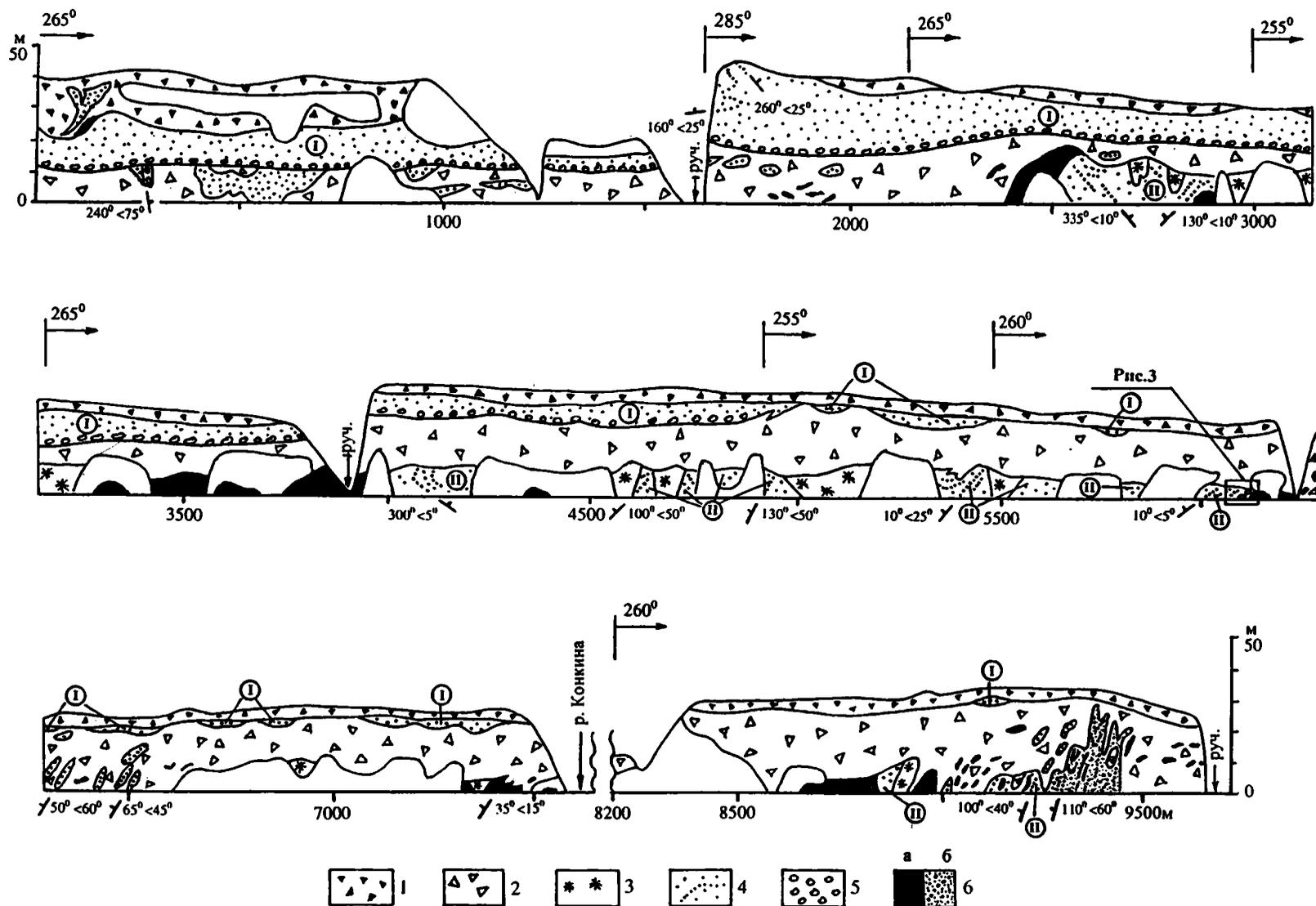


Рис. 2. Строение северного берегового обрыва о. Колгуева в районе устья р. Конкина.

1 – валунные суглинки ошашковского оледенения; 2 – валунные суглинки калининского оледенения; 3 – валунные пески московского оледенения; 4 – существенно алеврито-песчаные отложения плейстоценового возраста; 5 – галечники плейстоценового возраста; 6 – верхнемеловые отложения: а) – плотные черные глины с будинами глауконитовых алевролитов, б) – зеленовато-серые глауконитсодержащие пески. I – каргинские морские осадки; II – одинцовские морские слои.

Вопрос о возрасте изученных лито-стратиграфических элементов плейстоценового разреза достаточно надежно решается только для двух самых верхних горизонтов: для средневалдайских межморенных осадков, датирую-

щихся по C^{14} , и таким образом для перекрывающей их морены (верхней), которая повсеместно является рельефообразующей и относится ко времени последнего (осташковского)¹ оледенения.

Результаты исследований

Полученные материалы излагаются в стратиграфической последовательности (снизу вверх), причем характеристика строения каждого возрастного интервала дается по всем изученным обнажениям, где присутствуют осадки соответствующего уровня.

Дочетвертичное основание: верхнемеловые отложения о. Колгуева

В изученном *обнажении на о. Колгуеве* (рис. 2) верхнемеловые отложения в виде отдельных обычно небольших (протяженность 10–20 м, высота до 5–10 м) выходов вскрываются в подошвенной части берегового обрыва. Эти отложения повсеместно гляциодислоцированы. Они перекрыты образованиями одинцовского горизонта или моренами московского или калининского возраста. В одном из участков обнажения верхний мел узким клином (3–5 м х 20–25 м) надвинут в западном направлении на одинцовские морские осадки. Верхний мел представлен плотными черными (редко – темно-серыми) глинами с прослоями слабо сцементированных зеленых глауконитовых алевролитов (мощность до 20–30 см), реже – слоями светло-серых алевритов (до 5–7 см). Алевриты и алевролиты повсеместно будинированы. В результате этого первые превращены в цепочки небольших "пятен" и линзочек с утоняющимися "хвостами", а вторые – в серии будин, имеющих значительно более крупные размеры (длиной до 2–3 м) и в основном более мягкие очертания (рис. 3). К тому же алевролиты часто брекчированы. В одних случаях это проявляется в простом дроблении будин, когда куски алевролита находятся еще в едином блоке, в других случаях – продукты брекчирования настолько разобщены, что черные меловые глины насыщаются крошечным количеством зеленых глауконитовых алевролитов. Эпиплатформенные по своей природе верхнемеловые образования на всю види-

мую мощность претерпели и интенсивную складчатость. Будины алевролитов, будучи изогнуты и во многих случаях плотно прижаты друг к другу, вырисовывают различные складки (в том числе и изоклиналиные).

Строение плейстоценовой толщи Одинцовский морской горизонт

Как уже отмечено, одинцовские осадки изучены в обнажениях о. Колгуева, где разрез отложений горизонта наиболее полный, и в естественных выходах на северном побережье п-ова Канин.

В *обнажении на о. Колгуеве* одинцовские морские отложения развиты преимущественно в его центральной части (рис. 2, 3) и залегают в основании берегового обрыва, перекрываясь московской или калининской мореной. Поскольку последняя в целом ряде участков налегает прямо на верхний мел, одинцовские осадки образуют серию разобщенных выходов (гигантских будин) протяженностью до 40–50 м и высотой до 10–15 м. Отложения горизонта интенсивно гляциодислоцированы.

Фрагментарно сохранившаяся макрослоистость осадков позволяет в отдельных участках наблюдать их сложную нарушенность: разного рода складки (в том числе лежачие, волочения с достаточно крутым падением крыльев – до 50°) и более слабо проявленные разрывные нарушения.

Рассматриваемые отложения представлены в основном мелкозернистыми песками, в меньшей мере – алевритами, пачкой тонкого чередования алевритов и глин и пакетом гравийно-галечных отложений. В силу сложной дислоцированности одинцовского горизонта не представляется возможным составить его полный реальный разрез. Не наблюдается и первичный седиментационный контакт между осадками горизонта и залегающими здесь более древними (верхнемеловыми) об-

¹ Возраст морен дается согласно стратиграфической схеме Европейской части России. В ряде случаев возраст морен и других четвертичных отложений возможно требует своего уточнения из-за недостатка палеонтологических материалов и интенсивно развитых гляциодислокаций.

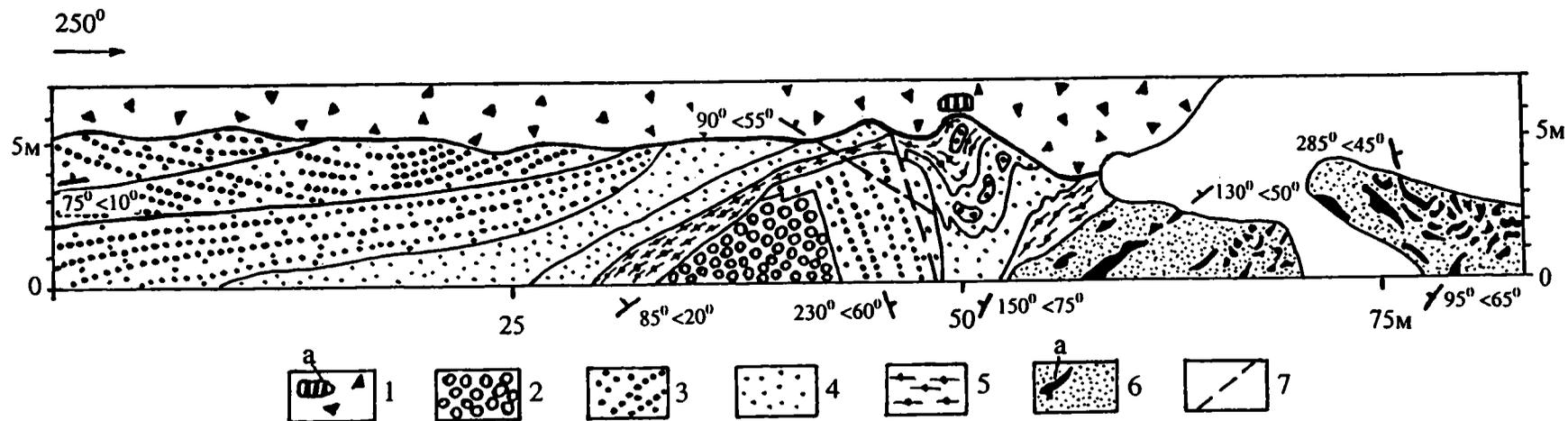


Рис. 3. Фрагмент строения обнажения, изображенного на рис. 2. Одинцовские слои (?).

1 – калининская морена: а) – крупный валун (более 1,5 м в поперечнике); 2-5 – одинцовские морские отложения: 2 – галечники, 3 – пески, 4 – алевроиты массивные, иногда с нечеткой слоистостью, 5 – алевроиты горизонтально слоистые; 6 – верхнемеловые отложения: черные плотные глины с будинами (а) глауконитовых алевролитов; 7 – гляциоразломы.

39

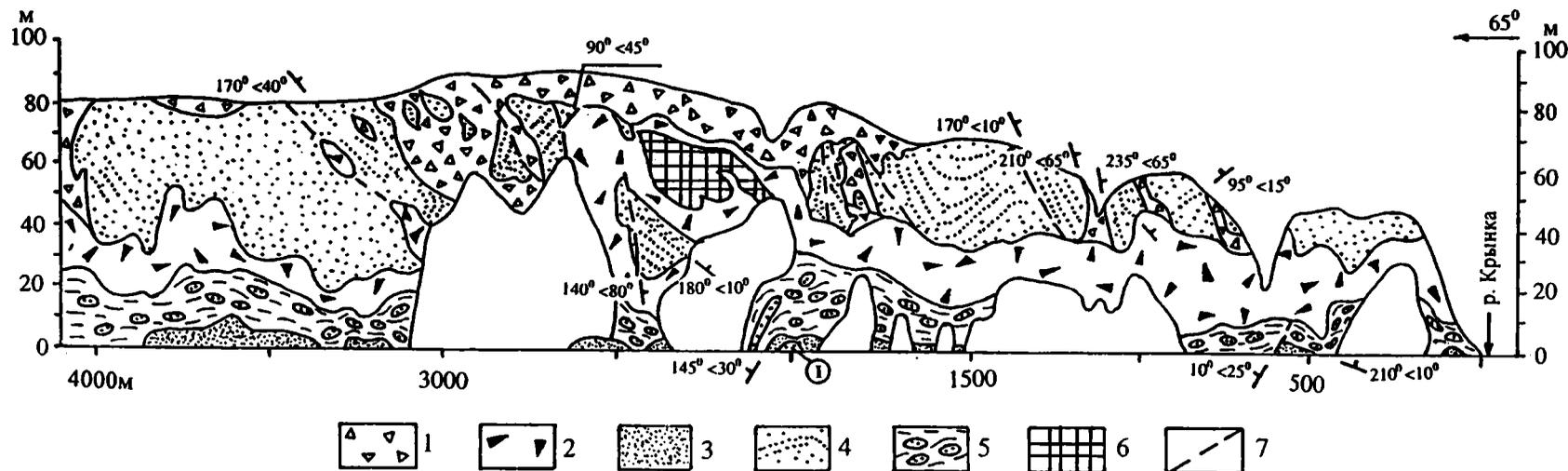


Рис. 4. Строение берегового обрыва п-ова Канин в районе устья р.Крынка.

1 – валунные суглинки ошашковского оледенения; 2 – валунные суглинки калининского оледенения; 3 – валунные суглинки московского оледенения; 4 – существенно песчаные отложения плейстоценового возраста; 5 – микулинские морские отложения: глинистые алевроиты с будинами песчаных осадков; 6 – меловые отложения; 7 – гляциоразломы. I – одинцовские морские осадки.

разованиями. Вместе с тем, имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что одинцовские отложения с размывом трансгрессивно сформировались на верхнемеловых образованиях. В одном из изолированных участков обнажения (рис. 2) почти на контакте с выходом верхнего мела (черные глины с будинированными прослоями зеленых глауконитовых алевролитов) в составе рассматриваемого горизонта (?) наблюдались гравийно-галечные (последние преобладают) отложения и перекрывающие их мелко-, среднезернистые пески (рис. 3). Пески имеют очень крупную косую и косоволнистую слоистость (мощность серий до 1–2 м), характерную для береговых аккумулятивных тел тип кос и баров, и включают подчеркивающий слоистость редкий гравийно-галечный материал. Отмеченные выше галечники на 95–98 % состоят из обломков слабо литифицированных зеленых алевролитов верхнего мела, имеют высокую окатанность галечно-го материала (по двум изученным пробам² средний балл³ – 2,1 и 2,2), что позволяет говорить [Эпштейн, 1995] об их несомненно пляжевом генезисе. Такими же по окатанности и составу являются гравий и гальки, заключенные в вышележащих слоистых песках, возникших, по всей видимости в зоне прибрежного мелководья.

На северном побережье п-ова Канин (*обнажение у р. Крынка*) вскрывается, по-видимому, лишь небольшая часть разреза одинцовского горизонта. Фрагментарные выходы этих осадков видимой мощностью до 5–10 м наблюдаются у подошвы центральной части обнажения (рис. 4). В составе одинцовского горизонта здесь наблюдаются темно-серые массивные алевриты и зеленовато-серые пески, содержащие многочисленные давленные створки морских моллюсков. Отложения сильно дислоцированы. Пески среди алевритов образуют разноориентированные сложно изогнутые удлиненные (до 0,5 x 0,7 м) или близкие к изометричным (до 1,0 м) тела с изрезанными границами ("хвосты", заливы и т.д.). Некоторые тела песков рассечены разломами, по которым отдельные их части на доли метра смещены относительно друг друга. Будины

песков в основном полого наклонены, но некоторые из них имеют крутое падение.

Московский ледниковый горизонт

Московские морены, наблюдающиеся в плейстоценовых разрезах о. Колгуева и северного побережья п-ова Канин, с резким несогласием перекрывают одинцовские осадки.

В *обнажении на о. Колгуеве* московская морена, являющаяся локальной, залегает в его подошвенной части в виде цепочки линз протяженностью до 30–40 м и мощностью до 7–10 м (рис. 2). Нижняя граница морены со сходными по цвету алеврито-песчаными одинцовскими осадками неровная нечеткая. Верхний контакт с перекрывающей калининской (?) мореной резкий субгоризонтальный.

Морена сложена серой, светло-серой бесструктурной глинисто-песчано-алевритовой массой (по данным 1 анализа: алевритовых частиц – 45 %, песчаных – 35 %, пелитовых – 20 %), в которой в количестве первых процентов рассеян грубообломочный материал (дресва, щебень, в основном мелкие валуны). В морене присутствуют с нечеткими контурами дислоцированные включения алеврито-песчаных, редко алевритоглинистых осадков. Грубообломочный материал, судя по его низкой окатанности (средний балл 0,62), имеет чисто ледниковую природу; 10–15 % обломков покрыто ледниковой штриховкой. В отличие от нижележащих одинцовских отложений в составе обломков⁴, заключенных в морене, доминируют дальнепринесенные (новоземельские) прочно сцементированные палеозойские породы (в основном темноцветные терригенные и карбонатные), хотя в небольшом количестве присутствуют и обломки мезозойских (меловых) образований (табл. 1).

На северном побережье п-ова Канин (*обнажение у р. Крынка*) московская морена участками вскрывается в основании берегового обрыва (рис. 4). Ее мощность колеблется от 4 до 10 м и более. Она состоит из темно-серого с зеленоватым или красноватым оттенком глинисто-алеврито-песчаного матрикса, который включает щебень, валуны, глыбы и разные по форме и величине дислоцированные отторженцы рыхлых

² Все упоминаемые в статье пробы грубообломочного материала, подвергшиеся анализу петрографического состава и окатанности, состоят из 200–300 и более обломков каждая.

³ Здесь и далее окатанность грубообломочного материала оценивается по уточненной пятибалльной шкале [Эпштейн, 1995].

⁴ Более подробно петрографический состав грубообломочного материала плейстоценовых морен региона освещен и проанализирован в работе [Эпштейн, Романюк, Гатауллин, 1999].

осадков. Нижняя и верхняя границы морены резкие и неправильные. Морена имеет непостоянный (особенно по вертикали) состав матрикса, в связи с чем ее разрез обычно приобретает хорошо выраженное трехчленное строение. Нижняя часть морены, мощностью до 2 м, имеет существенно алевритовый состав матрикса (близок по характеру к нижележащим морским осадкам) и выделяется темно-серой, почти черной окраской; в ней часто наблюдаются деформированные полосовидные обособления темно-зеленого цвета. Средней части морены (до 5–6 м) присуща заметно более светлая окраска часто с красноватым оттенком и существенно песчаный состав матрикса. Здесь встречаются тонкие шнуровидные полоски песчаного материала, подчеркивающие общую сложную деформированность ледниковых отложений. Среди отторженцев наблюдаются удлиненно-линзовидные (до 6 м длиной) деформированные тела песков, блоки (доли метра) слабо литифицированных зеленых глауконитовых алевролитов верхнего мела, линзовидные включения галечников, состоящих из окатанных обломков прочных (палеозойских ?) пород и почти черных валунных алевритов, аналогичных слагающим нижнюю часть разреза морены. Верхи морены, мощностью до 8 м, еще более песчаные и светлые, чем нижележащие ее части. Здесь содержатся дислоцированные линзовидные отторженцы светло- и темно-серых, иногда с красноватым оттенком алевритов; встречаются деформированные лентовидные включения песков.

Грубообломочный материал морены (изучено 2 пробы обломков 1–5 см) в основной своей массе неокатан и несет следы ледниковой обработки: длинные прямолинейные ребра, отдельные шлифованные грани и штриховка (наблюдается на 10–17 % обломков). Среди грубообломочного материала присутствует и некоторое количество хорошо окатанной (явно пляжевой) гальки, ассимилированной из подстилающих морских осадков. В итоге средний балл окатанности обломков в обоих пробах близок 0,9. Состав обломочного материала морены весьма сходен с тем, который имеют обломки в московской морене о. Колгуева, но отличается большей ролью известняков (табл. 1).

Микулинский горизонт

Микулинский горизонт представлен морскими осадками, которые вскрываются на северном

Канине, в обнажениях Нижней Печоры – Вастьянский Конь и Хонгурей – и в обрывах Колоколовой губы. Явные следы первоначального присутствия в разрезе трансгрессивно залежавших микулинских отложений (во всяком случае - докалининских) есть и на северном побережье о. Колгуева.

В изученном *обнажении о. Колгуева* микулинские осадки в виде разных по величине отторженцев присутствуют в более молодой (калининской) морене. Наиболее крупный отторженец размером 5-7м x 40–50м встречен вблизи восточного края обнажения (рис. 2). Отторженцы представлены хорошо сортированными разной зернистости, иногда переслаивающимися песками, гравийниками и галечниками.

Гравийно-галечные отложения в этих отторженцах сложены хорошо окатанными обломками пляжевого типа (в упомянутом многометровом отторженце – проанализирована 1 проба – средний балл окатанности галек равен 2,1); гальки, гравий состоят из прочных, преимущественно темноцветных, терригенно-карбонатных палеозойских пород новоземельского типа. Хорошая сохранность слоистой структуры у части отторженцев (в том числе и в самом крупном) свидетельствует о том, что галечно-гравийные осадки претерпели недалекую ледниковую транспортировку и первоначально сформировались в районе о. Колгуева. Не вызывает сомнения, что эти галечники и гравийники, как компоненты морских отложений, могли возникнуть только за счет размыва уже находившейся здесь более древней новоземельской морены. Очевидно, что микулинские осадки, трансгрессивно перекрывавшие эту морену, в данном участке были полностью эродированы (ассимилированы ледником) во время последующего калининского оледенения.

Микулинские отложения достаточно хорошо представлены на севере п-ова Канин *в обнажении у р. Крынка* (рис. 4). Здесь эти осадки прослеживаются на всем протяжении берегового обрыва, имея мощность от 10–15 м до 20–30 м. Горизонт сложен интенсивно дислоцированными отложениями: темными коричневато-серыми, иногда с красноватым оттенком, глинистыми алевритами, содержащими разные по величине (как правило, до первых метров) будины песков. Сохранившаяся участками горизонтально слоистая текстура и деформированные, рассеченные разломами будины песков позволяют обнаружить в алевритах очень сложные, преимущест-

Таблица 1. Петрографический состав (%) грубообломочного материала (>10мм) из плейстоценовых морен севера Восточной Европы и южной части Баренцева моря (о. Колгуев)

Район Обнажение	Возраст морен	Количество обломков в пробе	Архейско-палеозойские породы											Мезозойские отложения
			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, серые	цветные							
НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ														
О. Колгуев (р. Конкина)	1	524	52.3	18.9	4.6	11.2	0.4	-	-	1.9	3.2	2.5	0.8	4.2
	2	1194	29.1	27.1	2.6	13.0	0.8	0.3	-	0.8	3.4	5.0	5.4	12.5
	3	201	46.2	11.9	5.0	17.9	-	2.0	-	2.0	2.0	4.0	1.0	8.0
П-ов Канин (р.Крынка)	1	833	33.1	11.0	7.0	9.3	1.0	1.0	-	1.5	0.7	1.7	1.8	31.9
	2	491	34.5	15.7	6.3	5.5	1.2	0.4	-	1.6	0.4	2.0	1.0	31.4
	3	500	28.8	16.2	11.8	16.6	0.4	2.0	-	3.0	2.0	5.0	4.6	9.6
обн. Вастьянский Конь (Нижняя Печора)	1	2669	28.6	46.3	6.2	9.1	1.0	0.5	-	0.7	1.0	3.7	1.5	1.4
КОЛЬСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ														
П-ов Канин (р.р. Песцовая, Копыльная)	1	422	54.5	13.5	9.7	2.6	4.0	6.6	1.9	-	-	3.6	1.2	2.4
	2	946	30.4	19.1	10.3	9.0	3.2	7.2	1.8	1.0	0.3	3.2	1.0	13.5

Возраст морен: 1 – осташковская, 2 – калининская, 3 – московская.

венно пликативные нарушения. Серые и зелено-вато-серые пески, слагающие будины или бесструктурны (первично массивны?), или частично сохраняют слоистую текстуру: горизонтальную, косую или косоволнистую. Бесструктурные пески часто содержат рассеянный грубообломочный материал (до мелких валунов), состоящий из прочно литифицированных пород. В некоторых случаях грубые обломки приурочены только к подошве будинированных слоев. Эти обломки в основном обладают типичной ледниковообработанной (хотя и несколько "смягченной") формой, но при слабом проявлении штриховки (наблюдается у 1–4 % обломков). Участками заметно присутствие и хорошо окатанной пляжевой гальки. В двух пробах средняя окатанность грубообломочного материала составила 0,6 и 1,7 балла. Вероятно, при накоплении песков поступление этих обломков происходило за счет ледового (пляжевый материал) и айсбергового (ледниковый материал) разноса. Сами микулинские алевриты также содержат, хотя и очень редкий, аналогичный по морфологии и, очевидно, генезису крупный обломочный материал.

В обнажении *Вастьянский Конь* на Нижней Печоре микулинский горизонт представлен преимущественно черными морскими глинами. Последние интенсивно гляциодислоцированы: образуют ряд куполовидных поднятий (видимой мощностью до 40–45 м) в нижней части обнажения, в виде пластообразных инъективных тел внедряются в вышележащие каргинские аллювиальные пески и участвуют в строении верхневалдайской чешуйчатой морены, находящейся в самом верху разреза.

Черные морские глины содержат разнообразную макро- и микрофауну [Попов, 1963; Гольберт и др., 1974 и др.], очень редкие (сотые доли процента) хорошо окатанные (явно пляжевые) гравийно-мелкогалечные (по результатам анализа 1 пробы средний балл окатанности галек 1,9) обломки вероятно ледового разноса и немногочисленные тонкие (редко до 10–20 см) прослои алевритов с массивной, иногда прямой градиционной или горизонтально слоистой текстурой. В составе микулинского горизонта наблюдается и находящийся явно не в первичном залегании дислоцированный существенно песчаный пакет (5–7 м) с прослоями глинистых алевритов и пляжевых гравийно-галечных отложений (по двум пробам средний балл окатанности галек 2,0 и 2,4); среди последних наблюдаются линзовидные

скопления крупных грубостенных раковин морских моллюсков. Все алевриты, залегающие среди микулинских глин, будинированы и участвуют в разнообразных складках. Сами будины прихотливо изогнуты, иногда закручены в рулеты и рассечены разрывами. В существенно песчаном пакете наиболее ярко проявлено брекчирование глинистых алевритов.

В *обнажении Хонгурей* (рис. 5), как и в рассмотренном выше обнажении, осадки микулинского горизонта вскрываются в самом низу берегового обрыва, слагая видимую нижнюю часть плейстоценового разреза, а также в виде весьма протяженного "языка" участвуют в строении вышележащей осташковской напорной морены.

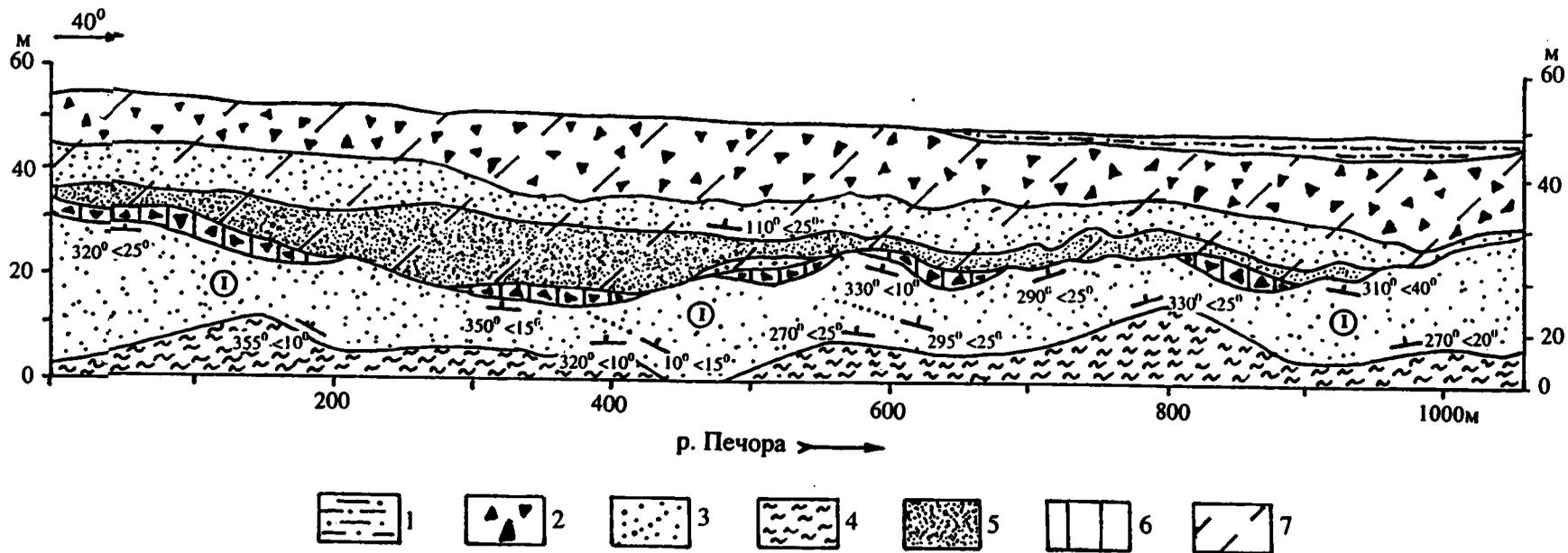
Микулинский горизонт, имеющий здесь видимую мощность до 10–15 м, представлен темно-серыми глинистыми алевритами и черными глинами, содержащими редкие тонкие (первые сантиметры) слойки серых алевритов с массивной и прямой градиционно слоистой текстурой. Слойки алевритов позволяют распознать повсеместную сложную, преимущественно складчатую, дислоцированность отложений горизонта.

В изученном *обнажении Колоколковой губы* (рис. 6) микулинские осадки вскрываются лишь в самой восточной части выхода, где занимают нижнюю часть берегового обрыва. Отложения представлены без отчетливых признаков слоистости темно-серыми глинами и глинистыми алевритами, содержащими очень редкий хорошо окатанный гравийно-галечный материал – очевидно продукт ледового разноса. Осадки имеют видимую мощность 4–6 м и перекрыты каргинскими алевритами и песками. В результате интенсивного гляциодислоцирования граница между микулинскими и каргинскими отложениями повсеместно нарушена. Микулинские алевриты и глины по зонам чешуйчатых надвигов (они падают в северных румбах) в виде причудливой формы языков размером до 2–5 м x 7–10 м часто внедряются в перекрывающие их каргинские осадки.

Калининский горизонт

Калининский горизонт вскрывается на о. Колгуеве и во всех обнажениях, изученных на п-ове Канин. Вероятные следы калининской морены присутствуют и в обн. *Вастьянский Конь* на Нижней Печоре.

В *обнажении о. Колгуева* (рис. 2) калининская морена, непрерывно прослеживаемая по все-



44

Рис. 5. Схема строения обнажения Хонгурей.

1 – позднеледниковые ленточные глины осташковского оледенения; 2 – валунные суглинки осташковского оледенения; 3 – преимущественно песчаные осадки; 4 – глинистые алевриты микулинского возраста; 5 – гляциодислоцированные микулинские глины; 6-7 – осташковская чешуйчатая морена: 6 – нижняя чешуя, 7 – верхняя чешуя. I – каргинские аллювиальные отложения.

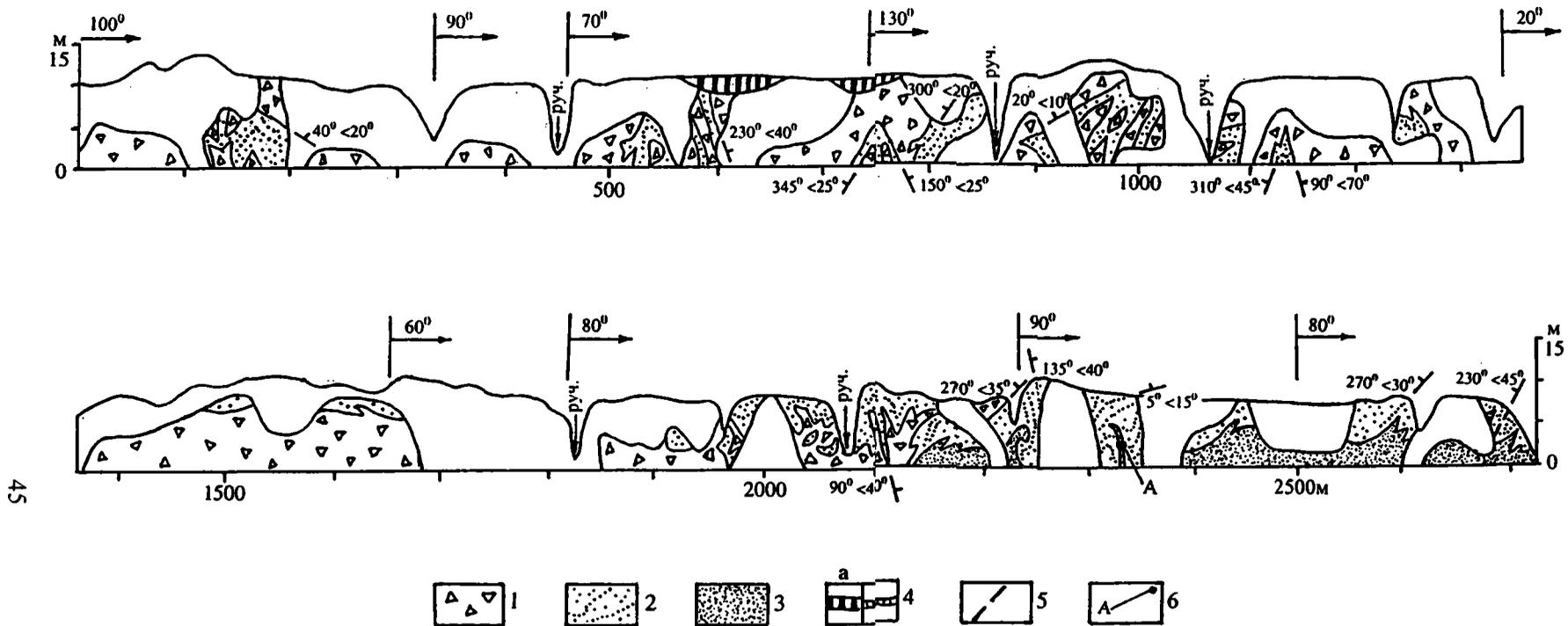


Рис. 6. Строение участка берегового обрыва Колоколковой губы.

1 – валунные суглинки осташковского оледенения; 2 – Песчаные аллювиально-дельтовые отложения каргинского времени; 3 – дислоцированные глины микулинского времени; 4 – торфяник, в том числе современный (а); 5 – гляциоразломы; 6 – место взятия образца торфа для определения абсолютного возраста.

му его фронту, имеет мощность от 5–10 м до 20–30 м. Она залегает на разных более древних образованиях, вплоть до верхнемеловых. Морена имеет четкие нижнюю и верхнюю границы; кровля создана процессами морской абразии в каргинское время, а нижняя – динамическая "режущая". В подошвенной части морены встречаются текстуры захвата, представленные тонкими клиновидными затяжками подстилающих плейстоценовых и меловых отложений в тело морены. Темно-серый матрикс морены имеет трехкомпонентный состав (песчаный материал 10–30 %, алевритовый 20–40 %, глинистый 30–50 %) и включает рассеянные ледниковообработанные щебень, валуны, глыбы (до 4–5 м в поперечнике) литифицированных пород, а также разнообразные дислоцированные отторженцы рыхлых осадков. В морене во многих участках обособляется несколько более светлая подошвенная часть мощностью в первые метры с "размытой" верхней границей; матрикс морены заметно обогащен здесь песчано-алевритовым материалом и содержит заметно больше валунов и глыб – до 20–25 валунов на 1 м² вертикальной стенки обнажения. Длинные оси явно удлиненных валунов и глыб располагаются субгоризонтально и субпараллельно в горизонтальной плоскости. Замеры залегания 58 удлиненных валунов в одном из участков обнажения показало, что все они имеют северную ориентировку (320° – 20°). По данным изучения 6 проб, средний балл окатанности грубообломочного материала равен 0,5–0,6 и лишь в одной пробе – 0,8, а количество обломков со штриховкой составляет 15–31 %. Ледниковая обработка обломков проявляется в наличии у них пришлифованных плоских граней и прямолинейных ребер. В составе моренного грубообломочного материала преобладают новоземельские прочные темные терригенно-карбонатные породы палеозоя (табл. 1), встречаются рыхлые зеленые верхнемеловые алевролиты, количество которых заметно увеличивается (до 20–30 %) в тех участках обнажения, где морена залегает непосредственно на верхнемеловых отложениях. В этих участках часто наблюдаются разные по величине клиновидные затяжки верхнемеловых отложений в приподошвенную часть калининской (?) морены и обогащение последней не только разным по величине и состоянию (в том числе брекчированными) кусками зеленых глауконитовых алевролитов, но и блоками черных верхнемеловых глин.

В матриксе морены встречаются плохой сохранности остатки морских моллюсков, а также фораминиферы⁵ (последние изучались Л.К. Левчук и, согласно ее заключению, их можно считать аллохтонными). Как уже отмечено, в морене содержатся отторженцы не только верхнемеловых образований, но и микулинских морских осадков. Отторженцы часто имеют очень сложные, изрезанные очертания и отдельные прямолинейные, явно разломного характера, ограничения. Западнее устья р. Конкина в морене наблюдается мощный гляциодиапир (около 25–30 м x 175–200 м), сложенный верхнемеловыми, по видимому, зеленовато-серыми песками, включающими блоки плотных черных верхнемеловых глин и валунных суглинков; пески, стоящие здесь почти на головах, образуют серию узких, сжатых синклинальных складок.

На северном побережье п-ова Канин в *обнажении у р. Крынки* (рис. 4) калининская морена, имеющая темную коричневатую-серую окраску матрикса, по цвету близка к подстилающим микулинским морским осадкам. Однако подошва морены обычно хорошо выражена и за счет более темной окраски матрикса, и за счет линейной выдержанности самой границы. Положение подошвы и кровли морены по латерали очень непостоянное, и ее мощность меняется от 10–15 м до 40–50 м на сравнительно небольшом расстоянии. В морене содержатся обломки прочных пород (до глыб) и разные по величине отторженцы рыхлых плейстоценовых и меловых отложений. Матрикс морены песчано-алеврито-глинистый (глинистых частиц содержится около 50 %). Грубообломочный материал (проанализировано 3 пробы) имеет средний балл окатанности 0,5–0,6; 13–23 % обломков несут ледниковую штриховку. По составу щебнисто-валунного материала данная морена сходна с нижней (табл. 1).

Наиболее мощные (до 20–25 м x 200–300 м) отторженцы наблюдаются в центральной части обнажения. Один из них сложен слабо литифицированными серыми и темно-серыми алевролитами и зелеными глауконитовыми песчаниками с остатками белемнитов и фораминифер верхнего мела. В алевролитах развиты многочисленные прожилки (до 1–2 см мощностью) розоватого

⁵ Как уже упоминалось, остатки морской микрофауны содержатся во всех плейстоценовых моренах региона. В моренах изученных обнажений остатки фораминифер отмечаются лишь в том случае, если был проведен соответствующий анализ наших проб.

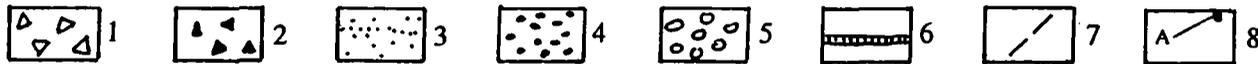
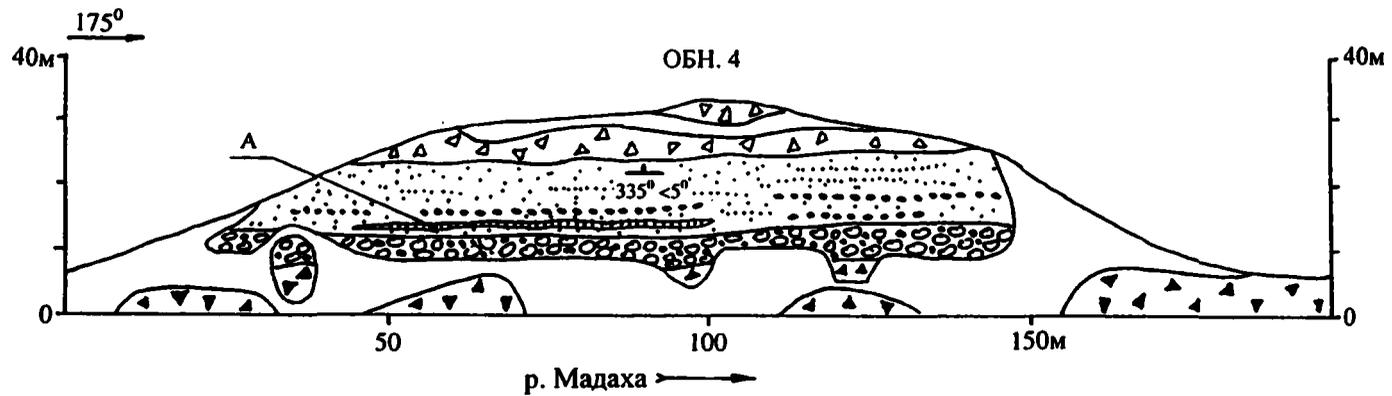
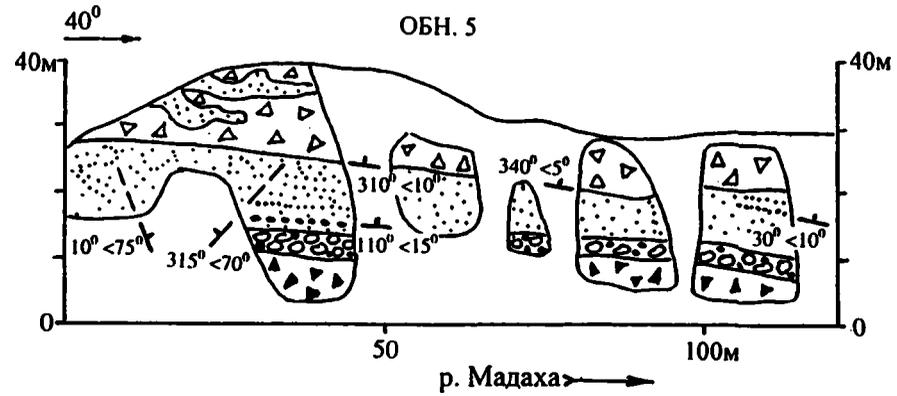


Рис. 7. Стрoение верхнеплейстоценовых отложений в береговых обрывах р. Мадахи (обн. 4,5).

1 – валунные суглинки осташковского оледенения; 2 – валунные суглинки калининского оледенения; 3 – алеврито-песчаные отложения плейстоценового возраста, под осташковской мореной – каргинского; 4-6 – отложения каргинского времени: 4 – гравийники, 5 – галечники, 6 – торфяник; 7 – гляциоразломы; 8 – место взятия пробы торфа для определения абсолютного возраста.

кальцита. Все породы в этом отторженце в той или иной степени дислоцированы: рассечены зонами брекчирования. Вблизи контакта с этим отторженцем в матриксе морены наблюдаются довольно многочисленные обломки рыхлых меловых алевролитов.

Второй очень мощный отторженец состоит из дислоцированных плейстоценовых песков, алевроитов и галечников.

В *обнажениях по р. Мадахе* (северный Канин) калининская морена вскрывается в самом низу береговых обрывов, имея видимую мощность около 10 м (рис. 7). Она имеет резко выраженную субгоризонтальную абразионную кровлю, перекрытую морскими осадками. Морена состоит из темно-серого песчано-алеврито-глинистого (соответственно 15–20 %, 35–40 % и 45–55 %) матрикса, содержащего 5–10 % разного по величине (до глыб) щебенчатого обломочного материала (по 2 пробам средний балл окатанности равен 0,5). Количество обломков со штриховкой составляет около 10 %. Грубообломочный материал в основном представлен литифицированными породами. В количестве около 3 % присутствуют слабо сцементированные терригенные породы. Каких-либо крупных отторженцев в морене не наблюдалось.

На западном побережье п-ова Канин калининская морена изучена в обрыве вдоль берега Белого моря (*обнажение у устья р. Копыльная* – рис. 8) и в *обнажении по р. Песцовой* (в 2,5 км от устья этой реки, также впадающей в Белое море) – рис. 9. Эти разрезы недалеко расположены друг от друга – расстояние между ними по прямой линии составляет около 4 км (рис. 9) – и имеют во многом сходное строение. Калининская морена залегает в основании открытой части обнажений. У наиболее высоких обрывов, которые протягиваются вдоль морского берега (рис. 8), приподшенная часть закрыта мощными склоновыми отложениями. При допущении, что подошва морены находится не выше уровня моря, мощность калининской морены в этом районе может составить не менее 40–45 м.

Морена состоит из темно-серого существенно алевроито-глинистого матрикса (песчаных частиц менее 10–15 %) с рассеянными обломками пород (до глыб размером 2–3 м) и включениями дислоцированных отторженцев слоистых морских, по-видимому, песков, алевроитов, реже – глин. Наиболее значительные из встреченных отторженцев имеют величину не менее 5 x 15 м. Границы от-

торженцев неровные и обычно четкие; верхний контакт одного изученного крупного отторженца (рис. 9) осложнен текстурами захвата. Грубообломочный материал, заключенный в матриксе морены, плохо окатан и часто обнаруживает следы ледниковой обработки. Обломки размером 1–10 см (3 пробы) имеют средний балл окатанности 0,6–0,7; 15–20 % обломков покрыто ледниковой штриховкой. Грубообломочный материал представлен, главным образом, прочными терригенно-карбонатными породами; встречаются кольские розово-красные микроклиновые граниты и гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, присутствуют слабо сцементированные мезозойские породы (табл. 1). В матриксе морены встречаются плохой, как правило, сохранности остатки морской макрофауны. Однако в *обнажении р. Песцовой* (рис. 9) в 0,1–0,2 м выше кровли упомянутого отторженца морских осадков наряду с фрагментами пеллеципод и болянусов была обнаружена одна хорошо сохранившаяся раковина астарты с двумя створками. Поскольку эта находка – единственная такого рода на все изученные нами многокилометровые выходы плейстоценовых морен севера Восточной Европы – на ней следует остановиться специально. Раковина астарты, как и обломки створок других пеллеципод, располагалась субгоризонтально – согласно развитой в морене системе плитчатой отдельности. Раковина на 0,5–1,0 мм была разомкнута в замке, а створки на 2–3 мм были смещены одна относительно другой. Сама раковина была заполнена светло-серым хорошо сортированным мелким песком. Отсутствие малейших следов песка в морене возле раковины убеждает в том, что раковина вместе с заполнявшим ее песком в мерзлом состоянии (именно оно могло позволить раковине не рассыпаться) как обломок попала в мореносодержащий лед при ледниковой эрозии морских осадков субстрата. Следует добавить, что вблизи раковины астарты в валунных суглинках была встречена одна практически целая створка тонкостенной пеллециподы. Она лежала вдоль плоскости отдельности выпуклой стороной вверх, а ее внутренняя полость, как и у астарты, также была нацело забита мелким песком.

Верхняя граница морены резкая и весьма неровная, в основном, по-видимому, гляциотектоническая.

В *обнажении Вастьянский Конь* на Нижней Печоре в двух участках на контакте аллювиальных песков с подстилающими микулинскими

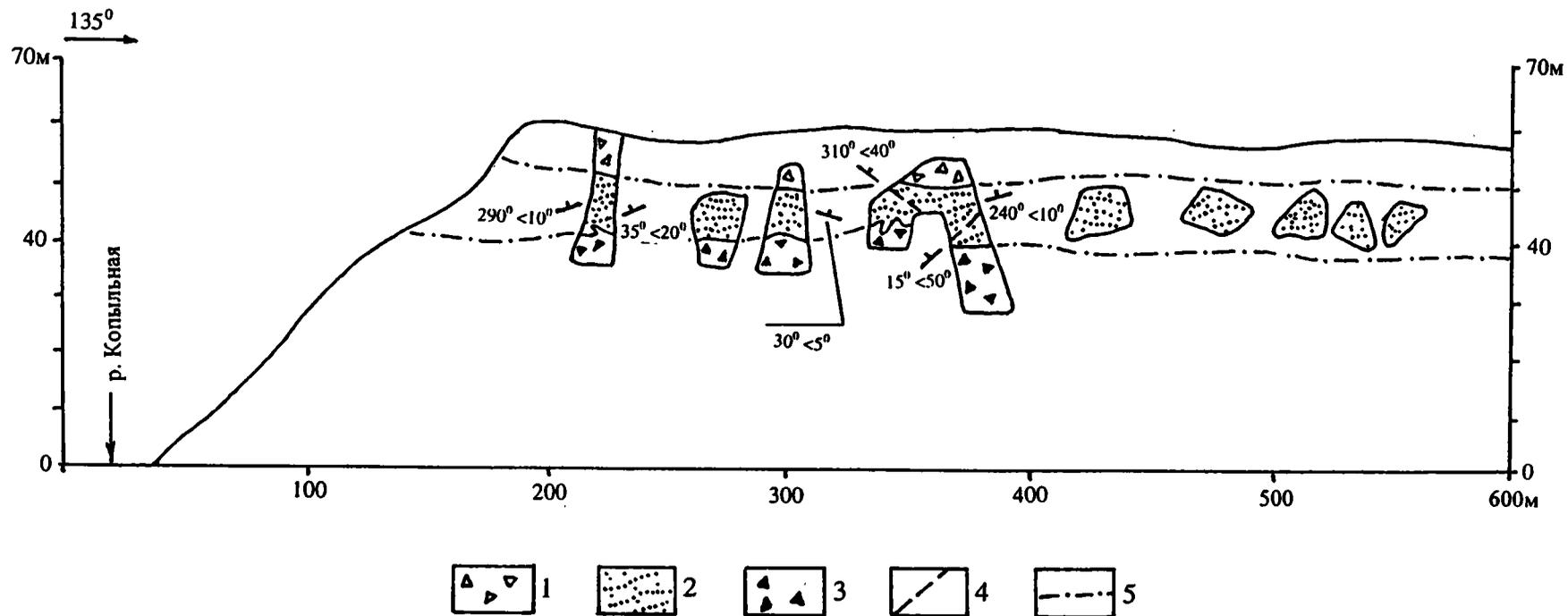
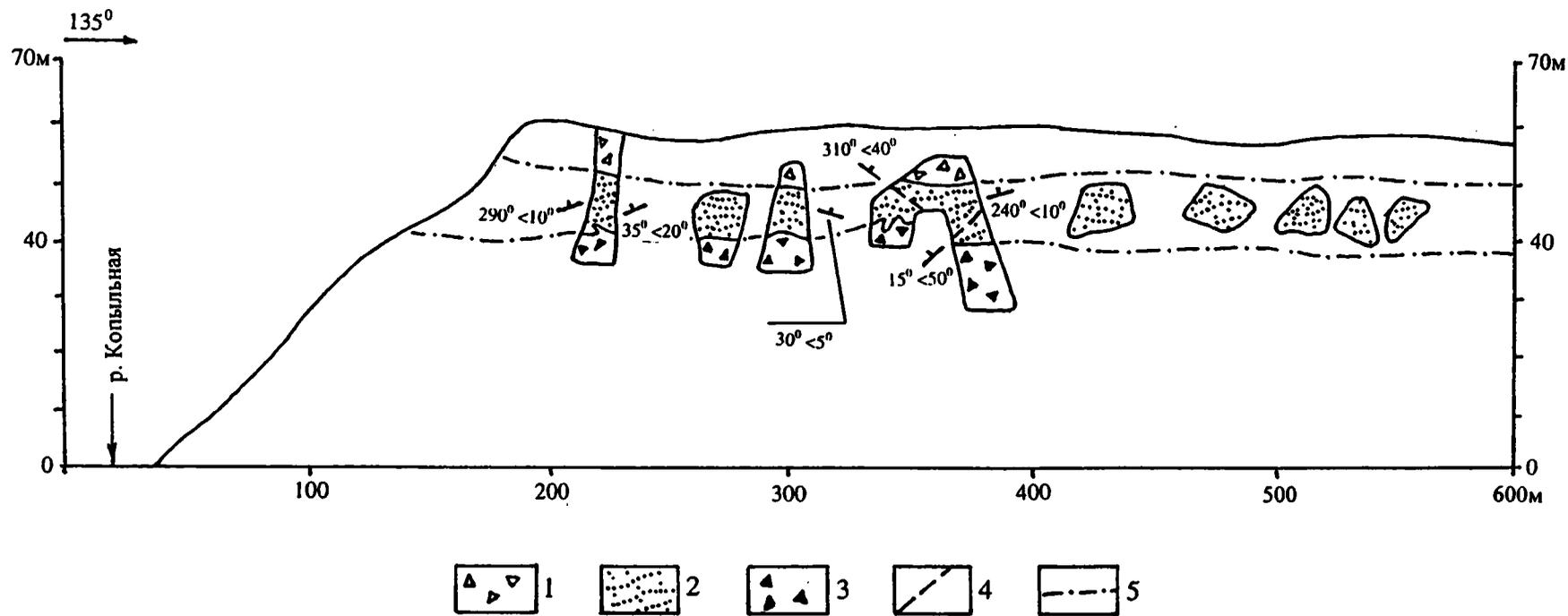


Рис. 8. Строение берегового обрыва п-ова Канин в районе устья р.Копыльной.

1 – валунные суглинки осташковского оледенения; 2 – преимущественно морские алеврито-глинистые отложения каргинского времени; 3 – валунные суглинки калининского оледенения; 4 – гляциоразломы; 5 – предполагаемое положение верхней и нижней границ каргинских отложений.



49

Рис. 8. Строение берегового обрыва п-ова Канин в районе устья р.Копыльной.

1 – валунные суглинки осташковского оледенения; 2 – преимущественно морские алеврито-глинистые отложения каргинского времени; 3 – валунные суглинки калининского оледенения; 4 – гляциоразломы; 5 – предполагаемое положение верхней и нижней границ каргинских отложений.

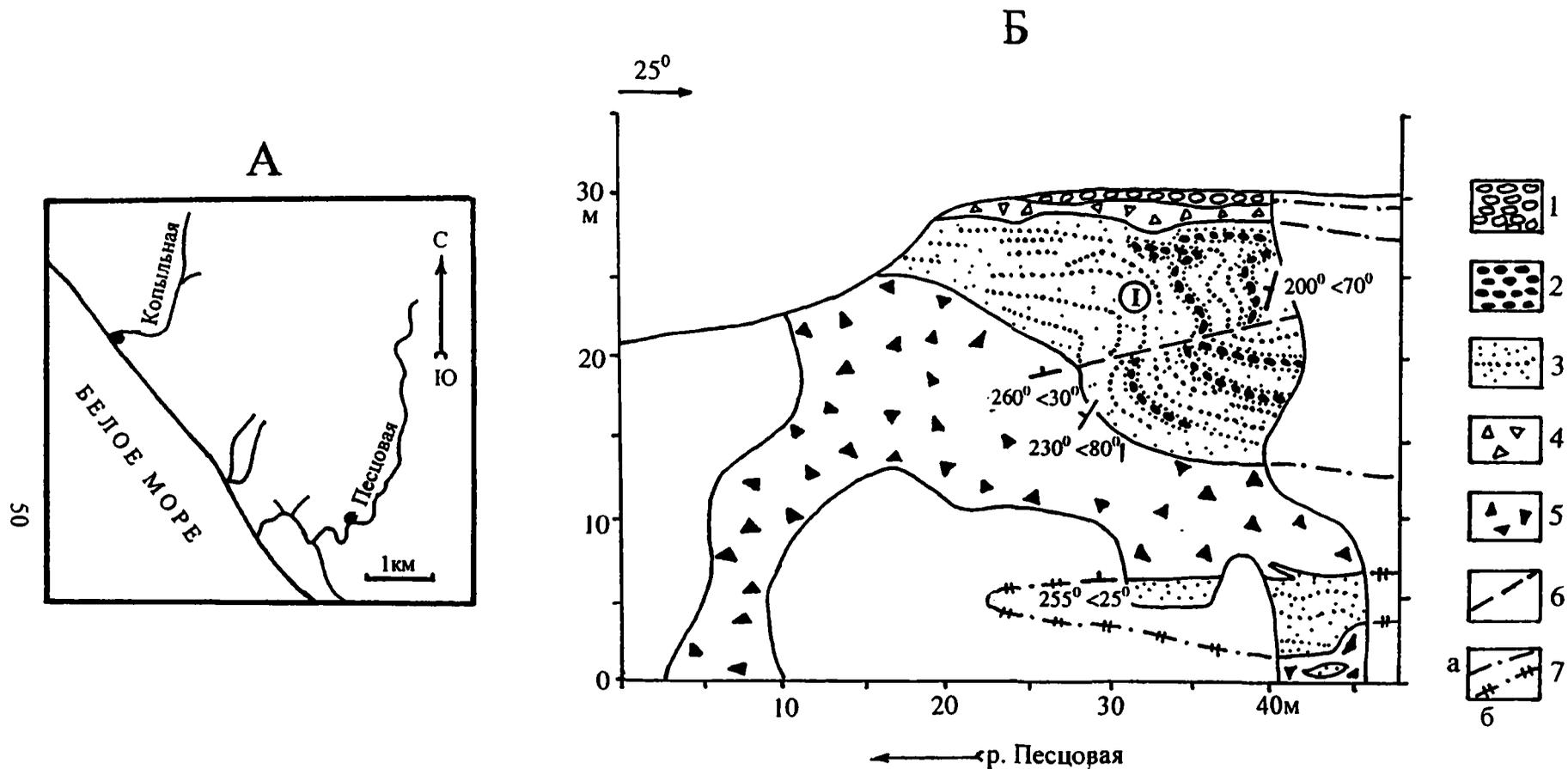


Рис. 9. Местоположение обнажений у р. Копыльной и по р. Песцовой – А. Разрез верхнеплейстоценовых отложений в береговом обрыве р. Песцовой – Б. 1 – галечники; 2 – гравийники; 3 – алеврито-песчаные отложения; 4 – валунные суглинки ошашковского оледенения; 5 – валунные суглинки калининского оледенения; 6 – гляциоразломы; 7 – предполагаемое положение границ: а) – литостратиграфических комплексов, б) – крупного отторженца в калининской морене. I – каргинские почти исключительно морские отложения.

морскими глинами были обнаружены разобщенные плохо окатанные галечные обломки и мелкие (до 20–30 см по длинной оси) утюгообразные (явно ледниковые) валуны прочных темных терригенных пород. Представляется, что этот грубообломочный материал может быть остатками размытой калининской морены.

Каргинский горизонт

Осадки каргинского времени вскрываются во всех изученных обнажениях. На о. Колгуеве и п-ове Канин они представлены морскими осадками, в обрывах Колоколкиной губы и мыса Болванский Нос – аллювиально-дельтовыми образованиями, а в обнажениях Вастьянский Конь и Хонгурей – аллювиальными фациями.

В изученном обнажении на о. Колгуеве (рис. 2) глициодислоцированные осадки каргинского горизонта в виде цепочки гигантских будин протягиваются в верхней части береговых обрывов. В разных частях обнажения, в зависимости от мощности будины, нарушенность слагающих их отложений (складчатые, реже разрывные деформации) весьма неодинакова. На восточном фланге обнажения, где мощность горизонта составляет 15–20 м, подошвенные слои каргинских накоплений слабо дислоцированы. В то же время в западной половине обнажения, где мощность каргинских осадков в основном менее 5–10 м, глициодислокациями захвачена даже кровельная часть нижележащей калининской морены. Здесь от последней вверх в каргинские пески полого внедряются "языки" морены, а в подошвенной части самих морских отложений содержатся дислоцированные блоки (длиной до первых метров) калининских валунных суглинков. При этом верхняя поверхность некоторых таких блоков явно представляет собой подвергшуюся морской абразии кровлю калининской морены – на ней среди хорошо окатанной пляжевой гальки сохраняются даже отдельные ледниковые валуны. Наблюдаемые в некоторых участках обнажения раздувы мощности каргинского горизонта (до 25–30 м) связаны с локальными проявлениями особо активных складчатых деформаций. Здесь осадки образуют мощные (до 10 м х 15–20 м) сложные лежащие складки и волочения; одна такая очень крупная складка и складки волочения обнаружена в восточной части обнажения (рис. 2, отм. 1650–1750 м).

Результаты изучения обнажения показывает, что каргинские морские отложения с ярко выра-

женным размывом залегают на калининской морене. В основании горизонта обычно имеется слой галечника (до 15–20 см), содержащего остатки толстостенных раковин морских моллюсков и отдельные валуны до 30–70 см в поперечнике, лежащие прямо на кровле морены. Галечный материал имеет типичный пляжевый облик (по результатам изучения одной пробы средний балл окатанности 2,3); валуны обработаны значительно хуже и утюгообразная, угловатая форма многих из них свидетельствует о том, что они несомненно вымыты из подстилающей морены. Петрографический состав галек аналогичен составу обломков, заключенных в нижележащей морене.

Основная часть каргинского горизонта сложена хорошо сортированными преимущественно мелкозернистыми песками с крупной горизонтальной, редко волнистой слоистостью, создаваемой послойными скоплениями ракуши, кусочков черного древесного угля, гравия и мелкой гальки или наличием алевритовых прослоев. Широко развиты хорошо сортированные ("чистые") алевриты с горизонтальной или полого волнистой слоистостью и глинистые алевриты с тонкими слойками глин. Глинистые алевриты содержат редкий рассеянный хорошо окатанный гравийно-галечный материал, видимо, ледового разноса. В отложения пачки повсеместно наблюдаются остатки морской макрофауны а также присутствует комплекс фораминифер, который, по мнению Л.К. Левчук, позволяет датировать вмещающие их осадки как каргинские.

На северном Канине в *обнажении у р. Крынки* (рис. 4) каргинские осадки в силу своей глициодислоцированности образуют серию гигантских линз, а также в виде отторженцев содержатся в перекрывающей осташковской морене. Мощность горизонта от участка к участку колеблется от 10–20 м до 40–60 м. Каргинский горизонт сложен слоистыми хорошо сортированными песками и алевритами, в которых наблюдаются разные по типу и проявленности пликативные и разрывные нарушения.

Осадки каргинского горизонта, вскрывающиеся в *береговых обрывах р. Мадахи* (северный Канин), в целом дислоцированы слабо, хотя степень нарушения верхних частей разреза по латерали меняется весьма заметно (рис. 7). Так, в одном из двух изученных здесь обнажений (обн. 4) под вышележащей осташковской морской ярко выраженных дислокации не наблюда-

лось. В то же время в расположенном рядом (в 350–400 м) обн.5 в 5–7 – метровой зоне ниже контакта с осташковской мореной каргинские осадки сильно гляциодислоцированы, причем интенсивность нарушений явно затухает сверху вниз, и в нижней половине разреза какие-либо видимые деформации отсутствуют. Здесь, непосредственно под перекрывающей мореной, находится мощностью 0,5–0,7 м "слой" гляциодислоцированного бесструктурного алеврита, содержащего массу мелких (до 0,5 м в поперечнике) будин линзовидной, изометричной или более сложной формы, сложенных закрученными в рулеты слоистыми песками. В остальной (нижней) части зоны нарушенных морских осадков наблюдаются лишь отдельные смещения слоев по разломам, пликвативные деформации, будинирование некоторых слоев.

В изученных обнажениях по р. Мадахе каргинский морской горизонт имеет в целом трансгрессивное строение и состоит из двух частей: нижней – существенно гравийно-галечной мощностью до 7–9 м и верхней – сходной по мощности существенно песчаной. Непосредственно на калининскую морену с ярко выраженной неровной абразионной границей размыва налегают мощные (около 4 м) галечники (в двух пробах средний балл окатанности обломков 2,1). Выше их сменяют косослоистые гравийники и мелкие галечники (1,0–1,5 м), затем – в основном пески разные по зернистости. В обн. 4, в 6 м выше подошвы горизонта, в пакете алевритов, заключенном среди песков, залегает протяженный (прослежен почти на 60 м по простиранию) слой слоистого торфяника мощностью 15–25 см, сформировавшийся, вероятно, в отшнуровавшейся от моря лагуне. По результатам анализа по C^{14} торфяник имеет датировку 42500 ± 700 лет (ГИН- 3498), что позволяет морской горизонт относить к среднему валдаю. Алевриты, содержащие торф, перекрываются песками и косослоистыми гравийниками пляжевого типа. Выше, в верхней части горизонта, однородные массивные мелкие пески содержат прослойки алевритов и косослоистых крупнозернистых песков с гравием. В отложениях горизонта содержатся немногочисленные остатки переотложенных диатомей и преимущественно четвертичные микроспоры; спорово-пыльцевые спектры осадков близки средневалдайскому комплексу, но в значительной степени отражают местные особенности состава растительного покрова.

На западном побережье п-ова Канин (обнажения у р.Копыльная и по р. Песцовая) каргинские отложения, имеющие мощность до 10–15 м, интенсивно гляциодислоцированы. В них наблюдаются разрывные нарушения, брекчирование и будинирование отдельных слоев, всевозможные складки (в том числе волочения размером более 8 x 8 м); амплитуда смещения по отдельным разломам достигает 4–5 м (рис. 9). Деформации, которым подверглись каргинские отложения, захватили и зону их контакта с калининской мореной, и даже верхи последней. Это проявляется, в первую очередь, в многочисленных сложных изгибах кровли калининской морены (это явление наиболее наглядно выражено в обнажении по р. Песцовой) и в прямом нарушении сплошности верхней части самих ледниковых отложений. В целом ряде случаев в обнажении у р. Копыльной калининские моренные суглинки в виде разных по форме "языков" внедряются в каргинские осадки; сами "языки" и прикровельная зона морены мощностью 10–15 см превращены в брекчию, которая состоит из кусков моренных суглинков, заключенных в песчаную массу. В связи со всем этим в рассматриваемом районе вопрос о характере первичных базальных слоев каргинского горизонта остается открытым.

В обнажении на правом берегу р. Копыльной (рис. 8) каргинские отложения обнаруживают значительную латеральную неоднородность разреза. Так, в ближайшем к долине реки локальном естественном выходе (фрагмент обнажения на отметке 200 м) горизонт представлен преимущественно мелкозернистыми песками с отдельными прослоями средне-крупнозернистых песков, а в верхней и нижней частях разреза – с прослоями алевритов и гравийников. В находящемся в 200–250 м от него другом локальном выходе (фрагмент обнажения на отм. 350–400 м) в разрезе, в основном, наблюдаются крупнозернистые пески; в 0,2–0,5 м от кровли горизонта они сменяются пакетом тонкого (2–5 см) переслаивания песков разной зернистости и алевритов (вверх по разрезу роль последних существенно увеличивается). Выше этого пакета, непосредственно контактируя с подошвой перекрывающей осташковской морены, залегают черные типичные ленточные глины (мощность до 0,2 м).

В обнажении по р. Песцовой (рис. 9) каргинский горизонт состоит из слоев преимущественно горизонтально слоистых песков, алевритов и

гравийников, иногда содержащих многочислен- ные фрагменты раковин морских моллюсков; в гравийниках встречается хорошо окатанная мел- кая галька (окатыши) коричневых глин, коричне- вато-серых темных валунных суглинков, глини- стых песков и, в меньшей мере, содержится галька литифицированных пород, в отдельных случаях сохраняющая типичную ледниковообра- ботанную форму и штриховку. В видимом осно- вании вскрывающегося здесь каргинского разре- за в непосредственном (хотя и нарушенном) кон- такте с калининской мореной залегают темно- серые ленточные глины (мощность 0,2–0,3 м), вверх по разрезу сменяющиеся 2–3-метровым пакетом горизонтально слоистых алевроитов.

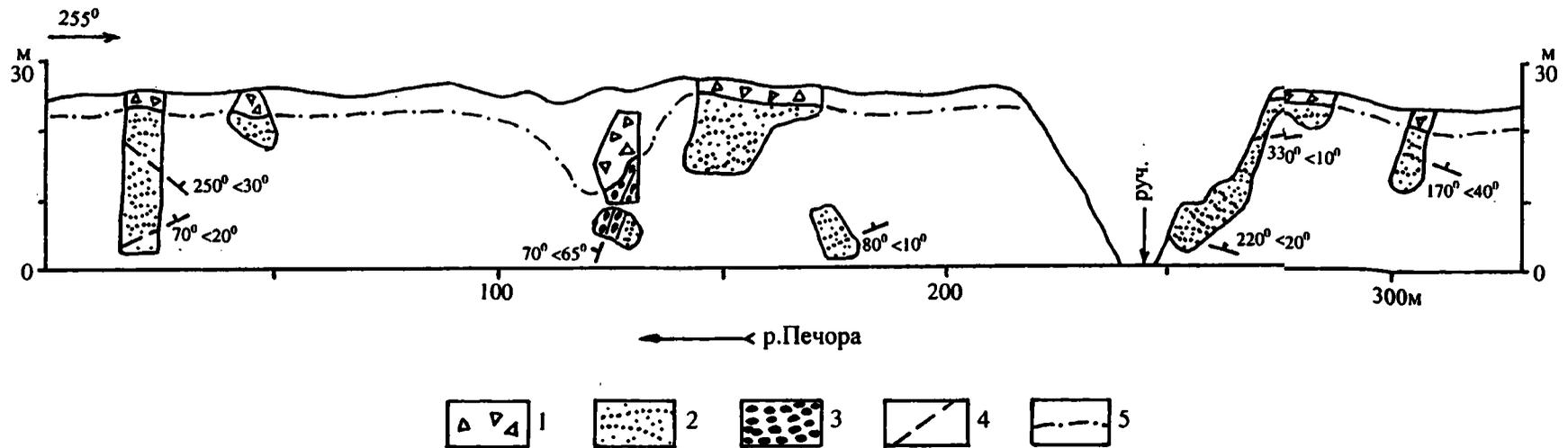
В обнажении вдоль северо-восточного берега Колокольной губы каргинские отложения фраг- ментарно вскрываются в нижней части берегово- го обрыва (рис. 6). Они представлены сильно гляциодислоцированными аллювиально-дельто- выми мелкозернистыми песками, в отдельных слоях оторфованными, реже – алевроитами. Осад- ки имеют массивное строение (частично это мо- жет быть связано с интенсивной нарушенностью их первичного залегания), горизонтально слои- стое, редко косослоистое. В отложениях наблю- даются разрывные нарушения и различные складки, вплоть до лежачих; в целом ряде случа- ев разломы секут осадки, совершенно не вызывая в них каких-либо складчатых деформаций. В восточной части обнажения (отм. 2300–2350 м) среди песков встречен смятый вместе с ними в складку слой торфа. По торфу получена абсо- лютная датировка 31007 ± 240 лет (№ 3-313 ВНИИморгео).

В обнажении мыса Болванский Нос (восточ- ный устьевой борт долины р. Печоры) каргин- ские алевроито-песчаные аллювиально-дельтовые осадки видимой мощностью 20–25 м слагают ос- новную (нижнюю) часть берегового обрыва (рис. 10). Как и в большинстве изученных естествен- ных выходов плейстоцена, эти отложения под- верглись сложным интенсивным гляциотектони- ческим деформациям. Недостаточно хорошая обнаженность обрыва не позволяет получить полную картину залегания рассматриваемых от- ложений. В исследованном участке берегового обрыва выделяются блоки (взаимоотношения между ними не ясны) протяженностью, вероятно, в десятки метров и видимой мощностью до 20–25 м с разным общим падением осадков. В соседствующих блоках каргинские отложения

имеют падение то в близких, то в противополож- ных румбах при углах падения от пологих до достаточно крутых (до $55\text{--}65^\circ$). Отчетливо про- является и интенсивная более мелкая хрупко- пластичная деформированность осадков. Все слои в той или иной мере смяты, имеют резко изменчивую мощность (раздувы, пережимы). Границы слоев то полого изогнуты, то имеют "гофрированный" характер. Некоторые слои раз- дваиваются. Встречаются складки лежачие, во- лочения, рулетоподобные структуры закатыва- ния. Распространено будинирование слоев. Осадки рассечены многочисленными разломами от полого- до крутопадающих; смещения по не- которым из них достигают 1,0–1,5 м.

В разных блоках разрез каргинских осадков несколько различается. Однако не вполне ясно, имеет ли здесь место обычные латеральные фа- циальные переходы или вскрываются выведен- ные на один уровень разные части разреза. В це- лом, как уже отмечено, в составе отложений до- минируют пески и алевроиты (первые несколько преобладают). Присутствуют слойки глин и ма- ломощные (до 2 м) пакеты существенно гравий- ных отложений. Пески массивные, горизонталь- но и косослоистые; слоистость подчеркивается тонким растительным детритом, наличием мел- ких частиц черного древесного угля или приме- сью глинистого вещества. В песках изредка встречаются удлиненные линзы (мощностью до 5–7 см) намывного торфа. Алевроиты, как слойки глин, массивны или горизонтально слоисты, ино- гда имеют косослоистую текстуру. В одном их пакетов горизонтально слоистых гравийников, содержащих многочисленные обломки древесно- го угля, встречен маломощный прослой галечни- ка. Последний сложен средне окатанными (как это обычно характерно для аллювиальных отло- жений) обломками. Судя по их петрографиче- скому составу, гальки являются, видимо, про- дуктами перемыва более древней (калининской) новоземельской морены. В составе галечника (2 пробы) наблюдаются: известняки (42–47%), тер- ригенные породы (26–41%), кремнистые породы и кварциты (по 3–4%), эффузивные породы (2–10%), жильный кварц (1–3%), интрузивные породы (1–5%), древесный уголь (2–6%).

В обнажении Вастьянский Конь каргинский горизонт, занимающий среднюю часть разреза берегового обрыва, представлен мощной толщей аллювиальных отложений (видимая мощность до 35–40 м). Блоки этих осадков наблюдаются и



54

Рис. 10. Строение верхнеплейстоценовых отложений в разрезе мыса Болванский Нос (правобережье устья р. Печоры).
 1 – валунные суглинки осташковского оледенения; 2-3 – каргинские аллювиально-дельтовые отложения: 2 – преимущественно алеврито-песчаные осадки, 3 – гравийники; 4 – гляциоразломы; 5 – предполагаемое положение подошвы осташковской морены.

в вышележащей верхневалдайской чешуйчатой морене. Аллювиальная толща полностью гляциодислоцирована; почти повсеместно нарушен и ее седиментационный контакт с подстилающими микулинскими глинами. По наиболее крупным северо-восточного падения надвигам в аллювиальную толщу внедрены крупные (протяженностью до 160–170 м) "языки" микулинских глин. В аллювиальных осадках встречаются разного рода складки, в том числе волочения размером до 15 x 20 м. Наблюдаются явления будинирования и рулетоподобного закатывания отложений.

В составе аллювиальной толщи преобладают мелкие пески с косой (обычно однонаправленной, падающей в северных румбах), реже волнистой, косоволнистой или горизонтальной слоистостью. Встречаются прослои среднекрупнозернистых песков с немногочисленными средне окатанными гравием и мелкой галькой литифицированных пород (по результатам анализа одной пробы средний балл окатанности гальки 1,3) и глянцными окатышами. Присутствуют горизонтально или косослоистые алевриты, иногда с тонкими слойками глин. Среди песков встречен фрагмент старичных отложений; это небольшой мощности (1–1,5 м) пакет тонкого переслаивания алевритов и темно-серых глин, содержащих только пресноводную (8 видов) диатомовую флору (определения Н.И.Стрельниковой). Отдельные слои песков и алевритов обогащены тонким растительным детритом; встречаются линзы намывного торфа, скопления кусочков веток. Результаты многочисленных определений абсолютного возраста (по C^{14}) растительных остатков (25–30 тыс. лет назад) свидетельствуют о средневалдайском возрасте вмещающих их аллювиальных отложений [Гольберт и др., 1974].

Как отмечено ранее, на двух участках обнажения на микулинских глинах, помимо гальки, имелись отдельные мелкие утюгообразные валуны; последние, как отмечено выше, представляются нам остатками размытой калининской морены.

В *обнажении Хонгурей* (рис. 5) также вскрываются аллювиальные отложения каргинского возраста. Они имеют такую же структурную позицию и столь же гляциотектонически нарушены, что и однофациальные осадки обн. Вастьянский Конь. Эти отложения, залегающие на микулинских алеврито-глинистых осадках, достигают максимальной видимой мощности 20–25 м.

В разрезе аллювиальных накоплений доминируют мелкозернистые пески с массивной, горизонтально или косослоистой текстурой. Некото-

рые слои песков обогащены тонким растительным детритом. Среди отложений наблюдаются отдельные прослои горизонтально слоистых алевритов и весьма эпизодически – слойки слоистых темно-серых глин.

Осташковский горизонт

Осташковская морена развита во всех исследованных обнажениях. Будучи повсеместно рельефообразующей, она перекрыта маломощным (менее 1–2 м) чехлом разнообразных современных континентальных отложений.

В *обнажении на о. Колгуеве* (рис. 2) осташковская морена почти непрерывно прослеживается вдоль бровки береговых обрывов. Она налегает или на пачку каргинских морских осадков или непосредственно на калининскую морену. Мощность осташковской морены обычно не превышает 5–7 м и лишь у восточного края обнажения, где морена содержит весьма крупные отторженцы песков и алевритов, ее мощность достигает 15–20 м. Подошва морены достаточно четкая, во многих случаях очень неровная с многочисленными разными по форме и величине выступами и заливообразными углублениями. Часто встречаются узкие полого падающие затяжки подстилающих морских осадков в приподошвенную часть морены (текстуры захвата). Пликативные деформации нижележащих осадков, в значительной мере повторяющие изгибы моренной подошвы, подчеркивают динамический характер последней.

Осташковская морена отличается от калининской несколько более темным цветом и буроватым оттенком матрикса, имея в целом такой же его гранулометрический состав, и также включает остатки раковин фораминифер. Подошвенная часть осташковской морены часто выделяется своей опесчаненностью. В связи с процессами ледниковой ассимиляции осадков ложа в тех участках, где подстилающие каргинские отложения обладают небольшой мощностью, нижняя часть моренного пласта обогащена каргинским базальным пляжевым гравийно-галечным материалом (он имеет 3–4 класс окатанности и может составлять до 30 % общего количества содержащихся здесь обломков) и включает отдельные фрагменты раковин морских моллюсков. В матриксе морены в ряде случаев выделяются разные по форме (в том числе удлинненно-линзовидные, близкие к изометричным) участки, отличающиеся степенью опесчаненности и глинистости. Иногда упорядоченное чередование таких участков придает морене полосчатый, чешуйчатый

вид. Отторженцы песков и алевритов, содержащиеся в морене, дислоцированы и обладают самой разнообразной формой.

Грубобломочный материал, рассеянный в матриксе осташковской морены, имеет величину до валунов и глыб. За исключением небольшого количества ассимилированных явно пляжевых галек, основная масса обломков очень слабо окатана (по трем пробам средний балл их окатанности – 0,48; 0,74 и 0,77; с учетом и пляжевых галек общая окатанность обломочного материала несколько выше: 0,74; 0,74 и 0,77 балла). Среди изученных обломков (размер 1–5 см) 10–16% имеют ледниковую штриховку. Многие из них обладают ледниковообработанными шлифованными гранями и прямолинейными ребрами. Валунуны в морене субпараллельно ориентированы своими длинными осями на северо-восток (10–60°). По составу грубобломочный материал в осташковской морене является новоземельским, как и в нижележащих моренах (табл. 1). Он также включает немногочисленные обломки мезозойских пород, но практически не содержит фрагментов зеленых слабо литифицированных верхнемеловых алевролитов, вскрывающихся в подошве обнажения.

В *обнажении в долине р.Крынка* (северный Канин) осташковская морена, залегающая сверху разреза, достигает мощности 30–40 м (рис. 4). Своим темно-серым, почти черным цветом она резко отличается от всех нижележащих плейстоценовых отложений. Матрикс морены состоит из смеси песчаных (15–20%), алевритовых (25–40%) и глинистых (40–60%) частиц. Среди грубобломочного материала, в количестве до 10% содержащегося в матриксе, преобладает щебень (по четырем пробам средний балл окатанности составляет 0,6–0,7); 10–20% обломков на своей поверхности обнаруживает ледниковую штриховку. Грубобломочный материал представлен в основном литифицированными терригенно-карбонатными породами новоземельского типа (табл. 1). Помимо очень крупных отторженцев алеврито-песчаных осадков в морене присутствуют деформированные крупные (до 2–4 м х 8–10 м) включения морских песчано-гравийно-галечных отложений (средний балл окатанности галек 1,6 при полном отсутствии штриховки – изучена одна проба). Нижний контакт морены резкий, неровный; подошва морены явно деформирует подстилающие морские осадки.

В *обнажениях по р. Мадахе* (северный Канин) осташковская морена мощностью до 10–15 м (рис. 7) имеет темную буровато-серую окраску.

В разных своих частях она включает сложной, причудливой формы блоки пластичных черных глин и разных по зернистости песков. Крупные отторженцы песков содержат удлиненно-линзовидные "языки" морены. В обн. 5 осташковская морена в основании содержит метровой мощности локальную морену, состоящую из сложно перемятых будинированных алевропесчаных осадков с редким щебнем и валунами. Матрикс осташковской морены по гранулометрическому составу близок матриксу нижней (калининской) морены и включает щебень, валуны, глыбы литифицированных пород, а также некоторое количество ассимилированной хорошо окатанной явно морской гальки. Количество обломков со штриховкой в этой морене близко к тому, что наблюдается в калининской морене. В отличие от последней в осташковской морене грубобломочный материал в большей мере состоит терригенных пород. Подошва морены выражена по-разному: в одних случаях (обн. 4) она очень четкая экзарационная, в других (обн. 5) – нерезкая ассимиляционная.

На западном побережье п-ова Канин (*обнажения у р. Копыльная и по р. Песцовая*), осташковская морена имеет мощность до 10–15 м (рис. 8, 9). Для нее характерна такая же темно-серая окраска, как и для вскрывающейся здесь калининской морены. Подошва морены весьма неровная, обычно очень четкая, часто резко несогласная (секущая) относительно гляциодислоцированных морских каргинских осадков. В обн. у р. Копыльной подошвенная зона морены участками представляет собой зону смещения. Матрикс морены существенно алевритовый, содержит переотложенные микрофоссилии пермского и четвертичного возраста. Присутствует рассеянный немногочисленный грубобломочный материал размером до валунов (по визуальной оценке, обломков крупнее 1 см содержится не более первых процентов) и деформированные субгоризонтально расположенные отторженцы песков, алевритов и даже ленточных глин (последние наблюдались в обнажении по р. Песцовой). Обломки величиной 1–10 см имеют преимущественно щебневидный облик (в двух пробах средний балл окатанности обломков составляет 0,5) и часто покрыты ледниковой штриховкой (последняя наблюдалась на 17–19% обломков). Петрографический состав грубобломочного материала осташковской морены несколько иной, чем у калининской, хотя и в ней встречаются обломки кольских розово-красных гранитов и гранито-гнейсов, цветных кварцитов (табл. 1).

В обнажении *мыса Болванский Нос* осташковская морена слагает верхнюю часть берегового обрыва (рис. 10). Она состоит из темно-серого песчано-алеврито-глинистого матрикса, содержащего рассеянный грубообломочный материал (до глыб 3–5 м в поперечнике) и деформированные отторженцы алеврито-песчаных осадков. Обломки пород плохо окатаны (по результатам изучения 2 проб средний балл окатанности около 0,5) и несут явные следы ледниковой обработки: шлифованные грани, длинные прямолинейные ребра. Почти все валуны покрыты ледниковой штриховкой. В составе обломков крупнее 1 см основную роль играют новоземельские темно-серые и черные известняки (составляют несколько более 50 %) и темные литифицированные терригенные породы, присутствуют темные кварциты. Заключенные в матриксе отторженцы, в ряде случаев содержащие блоки валунных суглинков, обычно имеют вид удлиненных линз и "лент" и располагаются в целом субпараллельно границам моренного пласта, придавая последнему в разной степени полосчатое строение. Иногда эти включения вырисовывают разнообразие складки. Мелкие отторженцы обычно раздваиваются, имеют многочисленные "отростки", под небольшими углами отходящие от основного тела. При общем субгоризонтальном характере залегания морене свойственна часто весьма неровная резкая линия подошвы с крупными (до 2 x 3 м) иногда клиновидными выступами и глубокими заливообразными вмятинами. В приподошвенной части морены встречаются текстуры захвата.

В *обрыве северо-восточного берега Колоколковой губы* осташковская морена занимает основную часть обнажения, отсутствуя лишь у его восточного края (рис. 6). Морена обладает темно-серой окраской и в своем песчано-алеврито-глинистом матриксе содержит обычно немногочисленный (первые проценты) грубообломочный материал (размером от дресвы до глыб), который по своему петрографическому составу, слабо окатанному (в одной изученной пробе средний балл окатанности 0,4) щебенчатому облику и частому наличию на его поверхности ледниковой штриховки, аналогичен обломкам в моренах мыса Болванский Нос и обнажениях Хонгурей и Вастьянский Конь. В береговом обрыве Колоколковой губы осташковская морена имеет гораздо более сложное строение, чем в других изученных обнажениях. Здесь валунные суглинки в основном образуют своеобразную тектоническую "смесь" с каргинскими песками (границы между литологическими разностями, как правило, резкие), причем в одних участках преоблада-

ют валунные суглинки, а в других основную или существенную роль играют песчаные отложения. Эти участки обычно охватывают весь по высоте береговой обрыв, имея протяженность главным образом 50–100 м и более. Валунные суглинки содержат многочисленные полосовидные, удлиненно-линзовидные (от мелких до 1 x 5 м) деформированные включения песков; цепочки последних в ряде случаев образуют пологие син- и антиклинальные складки с размахом крыльев до 10–15 м. В участках преобладания (существенной роли) песчаных накоплений валунные суглинки в виде клиновидных тел или причудливой формы языков (при мощности до 1–2 м имеют протяженность до 7–10 м) внедряются в пески. В отдельных случаях в песках наблюдается несколько субпараллельных (на 0,5–2 м отстоят друг от друга) полого падающих тел валунных суглинков (гляциодайки или длинные будины) мощностью 0,5–2,5 м и протяженностью не менее 5–10 м. В песках встречаются также линзовидные будины валунных суглинков (до 1–1,5 x 5–6 м), которые в той или иной мере деформированы, иногда даже подковообразно изогнуты. Примечательная особенность взаимоотношения валунных суглинков и песков – развитие в песках пликативных нарушений (пологие изгибы слоев, различные складки), повсеместно конформных положению и форме тел валунных суглинков, часто облекающих и обрисовывающих контуры последних. Возможно, эта слоистость в песках в какой-то мере является гляциотектонической полосчатостью (она описана в других работах – Лаврушин, 1980; Эпштейн, 1990). Представляется, что такая полная структурная согласованность залегания обособленных тел валунных суглинков и песков возникла при дислоцировании в основном уже существовавших структур взаимного проникновения осадков – структур, которые очевидно возникли ранее в процессе формирования самой осташковской морены; "мягкий" (пликативный) характер итогового формирования отложений свидетельствует о том, что к моменту развития этих нарушений последние находились в талом состоянии. Эти обстоятельства, а также то, что поверхность моренной равнины (в случае обнажения это – бровка берегового обрыва) "сечет" воздымающиеся к ней языки и линзовидные тела валунных суглинков и сложные складчатые структуры, развитые в песках, свидетельствуют, на наш взгляд, о гляциотектоническом характере наблюдаемых итоговых дислокаций. Последние вызваны, очевидно, повторным перекрытием района Колоколковой губы Новоземельским ледником, сначала отло-

жившим в этом районе морену, а затем испытывавшим серджевого типа локальную подвижку, уже не имея в это время мореносодержащего льда в своем основании.

В обнажениях *Вастьянский Конь* и *Хонгурей* на Нижней Печоре осташковский горизонт представлен сложно построенной конечной мореной образующей в данном районе мощную гряду. В обоих обнажениях эта морена имеет надвиговое чешуйчатое строение. В обнажении *Вастьянский Конь* в разрезе морены выделяется три чешуи, а в обн. *Хонгурей* – две, поскольку средняя чешуя отсутствует (рис. 5). В обоих случаях в качестве нижней чешуи в подошве морены залегает пласт валунных суглинков мощностью первые метры. Выше лежащие чешуи имеют трехчленное строение и состоят в основании из сорванных дислоцированных осадков ледникового ложа: микулинские морские глины (от первых метров до 10–20 м) внизу, выше – каргинские аллювиальные пески (до 20–25 м), а в кровле – валунные суглинки (от первых метров до 20–25 м в разрезе наиболее мощной верхней чешуи). В обнажении *Вастьянский Конь* все чешуи в основном полого падают на северо-восток, а в обн. *Хонгурей* моренные чешуи в большинстве случаев имеют пологое падение в северо-западных румбах. В связи с тем, что формирование (взбрасывание) каждой последующей чешуи сопровождалось деформированием и срезанием предыдущих, многие элементы этой морены имеют прерывистое распространение по латерали (выклиниваются, будинируются) и весьма непостоянна мощность самих чешуй. Пласт валунных суглинков верхней чешуи следует вверху по всему фронту этих береговых обрывов. В обн. *Вастьянский Конь* мощность нижней чешуи составляет 1–5 м, средней – до 25–30 м и верхней – до 40–50 м, а в обн. *Хонгурей* мощность нижней чешуи – до 2–3 м, а верхней – 10–20 м.

Основные особенности строения и состава валунных суглинков всех моренных чешуй весьма сходны. Самый верхний (и наиболее мощный) пласт валунных суглинков насыщен, естественно, гораздо большим количеством отторженцев, имеющих здесь к тому же и более крупные размеры. Валунные суглинки состоят из темно-серой глинисто-алеврито-песчаной основной массы с рассеянным (до 10–20 %) ледниковообработанным грубообломочным материалом (до глыб 2–3 м в поперечнике) и включает разные по величине и форме отторженцы осадков ледникового ложа. Валунные суглинки содержат очень редкие мелкие фрагменты раковин морских моллюсков и остатки фораминифер; проанализиро-

вав остатки последних в валунных суглинках обн. *Вастьянский Конь* В.И.Гудина пришла к выводу об их аллохтонности.

Поскольку ледниковые отложения более детально изучены в обн. *Вастьянский Конь*, приводимые ниже данные касаются, в первую очередь, этого естественного выхода, хотя и находят много общего с тем, что наблюдается в обн. *Хонгурей*.

Обломочный материал (1–10 см), содержащийся в валунных суглинках, очень слабо окатан (по результатам изучения 7 проб средний балл окатанности колеблется около 0,5–0,6 балла) и в своей основной массе сохраняет первичные режущие ребра и (или) колющие углы при наличии обработанных длинных прямолинейных ребер и шлифованных граней, покрытых штриховкой (последняя наблюдается у 10–30 % обломков). В обн. *Вастьянский Конь* удлиненный обломочный материал субпараллельно ориентирован на северо-восток (10–60°). В составе обломков основную роль играют новоземельские палеозойские темно-серые и черные известняки (табл. 1). Отторженцы, заключенные в валунных суглинках моренных чешуй, сложены черными морскими глинами, алевритами и мелкими песками, некоторые из которых интенсивно оторфованы. Характер отторженцев меняется от узких шнуровидных "лент" до блоков размером до 10 м x десятки метров; весьма разнообразна и их форма при преобладании удлиненных субгоризонтально расположенных тел. У крупных отторженцев наиболее ярко выражены внутренние пликативные и разрывные нарушения, а мелкие отторженцы вырисовывают сложные дислокации в самих валунных суглинках и рассечены разломами. Нижние контакты пластов валунных суглинков обычно весьма неровные и часто имеют секущий характер относительно подстилающих песков. В приподошвенной части валунных суглинков во многих случаях развиты текстуры захвата, часто наблюдается повышенная песчаность матрикса.

Существенно песчаные накопления, составляющие значительную часть разреза средней и верхней моренных чешуй, литологически аналогичны аллювиальным осадкам ледникового ложа. В них также существенно развиты разрывные нарушения, хотя достаточно многочисленны и пликативные: от слабого изгиба слоев до хорошо выраженных складок.

Черные морские глины, находящиеся в подошвенной части средней и верхней моренных чешуй, имеют резкие неровные границы и характеризуются интенсивной внутренней дислоциро-

ванностью. Помимо разнообразных складок, будинирования алевритовых прослоев и разломов, в глинах встречаются протяженные зоны рассланцевания (мощностью до 5–20 см) с зеркалами скольжения, хотя в отдельных малонарушенных участках в этих глинах сохранились опреде-

лимые остатки морской фауны (обнажение Вастьянский Конь).

В обн. Хонгурей (рис. 5) валунные суглинки верхней моренной чешуи перекрыты пачкой (1,5–2 м) позднеледниковых черных ленточных глин.

Краткое обсуждение полученных данных и некоторые выводы

Северная окраина Европейской части России все еще остается мало доступной для исследователей четвертичных отложений. Поэтому, в настоящей статье мы попытались охарактеризовать как особенности структуры естественных разрезов, так и изложить сложившиеся у нас стратиграфические представления. Что касается последних, то они оказались (имеются в виду неледниковые образования) не всегда в достаточной степени охарактеризованы биостратиграфически, а в тех случаях, когда в нашем распоряжении имелись органические остатки, они не давали однозначной аргументации отнесения той или иной толщи к какому-либо определенному горизонту стратиграфической схемы. В этой же связи важно отметить, что в изученных разрезах большая часть четвертичных отложений относится к позднему плейстоцену и, возможно, частично к среднему плейстоцену. Более древние четвертичные образования известны нам по скважинам [Лаврушин и др., 1989]. Тем не менее, исследованные разрезы дают много ценной информации для понимания общих закономерностей строения всей плейстоценовой толщи региона. Становится совершенно очевидным, что главной особенностью сложения последней является интенсивная гляциодислоцированность осадков. При этом речь идет не только о мелких дислокациях, а нередко – о гляциотектонических структурах. Так например, сложно построенную толщу отложений на севере п-ова Канин (район р. Крынки) вполне можно отнести к структуре гляциотектонического скупивания. Разрез Хонгурей – это западная часть вскрытого речной эрозией гляциотектонического вала. Более того, анализ аэрофотоснимков в пределах северной части Большеземельской тундры дает все основания для выделения участков скопления гляциокупольных-дайковых структур. Учитывая наличие конечно-моренных гряд, других гляциотектонических структур, а также общую мелкомасштабную гляциодислоцированность толщи четвертичных отложений, приходится констатировать, что методика исследований, которая обычно использует-

ся при разработке стратиграфических схем, в данном регионе не применима. Здесь необходимо использовать так называемый кинемато-стратиграфический метод, используемый в ряде стран. Основу его составляют структурно-геологические исследования. Говоря другими словами, при картировании или стратиграфическом расчленении четвертичных отложений в районах древних оледенений необходимо использовать некоторые методические приемы, которые применяются при изучении метаморфических толщ.

Следует подчеркнуть, что рассматриваемый регион является плейстоценовым палеошельфом [Лаврушин, 1989; Эпштейн, Романюк, Гатаулин, 1999]. Поэтому четвертичные морены содержат здесь остатки различной морской биоты. Сказанное всецело относится к Баренцево-морскому шельфу.

Как показало изучение скважин [Лаврушин и др., 1989], наиболее раннее проникновение моря в пределы крайнего севера Европейской части России происходило в его восточной части – вдоль Новой Земли и в Приуралье. Доледниковые морские галечники о. Колгуева, отнесенные нами в значительной мере условно к оодиноцкому времени, фиксируют, что в это время Баренцево море начало развиваться и западнее.

В эпохи оледенений Скандинавский и Новоземельский ледниковые щиты в рассматриваемом регионе контактировали вблизи западного побережья п-ова Канина. Этот ледораздел хорошо фиксируется по результатам петрографического анализа грубообломочного материала, содержащегося в плейстоценовых моренах.

Представляются важными также следующие два момента. Первый из них связан с каргинским временем. Традиционно каргинские морские отложения датируются всей длительностью среднего валдая. Однако, по нашим представлениям каргинская трансгрессия завершилась где-то в интервале времени 42–35 тыс. лет назад. Позднее, судя по отложениям и радиоуглеродным датировкам, произошла регрессия моря, измени-

лись соотношения между сушей и морским водоемом, началось накопление аллювиальных и дельтовых осадков. Отсюда выявляется интересное геологическое событие, позволяющее расчленять каргинское время на два интервала с различными палеогеографическими обстановками. Другой момент связан с различным характером морской фауны в микулинском и каргинском бассейнах. В первом из них обычно в большом количестве присутствует атлантическая морская биота, что дает основание думать о проникновении атлантического течения в пределы Палеобаренцева моря. В каргинском бассейне подобной фауны пока не обнаружено, что позволяет предполагать в нем совсем иную палеотемпературную обстановку. Однако интересно заме-

тить, что в морских толщах и того, и другого возраста в ограниченном количестве встречается галька пляжевого типа; скорее всего это свидетельствует о ледовом разносе материала, иначе говоря, – об эпизодическом возникновении морских сезонных льдов в эти этапы плейстоцена.

Последнее оледенение в регионе относится к осташковскому времени. Осташковская морена повсеместно является рельефо- и структурообразующей. Последнее особенно наглядно в зоне конечноморенных сооружений. В районе Кололковой губы осташковская морена гляциодислоцирована вместе с осадками субстрата при вероятно повторном (локальная серджевая подвижка) кратковременном наступлении края Новоземельского ледника.

Литература

- Астахов В.И.* Последнее оледенение Арктических равнин России (строение осадочного комплекса и геохронология) // Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб, 1999. 41 с.
- Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И.* Вастьянский Конь – опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края // Литология и условия образования четвертичных отложений Евразии. Новосибирск: Наука. 1974. С. 137–210.
- Попов А.И.* Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-ва МГУ. 1963. С. 24–49.
- Лаврушин Ю.А.* Особенности строения рыхлых отложений конечных морен // Доклады АН СССР. 1980. т. 254. № 1. С. 180–182
- Лаврушин Ю.А.* Гляциальный шельф: строение, осадконакопление, палеогеография // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М. Наука. 1989. С. 91–109.
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С., Голубев Ю.К., Васильев В.П.* Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры // Литология кайнозойских отложений. М.: Изд-во ГИН АН СССР. 1989. С. 3–51.
- Эпштейн О.Г.* Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечноморенного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С.14–28.
- Эпштейн О.Г.* Усовершенствованная пятибальная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные результаты // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 6. С. 654–666.
- Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н.* Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнины // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1999. № 63 С. 126–148.
- Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Heggen B., Ingólfsson Ó., Landvik J., Mejdahl V., Svensen J., Vorren T.* Fluctuations of the Svalbard – Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. V. 17. P. 11–42.
- Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I.* Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 46–80.
- Tveranger J., Astakhov V. I., Mangerud J., Svendsen J. I.* Signature of the last last shelf-centered glaciation at a key section in the Pechora Basin, Arctic Russia // Journal of Quaternary Science. 1998. V. 13. № 2 P. 189–203.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ

И.А.Чистякова

Изменения уровня Каспийского моря в позднем кайнозое достаточно хорошо известны. Раннехвалынская трансгрессия в плейстоцене была максимальной и ее отложения известны по долине Волги почти до Жигулей на современных гипсометрических отметках +48 – +50. Отложения раннехвалынского моря исследовались в течение длительного времени, изучено их распространение, фаунистические комплексы, строение разрезов, генезис, в меньшей степени – вещественный состав [Москвитин, 1962; Приклонский и др, 1956; Брицина, 1954; Арбузова, 1970, 1977; Федоров, 1978; Свиточ, 1991; Бадюкова, 2000; и др.].

В настоящей работе сделана попытка на основе детального изучения литолого-фациального состава раннехвалынских отложений сделать вывод о динамике развития трансгрессии.

Объектом исследований послужили раннехвалынские отложения, вскрытые естественными разрезами в низовьях Волги. Были детально изучены три разреза: 1 – вблизи с. Колобовка, 2 – у пос. Цаган-Аман и 3 – Средняя Ахтуба (рис. 1).

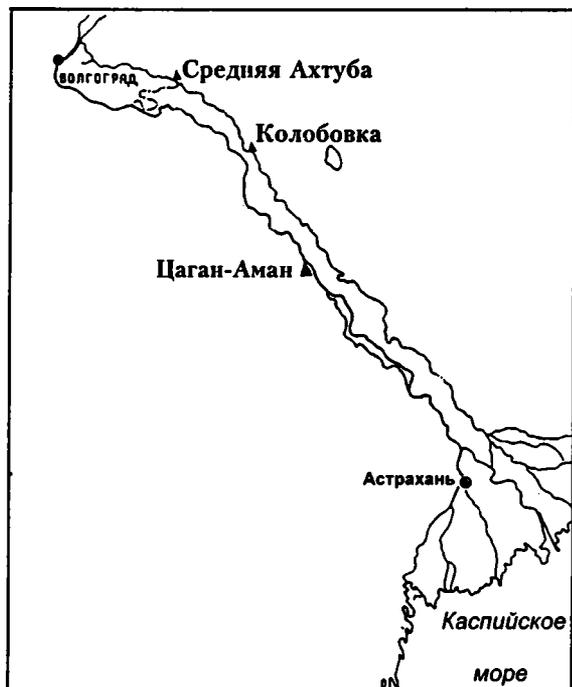


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

Хвалынские отложения представлены преимущественно хорошо сортированными горизонтальнослоистыми глинами характерного шоколадного цвета с подчиненными прослоями, слойками алевритов, либо ритмичным переслаиванием шоколадных глин и алевритов. Реже отмечаются более мощные слои алевритов и песков. Глины во влажном состоянии темно-коричневые, в сухом – светло-коричневые, палевые. Глины серого и зеленовато-серого цвета имеют подчиненное значение. Пески и алевриты светлые, желтовато-серые, светло-серые, палевые.

Среди обломочных зерен во всей толще преобладает кварц в виде неокатанных зерен, в песчаных слоях зерна кварца преимущественно окатанные. В чисто глинистых слойках он присутствует в виде очень тонкой примеси, размер зерен меньше 0,01 мм и даже менее 0,001 мм. Кроме того, в заметном количестве присутствуют слюды, обломки карбонатов, глауконит), полевые шпаты, отмечаются мелкие углистые включения. Остальные минералы присутствуют в виде редких зерен; были определены: эпидот, роговая обманка, рудные минералы, цоизит, турмалин, циркон, апатит.

Сопоставление минерального состава нижнехвалынских отложений с составом более ранних плейстоценовых осадков данного региона (по литературным данным) не выявил никаких определенных отличий. Все они относятся к единой терригенно-минералогической ассоциации, образовавшейся за счет размыва разновозрастных осадочных образований полимиктового состава. В состав размываемых пород входили безусловно морские отложения, являвшиеся источником сноса глауконита. Зерна роговой обманки, вероятно, приносились из уральской области.

Для хвалынских глин характерна тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная наличием прослоев, слойков и присыпок алевритового материала. Выделяемые в разрезах пачки глинистых отложений различаются главным образом по соотношению глинистых и алевритовых прослоев. Даже чистые однородные глины при микроскопическом изучении обнаруживают очень тонкую сланцеватость.

Разрез Цаган-Аман

На ательских суглинках залегают:

	Мощность, см
1. Тонкослоистые шоколадные глины . . .	20
2. Алевриты, в верхней части - переслаивание алевритови шоколадных глин	6
3. Алевриты тонко горизонтально и косо-слоистые	19
4. Шоколадные глины тонкослоистые	32
5. Алевриты	10
6. Пески	10

Общая мощность данной части разреза 97 см

Глины пачки 1 хорошо сортированы. Наблюдается тонкое переслаивание светлокоричневых сильно карбонатных алевроглин и шоколадных малокарбонатных глин. Мощность прослоев несколько миллиметров, обычно 1–3 мм. Есть отдельные прослои слабосцементированных алевритов светло-серого цвета сильно карбонатных, мощность их составляет 2–5 мм. В составе обломочной фракции резко преобладает кварц в виде хорошо окатанных зерен преимущественно фракции 0,01–0,05 мм, есть слюды, углистые обломки. В верхней части разреза данной пачки – чистые глины, отмечаются только волосяные прослои присыпки алеврита.

Включений гидроокислов железа очень мало. Следов органики нет.

Во второй пачке преобладают алевриты глинистые светло-коричневые и светло-серые, с пятнами гидроокислов железа из-за чего приобретают желто-бурую окраску. Отложения характеризуются четкой горизонтальной слоистостью с мощностью слойков 2–3 мм, иногда до 5 мм, обусловленной переслаиванием светло-серых алевритов и коричневато-серых алевроглин. В прослоях алевроглин отмечается более тонкая слабовыраженная слоистость. В верхней части разреза появляются прослои шоколадных глин.

Алевриты пачки 3 светлокоричневые, есть прослои ожелезненные желто-бурого цвета и редкие слойки светло-серого голубоватого алеврита мощностью доли мм (до 1 мм). Все алевриты сильно карбонатные.

Глины пачки 4 характеризуются горизонтальной слоистостью, особенно четкой в верхней части разреза. В нижней части содержат прослои алевритов, выше – алевритистых глин мощностью до 1 см. На поверхности напластования отмечается мелкая рябь волнения. Содержатся мелкие растительные остатки, обычно нацело ожелезненные, отмечается много точечных включений гидроокислов железа. Есть включения сульфидов.

Алевриты пачки 5 глинистые, слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом. Характеризуются четкой слоистостью с мощностью слойков 0,5–1 мм, реже до 2 мм. Слоистость преимущественно горизонтальная, но есть и пологонаклонные косые серии. Есть прослои ожелезненные желто-бурого цвета. Отмечены мелкие растительные остатки, много точечных включений сульфидов, но их как и органических остатков несколько меньше, чем в отложениях нижележащей пачки 4. Глинистое вещество зеленовато- и коричневатое-серое без плеохроизма, двупреломление относительно низкое.

Верхняя пачка данной части разреза представлена эоловыми песками. Пески рыхлые желтого цвета, хорошо сортированные, без примеси грубопесчаных зерен и глинистого вещества. Состав почти чисто кварцевый. Зерна кварца преобладают хорошо окатанные с матовой поверхностью, характерной для эоловой обработки материала. В виде примеси отмечены полевые шпаты эпидот, углистые обломки. Есть глинистые прослои.

Вторая часть разреза Цаган-Аман, надстраивающая вышеописанный разрез:

	Мощность, см
1. Пески желтого цвета	15
2. Пески зеленовато-желтого цвета	20
3. Пески с прослоями глин	35
4. Пески, в верхней части содержат раковины, с пятнами гидроокислов Fe	60
5. Шоколадные глины с подчиненными прослоями алевритов	40
6. Переслаивание шоколадных глин, алевритов и песков	40
7. Шоколадные глины с присыпками алевритов	60

Общая мощность данной части разреза 270 см

Мощность всего разреза Цаган-Аман составляет 367 см.

Пески пачки 1 аналогичны пескам верхней пачки нижней части разреза и представляют собой эоловые отложения.

Пески пачки 2 имеют зеленовато-желтую окраску, включения гидроокислов железа, в верхней части – прослойки карбонатов.

Прослои глин пачки 3 имеют зеленовато-серую окраску, значительную примесь алевритовых частиц. Плохо сортированы, встречаются обломочные зерна размером до 0,2 мм, преобладают зерна фракции крупного алеврита 0,05–0,1 мм. Есть прослои и линзы алеврита (50–75% алевритовых частиц). Глинистое вещество основной массы зеленовато-серое, без плеохроизма.

ма, с относительно низким двупреломлением. Многие крупные алевритовые и песчаные зерна, преимущественно плохоокатанные, окружены глинистой каймой, состоящей из чешуек гидрослюд. Толщина таких каемок достигает 0,05 мм. В составе обломочных зерен преобладает кварц, существенно меньше полевых шпатов, есть сюды. Данные глинистые прослои существенно отличаются от шоколадных глин.

Пески пачки 4 желтого цвета мелко-тонкозернистые рыхлые и слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом. В составе преобладает кварц в виде хорошо окатанных зерен, существенно меньше полевых шпатов, есть карбонаты, темноцветных минералов очень мало.

Глины пачки 5 содержат только тонкие слойки алевритов с преобладанием обломочных зерен фракции 0.01–0.005 мм, мощность их составляет доли мм, до 1 мм. Собственно глинистые прослои очень чистые, почти без алевритовой примеси. Глинистая масса характеризуется высоким двупреломлением. есть агрегатное погасание. Органических остатков, включений сульфидов нет. Отмечен аутигенный глауконит.

Пачка 6 представлена довольно пестрым комплексом отложений: переслаивание глин, алевритов и песков. По всей пачке очень много пятен гидроокислов железа. Есть выделения гидроокислов железа по корням растений. Глины имеют значительную примесь алевритовых частиц. Глинистая масса имеет зеленовато-серую и коричневатую-серую окраску, низкое двупреломление. Все отложения содержат карбонат кальция. Пески рыхлые тонкозернистые хорошо сортированные содержат много раковин моллюсков. В верхней части разреза - глинисто-алеваитовые пески, комковатые, слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом, с многочисленными пятнами гидроокислов железа и большим количеством тонкостенных раковин.

Пачка 7 представлена горизонтальнослоистыми шоколадными глинами с подчиненными тонкими слойками алеврита.

Литолого-фациальное изучение раннехвалынских отложений разреза Цаган-Аман позволяет установить следующую последовательность осадконакопления в динамике трансгрессии: мелководный эстуарный залив → регрессия, формирование континентальных отложений, в том числе золотых песков → кратковременный эпизод существования открытого моря → регрессивная фаза, во время которой существовал ограниченный по размерам эстуарный залив → стадия открытого моря. При этом смена обстановки

осадконакопления происходила очень быстро, о чем свидетельствует незначительная мощность выделенных пачек.

Разрез Колобовка

Разрез Колобовка представлен типичными тонкослоистыми шоколадными глинами, в них выделяются три пачки, связанные между собой постепенными переходами, границы между ними условные. Снизу вверх по разрезу:

	Мощность, м
1. Глины шоколадные, плотные, содержащие только отдельные прослои и присыпки алеврита. Мощность чисто глинистых прослоев 8–30 см.	2,40
2. Переслаивание шоколадных глин и алевритов. Мощность глинистых прослоев 4–10 см, алевритовых – 2–3 см.	0,75
3. Переслаивание шоколадных глин и алевритов, при явном преобладании глинистых прослоев, имеющих мощность 10–15 см, алевритовых – несколько мм,	1,05
Общая мощность разреза 4,20 м	

Вся толща характеризуется горизонтальной слоистостью, которая обусловлена наличием прослоев, слойков и присыпок алевритового материала. Различие между выделенными пачками заключается в соотношении алевритовых и глинистых прослоев. Пачки 1 и 3 представляют собой чистые шоколадные глины с тонкими прослоями алевритов. Пачка 2 - ритмичное переслаивание алевритов и глин. Глины содержат примесь распыленного карбоната кальция. Алевритовые прослои более карбонатны. По всей толще отмечаются включения гидроокислов железа.

В основании пачки 1 глина имеет пятнистую окраску, преимущественно коричневая с пятнами зеленовато-серой (результат оглеения). Есть также пятна ожелезнения. Здесь же наблюдается скопление раковин морских моллюсков, много раковин с замкнутыми створками. Выше по разрезу раковин встречается очень мало.

В пачке 1 наблюдается переслаивание прослоев массивных глин (или с очень тонкой слабо выраженной слойчатостью) и прослоев, которые характеризуются очень четкой тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной различным содержанием алевритовых частиц. Отмечаются слойки и линзы алевритов толщиной в одно зерно. Слоистость подчеркивается параллельной ориентировкой слюды и других удлиненных обломочных частиц. Встречены единичные рако-

вины морских моллюсков, внутри пустые, не заполненные терригенным материалом, что свидетельствует об очень спокойном гидрологическом режиме бассейна осадконакопления.

Среди осадков пачки 1 есть один относительно мощный (около 2 см) прослой алеврита. Алеврит светлый желтовато-серый, рыхлый или слабо сцементированный глинисто-карбонатным цементом. Хорошо сортированный, преобладают зерна фракции 0,01–0,05 мм. Сложен на 95 % кварцевыми зернами. Кроме них отмечаются слюды, роговая обманка, рудные, эпидот. Отмечаются редкие точечные включения грейгита. В алевритах присутствуют прослои мощностью около 1 см тонкогоризонтальнослоистых глин.

Глинистое вещество в основной части образцов имеет высокое двупреломление, ясный плеохроизм и часто отмечается агрегатное погасание, что свидетельствует об очень спокойном гидрологическом режиме бассейна, в котором происходило спокойное осаждение глинистых частиц параллельно напластованию. Обломочные зерна имеют размер в глинистых слоях меньше 0,005 мм. Представлены они главным образом кварцем в виде неокатанных зерен. В алевритовых слоях преобладают обломочные зерна фракций 0,01–0,05 мм и меньше 0,01 мм. Кроме кварца в виде единичных зерен присутствует полевые шпаты, глауконит, обломки карбонатов, слюды, в виде единичных зерен - роговая обманка, циркон, рудные, углистые зерна.

В отложениях данной пачки очень мало органического вещества, причем несколько его больше в нижней части разреза. Алевритовые слои содержат относительно больше точечных включений органического вещества, обычно с поверхности ожелезненных. При изучении шлифов намечается определенная закономерность между содержанием органического вещества и двупреломлением основной глинистой массы. Больше органического вещества – более низкое двупреломление и нет агрегатного погасания.

На отдельных интервалах отмечены включения грейгита (или мельниковита) в виде сажистых примазок и слабосцементированных конкреционных стяжений размером до 1,5 мм. Они располагаются преимущественно по плоскостям напластования.

В ряде случаев в чисто глинистых прослоях без выраженной слоистости при изучении шлифов при скрещенных николях наблюдаются расположенные согласно слоистости тонкие линзочки и слои (толщиной примерно 0,01 мм), в которых отдельные глинистые чешуйки не различаются, в них очень высокое двупреломление

и гаснут они как один кристалл. Это диагенетические преобразования, в результате которых глина потеряла первичную пелитоморфную структуру.

Встречаются колломорфные выделения гидроокислов железа.

В прослоях, характеризующихся преслаиванием алевритов и глин, встречаются ходы илоедов, заполненные алевритовым материалом.

Пачка 2 характеризуется наличием более частых и более мощных прослоев алеврита. В нижней части пачки мощность глинистых слоев составляет 4–8 см, в средней 8–10 см, в верхней 4–5 см. В целом, это более мелководные отложения. Однако наличие в чисто глинистых слоях параллельного расположения глинистых чешуек, в результате чего в глинистой массе наблюдается агрегатное погасание, что свидетельствует об очень спокойном гидрологическом режиме. Хотя таких прослоев в данной пачке существенно меньше, чем в глинах пачек 2 и 3.

Отложения пачки 3 в целом аналогичны отложениям пачки 1. Преобладают чистые шоколадные глины практически без примеси алевритового материала. Глинистое вещество имеет тонкопелитовую структуру, ясный плеохроизм в коричневых тонах, относительно высокое двупреломление и агрегатное погасание. В некоторых шлифах отмечено диагенетическое преобразование глинистого вещества с потерей первичной пелитоморфной структуры. Глинистые чешуйки теряют свои первичные очертания и сливаются в один агрегат, который характеризуется более высоким двупреломлением. Причем эти агрегаты имеют вид тонких линзочек и слоев, расположенных параллельной слоистости. Мощность этих слоев 0,01–0,05 мм. Данное преобразование видно более четко, чем в пачке 1. Однако в основной части изученных шлифов не наблюдается диагенетическое преобразование глинистого вещества.

Алевритовые слои сложены частицами главным образом фракции 0,01–0,05 мм, составляющими около 50–70 % осадка. Они слабо сцементированы карбонатно-глинистым цементом. Обломочные зерна представлены преимущественно кварцем, существенно меньше слюд, полевых шпатов, обломков карбонатов, зерен глауконита. Есть редкие мелкие растительные остатки. Глинистое вещество в этих прослоях имеет более низкое двупреломление, чем в глинистых слоях, нет агрегатного погасания.

В верхней части данной пачки отмечены выделения гипса.

Изучение отложений данного разреза показывает, что они накапливались в достаточно глубоководной обстановке, куда не заносились даже алевритовой размерности частицы. Для осадков характерна очень тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая параллельной ориентировкой слюды и других удлиненных частиц. Об очень спокойных гидродинамических условиях говорит наличие пустых (незаполненных терригенным веществом) раковин, параллельное расположение глинистых чешуек. Седиментация осуществлялась путем медленного осаждения пелитового материала.

Отдельные прослои алевритов возможно образовались в периоды штормовых волнений.

По всему разрезу отмечаются выделения хемогенного карбоната кальция, органических остатков очень мало и они нацело замещены гидроокислами железа.

Разрез Средняя Ахтуба

Данный разрез имеет сложное строение. В нем выделено 13 пачек. Снизу вверх по разрезу:

	Мощность, см
1. Алевриты, слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом	12
2. Глины светло-коричневые плотные тонкослоистые	15
3. Переслаивание шоколадных глин и алевритов	8
4. Алевриты с прослоями глин	4
5. Переслаивание алевритов и глин с преобладанием глин	15
6. Алевриты с тонкими прослоями глин	6
7. Ритмичное переслаивание алевритов и глин	52
8. Глины, присутствуют только присыпки алевритов	12
9. Глины с прослоями алевритов	63
10. Глины массивные. алевриты только в виде волосяных прослоев	40
11. Глины с тонкой горизонтальной слоистостью	16
12. Алевриты с фауной	11
13. Глины тонкослоистые	22

Общая мощность разреза составляет 276 см

Осадки пачки 1 существенно отличаются от вышележащих отложений. Это относительно плохо сортированные алевритистые глины. Глинистая основная масса имеет зеленовато-серую окраску. В обломочной фракции (преобладают зерна размером 0,01-0,05 мм, но есть и до 0,2 мм) содержится в основном, кварц, присутствуют обломки карбонатов, глауконит, слюды, полевые

шпаты, эпидот, сфен, рутил, роговая обманка. Много мелких включений органики, почти нацело ожелезненных. Есть выделения гипса.

Глина пачки 2 слабоизвестковистая. Тонкая горизонтальная слоистость обусловлена волосяными слойками и присыпками алеврита. Основная масса глин алевритовых частиц практически не содержит. Встречена раковина с замкнутыми створками, заполненная глиной.

Глина пачки 3 характеризуется очень тонкой четкой горизонтальной слоистостью. Переслаивание слойков чистой глины коричневого цвета и светло-коричневого алеврита. Мощность слойков глин до 5 см, алевритов – до 2–3 мм, но преобладают слойки мощностью около 1 мм. Слоистость очень четкая, обе границы слойков резкие, иногда слоистость нарушена ходами илюдов, заполненными алевритом. Алевритовые слойки часто пропитаны гидроокислами железа, причем наиболее сильно - на границе с глинистыми слойками. Алевритовые слойки сильно карбонатны. Глинистые слойки содержат карбоната кальция существенно меньше. Глинистые слойки алевритовых зерен практически не содержат, есть волосяные слойки, толщиной буквально в 1–2 зерна, сложенные практически исключительно кварцем. Структура основной массы пелитоморфная. Основная глинистая масса плеохроирует в коричневых тонах. Двупреломление высокое.

Алевриты пачки 4 рыхлые и слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом. Сильно карбонатные. Преобладают обломочные зерна фракции 0,01–0,05 мм, окатанные. Представлены преимущественно кварцем. довольно много карбонатов, встречаются также глауконит, слюды, эпидот, рудные. Глинистые прослои в алевритах характеризуются четкой горизонтальной слоистостью, с мощностью слойков доли мм, до 1 мм – переслаивание чистых глин и алевритов, аналогичное пачке 3.

Пачка 5 характеризуется четкой горизонтальной слоистостью с мощностью слойков до 5 мм. Внутри глинистых прослоев отмечается более тонкая слоистость. Много включений, пятен, гидроокислов железа по плоскостям напластования, по алевритовым слойкам. Иногда ожелезнение алевритовых слойков выявляет слоистость.

Глинистые слойки почти безкарбонатны, алевритовые содержат карбонат кальция. Есть точечные включения растительной органики, окисленные гидроокислами железа.

В глинах хлопьевидные выделения гидроокислов железа образуют сложные узоры, создающие впечатление сложных мелких складок.

Алеврит пачки 6 коричневато-серый, рыхлый или слабосцементированный карбонатно-глинистым цементом. Слоистость обусловлена наличием глинистых прослоев. Преобладают обломочные зерна фракций 0,01–0,05 мм, несколько меньше 0,05–0,1 мм. Преобладают окатанные зерна. Представлены, главным образом, кварцем. Присутствуют карбонаты, слюды, полевые шпаты, глауконит (окатанные зерна с поверхности ожелезнены), эпидот, роговая обманка, эпидот, углистые зерна, рудные. Много пятен гидроокислов железа.

Пачка 7 характеризуется примерно равной мощностью прослоев алевритов и глин – около 2 см, лишь в верхней части пачки происходит возрастание мощности глинистых прослоев до 4–5 см. Наблюдается слоистость нескольких порядков. Основу составляет переслаивание прослоев чистых глин и прослоев алевритов с тонкой четкой слоистостью (мощность слоев до 1 мм, чередуются алевриты и алевроглины). Алевриты часто ожелезнены, тонкие волосяные слойки – нацело, а более мощные прослои – только в основании, на границе с глинистыми слойками. На поверхности напластования глинистых слойков иногда отмечаются следы ряби. В глинах встречаются следы ходов илоедов, заполненные песчано-алевроитовым материалом.

Встречаются мелкие (до 0,5 см) текстуры, нарушающая слоистость и представляющие собой, очевидно, трещинки усыхания.

Встречаются мелкие растительные остатки, преимущественно в алевритовых слойках. Есть следы растительных остатков, окруженные гидроокислами железа, образующими концентрически-зональные узоры. Основная масса имеет алевропелитовую и пелитовую структуру. В чисто глинистых прослоях иногда отмечается агрегатное погасание глинистой массы, что свидетельствует о параллельной ориентировки глинистых чешуек в результате очень спокойной седиментации. В алевритовых и алевроглинистых слойках глинистые чешуйки расположены беспорядочно.

Глины с подчиненными прослоями алевритов пачек 8 и 9 в целом аналогичные описанным выше. На плоскостях напластования отмечаются знаки ряби. В алевритовых слойках встречаются растительные остатки, часто нацело замещенные гидроокислами железа. В глинистых прослоях (обычно около контакта с алевритами) встречаются ходы илоедов, заполненные ожелезненным песчано-алевроитовым материалом. Есть следы корней растений, также окруженные гидроокислами железа.

Пачка 10 представлена глинами с очень тонкими волосяными слойками алевритов; более мощные слойки алевритов встречаются только в нижней части пачки. В основной части разреза глины практически массивные неслоистые. Иногда отмечается слоистость и чисто глинистых прослоях: переслаивание карбонатных глин и глин практически бескарбонатных. Эта слоистость часто проявляется только при взаимодействии с HCl. Иногда глины несколько различаются по цвету: карбонатные более светлые. В пачке 11 мощность глинистых прослоев 3–5 см, алевритовых – около 0,5 см.

Алевриты пачки 12 зеленовато-серые слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом. Содержат раковины морских моллюсков. В кровле пачки – линза ракушняка. Алеврит участками пропитан гидроокислами железа.

От кровли пачки идет клин на глубину 0,5 м – трещина усыхания, что свидетельствует о регрессии бассейна, однако, оценить ее масштабы не представляется возможным.

В пачке 13 опять отмечается переслаивание алевритов и глин. В основании пачки прослои алеврита преобладают, имеют мощность до 4-5 см, выше наблюдается четкая ритмичная слоистость с мощностью прослоев около 0,5 см, есть глинистые прослои до 4–5 см. Алевриты сильно карбонатны. В глинистых прослоях наблюдается более тонкая слоистость – чередование карбонатных и бескарбонатных глин с мощностью слойков 0,5–3 мм.

Отложения данного разреза отражают сложную динамику развития раннехвалынского бассейна. В целом, отложения более мелководные, чем в приведенном выше разрезе Колобовка. Происходит частая быстрая и резкая смена обстановок осадконакопления.

Отложения пачки 1 имеют ательский возраст; образованы трансгрессирующим раннехвалынским бассейном.

Отложения основной части разреза (пачки 2–10) накапливались в условиях в целом постепенно углубляющегося бассейна, т. е. в трансгрессивную фазу. Нижняя часть разреза (пачки 2–7 отражают сложное пульсирующее развитие этой трансгрессии). Глины пачки 2, по видимому, достаточно глубоководные. Отложения пачек 3 и 4 отражают обмеление бассейна, затем сменившееся трансгрессией. Пачки 5 и 6 – следующая регрессивная фаза. Отложения пачек 8, 9, 10 – основная фаза трансгрессии, наиболее глубоководными являются глины пачки 10.

В период накопления отложений пачек 11 и 12 произошло обмеление бассейна. После накоп-

ления алевритов пачки 12 – регрессивная фаза бассейна. Затем опять произошла морская трансгрессия, во время которой накапливались тонкослоистые глины пачки 13.

Таким образом, в данном разрезе отражены две крупные стадии развития раннехвалынской трансгрессии, ранняя из которых имела сложную динамику.

Обилие в отложениях хемогенного распыленного карбоната и отсутствие вторичных изменений терригенного пелитоморфного глинистого вещества свидетельствует о том, что седиментация шла в условиях сухого климата.

Глинистые минералы

Глинистое вещество основной массы описываемых отложений имеет пелитоморфную, в алевритовых прослоях – алевропелитовую структуру, представляет собой тонко-чешуйчатый спутанноволокнистый агрегат, сложенный в значительной своей части слюдястыми минералами с распыленным карбонатом. Реже отмечаются колломорфные структуры глинистой массы.

В чисто глинистых прослоях (в шоколадных глинах) обычно отмечается плеохроизм основной глинистой массы от светло- до ярко-коричневого. Двупреломление глинистой массы относительно высокое. В некоторых чисто глинистых слоях глинистые чешуйки ориентированы строго или почти в параллельных плоскостях согласно слоистости, в этих случаях крупные блоки глинистой массы гаснут одновременно, в них усиливается также и двупреломление. Часто макроскопически однородные глины при просмотре шлифов с анализатором обнаруживают полосчатость, тонкие слои глинистого вещества различно погасают при повороте столика микроскопа.

Алеритовых и алевроглинистых прослоях глинистая масса имеет алевропелитовую структуру, нет заметного плеохроизма, отмечается более низкое двупреломление, иногда кажется почти изотропной.

Диagenетическими процессами глинистое вещество в основной части изученных образцов практически не изменено, сохраняется первичная пелитоморфная структура.

Изучение рентгенодифрактограмм глинистых минералов позволило установить сугубо полимиктовый состав хвалынских отложений, в который входят гидрослюда или слюдястый минерал, смектит, хлорит, каолинит, отмечается примесь бертьерина. Кроме того, на рентгенограммах постоянно отмечаются присутствие терригенного кварца, полевых шпатов иногда амфиболов.

Смектиты обнаруживаются во всех исследованных образцах, они тонко дисперсны, плохо раскристаллизованы, разбухают неоднородно.

Минералы группы диоктаэдрических слюд представлены различающимися по содержанию разбухающих слоев разновидностями: Fe-иллит (не содержащий разбухающих слоев) характеризуется на дифрактограмме интенсивным первым базальным отражением с $d=10,02 \text{ \AA}$ в природном состоянии, не меняющим своего положения при насыщении препарата глицерином. Появление в структуре минерала разбухающих слоев приводит к смещению первого пика в насыщенном препарате в область больших углов с $d=9,93-9,98 \text{ \AA}$ (около 5 % разбухающего компонента).

Хлориты встречены как устойчивые к термической обработке, так и неустойчивые, которые характеризуются резким снижением интенсивности первого пика после прокаливания препарата, а также части сжатием межплоскостного расстояния до $d=13,7 \text{ \AA}$ и меньше. Такое поведение минерала свидетельствует о наличии в его структуре дефекта бруситовых сеток.

По минеральному составу глин изученные разрезы существенно различаются.

В разрезе Цаган-Аман основную минеральную фазу глин составляют слюдястый минерал и каолинит. Смектита содержится существенно меньше (за исключением одного образца, где его содержание повышено). Смектит очень тонкодисперстный, разбухает неоднородно. Хлорита очень мало. Слюдястый минерал не смешанно-слоистый, явно терригенного происхождения.

В разрезе Колобовка отмечается смена минерального состава глинистой фракции, при общей однородности разреза. Во всем разрезе основную минеральную фазу составляют слюдястый минерал, в переменном количестве содержатся смектит, каолинит и хлорит. В нижней части разреза глинистая фракция представлена слюдястым минералом, хлоритом, смектитом и каолинитом. В верхней части разреза: слюдястым минералом, смектитом и каолинитом, хлорита очень мало.

В разрезе Средняя Ахтуба основную минеральную фазу глинистой фракции составляют во всех образцах гидрослюда и хлорит, меньше содержится смектита. Во всех образцах присутствует небольшая примесь бертьерина. Гидрослюда содержит около 5% разбухающих межслоев, т. к. после насыщения глицерином рефлекс составляет $9,93 \text{ \AA}$. По разрезу отмечаются различия по относительному содержанию этих глинистых минералов. Выделяются два цикла, в каждом из

которых снизу вверх по разрезу увеличивается относительное содержание смектита и уменьшается количество гидрослюда. Наибольшее количество смектита отмечается в двух образцах, один из которых алеврит, а второй – тонкая хорошо сортированная глина. Таким образом связи между фаціальным составом осадков и содержанием смектита не выявляется.

Таким образом, в нижнехвалынских отложениях выделяются две основные ассоциации глинистых минералов. Первая характерна для разреза Цаган-Аман, она представлена слюдястым минералом и каолинитом, меньше содержится тонкодисперстного смектита, хлорит присутствует в очень незначительном количестве или его нет. Во второй ассоциации, характерной для разреза Средняя Ахтуба основную минеральную фазу составляют гидрослюда и хлорит, в меньшем количестве содержится смектит, в виде небольшой примеси присутствует бертьерин. Глины разреза Колобовка занимают как бы промежуточное положение, поскольку в них есть и хлорит и каолинит, но ближе они к глинам разреза Цаган-Аман.

Выявленные различия в составе глинистых минералов определяются, вероятно, сменой источников сноса.

Аутигенное минералообразование

Во всей толще постоянно в значительном количестве присутствует распыленный карбонат кальция. Общая карбонатность раннехвалынских отложений достигает 12,6 %, при этом алевритовые разности более карбонатны, чем глинистые, что, вероятно, объясняется отжиманием иловых вод, насыщенных карбонатом кальция, в более грубозернистые прослои. В глинах иногда отмечается тонкая слоистость, обусловленная чередованием прослоев, насыщенных распыленным карбонатом кальция и почти безкарбонатных, при этом гранулометрически слои могут не различаться. Возможно, объясняется климатическим фактором. Присутствие в разрезе бескарбонатных прослоев, говорит о том, что минерализация иловых вод периодически не достигала нужной для садки карбоната кальция концентрации и он удерживался в растворе. Вероятно, это результат понижения температуры. Известно, что чем ниже температура, тем выше растворимость карбоната кальция. Следовательно, бескарбонатные слои формировались в более холодных условиях. Можно предположить, что климат характеризовался частыми резкими сменами температур, возможно сезонными.

Глинистое вещество диагенетическими процессами в основной части изученных образцов практически не изменено, сохраняется первичная пелитоморфная структура. В то же время, в осадках разреза Колобовка (в наиболее глинистый пачках 1 и 3) иногда в отдельных прослоях отмечаются начальные стадии диагенетического преобразования глин, наблюдаются слои и линзы с колломорфной структурой.

Очевидно, малое количество растительной органики в иле с одной стороны обеспечивало низкое содержание здесь углекислого газа и тем самым благоприятствовало садке карбоната кальция, а с другой - тормозило процесс переработки глинистого вещества.

Хвалынские отложения в целом характеризуются высоким содержанием железа, при этом максимальное содержание железа (до 6,48 %) отмечается в глинистых разностях фации открытого морского бассейна. Наличие в осадках первоначально гидроокислов железа, свидетельствует о том, что в бассейне существовала окислительная обстановка.

Большая часть гидроокислов железа находится в виде аутигенных выделений, связанных с процессами диагенеза и гипергенеза. К выделениям гидроокислов железа, происшедшим явно в условиях гипергенеза можно отнести ожелезнение по трещинам, по корням растений, ожелезнение по плоскостям напластования и по алевритовым прослоям. К диагенетическим выделениям гидроокислов железа можно отнести отмечающиеся в шлифах хлопьевидные сгустки, образование которых связано с осаждением из очень насыщенного раствора.

Изучение шлифов показало, что характерный шоколадный цвет основной массы глин, не затронутых гипергенезом, обусловлен не минералами свободной окиси железа, а тонкодисперсным веществом глин. Гидроокислы железа не образуют заметных скоплений даже при самых больших увеличениях. С.К.Арбузова, изучавшая формы нахождения железа в данных отложениях, делает вывод, что наличие высоких содержаний железа связано не с окислами и гидроокислами железа, как это обычно считается, а объясняется его присутствием в составе тонкодисперсных минералов (главным образом гидрослюда и монтмориллонита).

Иногда в осадках отмечаются мелкие включения аморфных сульфидов железа (мельниковит или грейгит). Вероятно, они образовались по растительным остаткам, где локально возникла восстановительная обстановка.

На отдельных интервалах отмечаются включения гипса, как в виде единичных кристаллов, так и в виде радиально-лучистых агрегатов. Иногда отмечаются новообразования окислов марганца. Они образуют тонкие черные пленки (налеты), на поверхности напластования.

В породах, богатых хемогенным карбонатом кальция, происхождение которого связано или с седиментацией осадка или с самыми первыми стадиями его преобразования, глинистое вещество почти совершенно не изменено. Очевидно, малое количество растительной органики в иле с одной стороны обеспечивало низкое содержание здесь углекислого газа и тем самым благоприятствовало садке карбоната кальция, а с другой -

тормозило процесс переработки глинистого вещества (Ренгартен, Константинова, 1965).

Проведенное изучение вещественного состава раннехвалынских отложений позволило прийти к следующим выводам.

1. Начало раннехвалынской трансгрессии приходится на аридные обстановки с соответствующим усилением процессов испарения. Это очень важное обстоятельство, которое осложняет дальнейшее использование существующей климатической гипотезы при разработке возможных изменений уровня Каспия.

2. В период раннехвалынской трансгрессии произошло изменение источников сноса терригенного глинистого материала.

Литература

- Арбузова С.К.* О формах существования железа в четвертичных глинах Нижнего Поволжья. Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1977, № 7, с. 170–171.
- Арбузова С.К.* Минералогические особенности хвалынских глин в бассейне Нижней Волги. Бюл. комис. по изуч. четвертичного периода. 1970, № 37, с. 41–46.
- Бадюкова Е.Н.* Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2000. Т. 75, вып. 5. С. 25–31
- Брицина М.П.* Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Тр. ИГ АН СССР, 1954. Т.62. с. 42–49.
- Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР, 1962, Вып. 64, 269 с.
- Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А. и др.* Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., 1956, т. 13.
- Ренгартен Н.В., Константинова Н.А.* Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Свиточ А.А.* Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М., Наука, 1991, с.5–100.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978, 165 с.

МОЩНОСТЬ ЛЬДА РАННИХ СТАДИЙ ОТСТУПАНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ РАННИХ МЕЖСТАДИАЛОВ В ЛАТВИИ

И. Вейнбергс, А. Саввантов, В. Стелле, А. Цериня

Среди восстанавливаемых характеристик ледниковой среды важное значение имеет реконструкция величин мощности льда отступающего ледникового покрова. Рассматриваемый и принимаемый способ определения мощности отступающего ледника предлагает для этих целей применять гипсометрическое расположение вершинных поверхностей, именуемых в литературе платообразными озерно-ледниковыми возвышениями или звонцами. Генетические представления о строении звонцев и их внутриледниковом происхождении излагались И. Данилансом [1965], В. Куршс [1967] и В. Куршс, А. Стинкуле [1969]. Лимногляциальные отложения звонцов образовались во внутриледниковых водоемах. Платообразная вершинная поверхность лимногляциальных отложений звонцов, а также вершинная пологовыпуклая поверхность лимногляциальных отложений валов, очевидно, были относительно близки к поверхности льда. Можно предполагать, что вершинные поверхности как звонцов, так и валов являлись дном существовавших на их месте внутриледниковых водоемов, в которых очень быстро накапливались лимногляциальные осадки. Дно этих бассейнов располагалось примерно на 20–25 м ниже поверхности окружающего льда.

Звонцы – это своеобразные внутриледниковые платообразные формы рельефа. Основными характерными признаками для них являются: 1) относительно плоская верхняя поверхность и 2) достаточно мощная толща лимногляциальных отложений, залегающая преимущественно на моренном приподнятом цоколе. В восточной части фенноскандинавской области распространения ледникового покрова последнего оледенения звонцы были детально охарактеризованы Д. Малаховским и М. Вигдорчиком [1963].

В Латвии подобные образования были известны ранее и, не имея специального особого названия, рассматривались, как возвышающиеся платообразные формы ледникового рельефа. Они были описаны И. Сарканбиксе при разведке Ве-

явского месторождения глин и Я. Селицкой в пределах Центрально-Видземской возвышенности, а также К. Берзиньшем при разведке Тумужского месторождений глин в пределах Латгальской возвышенности [Ансберг, Ринкс, Селицкая, 1955]. Последующими исследованиями было установлено, что возвышающиеся платообразные формы, перекрытые с поверхности озерно-ледниковыми отложениями широко распространены в пределах Видземской [Даниланс, 1965; Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Aboltinš, 1998; Markots, Aboltinš, 1999; Markots, 2000], Латгальской [Мейронс, 1975] и Алуксненской возвышенностей [Ванага, 1970]. Характеристика этих своеобразных форм на отдельных возвышенностях была изложена при геоморфологическом обзоре Латвии Я. Страуме [1979, 1984].

Первые и основополагающие морфогенетические исследования таких форм рельефа были выполнены И. Вейнбергсом в северной части Латгальской возвышенности в 1959 г. Позже была выдвинута принципиальная трактовка генезиса этих образований [Вейнбергс, Крукле, 1965]. Возникновение моренного цоколя у платообразных форм было объяснено за счет выдавливания снизу донного моренного материала в возникшие в толще льда трещины, оставшийся объем которых сверху был заполнен озерно-ледниковыми осадками. В трещины снизу могли выдавливаться и более древние отложения ледникового ложа.

Широкое распространение перечисленных внутриледниковых форм создает реальные предпосылки для ориентировочной оценки мощности ледникового покрова, для периода времени, когда на возвышенностях происходило образование лимногляциальных внутриледниковых образований, слагающих вершины платообразных возвышений. В это время при исчезновении последнего ледникового покрова [Аболтиньш, Вейнбергс, Стелле, Эберхардс, 1972; Аболтиньш, Вейнбергс, Эберхардс, 1974], сначала стали высвобождаться от сплошного ледникового покрова возвышенности в центральной и восточной

Латвии. В первый этап общее направление движения ледникового покрова предположительно выдерживалось преимущественно с СЗ на ЮВ. Позднее, во второй этап, произошла значительная престройка в направлениях движения льда [Savvaitovs, Veinbergs, 1996; Veinbergs, Savvaitov, Stelle et al., 1996; Savvaitov, Veinbergs, 1998].

Ключевым районом для восстановления возможных альтитуд поверхности отступавшего ледника на территории Латвии в докалдебрунские этапы дегляциации следует рассматривать Центрально-Видземскую возвышенность. С одной стороны, Центрально-Видземская возвышенность отличается значительным распространением платообразных форм с лимногляциальной покрывкой и, с другой стороны, что особенно важно, – в ее пределах располагается наиболее высокая для Латвии поверхность лимногляциальных глин на звонце Гайзинькалнс (плюс 311, 8 м). Изучением строения Гайзинькалнс в различные годы занимались Я. Майоре (Селицкая), К. Лука, В. Куршс, В. Стелле. Особенности строения этого платообразного ледникового возвышения рассмотрены И. Даниланс [1965, 1972], О. Аболтиньш [1975] и В. Зелчс [1980].

Исходя из высотного положения вершины звонца Гайзинькалнс и отмеченных выше возможных превышений ледниковых берегов вокруг внутрiledниковых палеобассейнов относительно их дна, можно предположить альтитуду поверхности ледникового покрова для этого времени, как около плюс 340 м. Вероятно, Гайзинькалнс – наиболее раннее, зафиксированное в морфогенезе, проявление дегляциации последнего ледникового покрова в Латвии [Zelčs 1980].

Схемы мощности льда для разных этапов последнего ледникового покрова в Латвии приведены на рис. 1.

Региональная реконструкция мощности льда для ледникового покрова в более раннее время может быть выполнена с использованием непосредственно гипсометрического положения субчетвертичной поверхности только на низменностях. На превалирующих площадях низменностей субчетвертичная поверхность в это время служила непосредственным ложем ледникового покрова. Мощность льда была неодинакова в различных районах Латвии. Беря за основу схемы рельефа субчетвертичной поверхности Латвии [Мейронс, Страуме, Юшкевичс, 1974], Рижского залива [Juskevics, Stiebriņš, Talpas, 1997] и экономической зоны Балтийского моря [Savvaitov, Veinbergs, Goldfarb, 1997, 1999] и учитывая предполагаемую альтитуду поверхности ледникового покрова, величины мощности

льда для более раннего времени отступления последнего ледникового покрова соответственно могут быть оценены следующим образом. В зоне Балтийского моря в пределах Готландской впадины мощность льда составляла – от 500 м до 610 м и в пределах Латвийского подводного плато – от 410 м до 340 м. На территории собственно Латвии мощность льда составляла для Привентской низменности – от 320 м до 300 м, Южно-Курземской равнины – от 260 м до 280 м, Земгальской низменности – от 310 м до 360 м, Средне-Латвийской равнины – от 260 м до 320 м, Северной Видземе – от 270 м до 340 м, Восточно-Латвийской равнины – от 240 м до 270 м. На площади Рижского Залива мощность ледникового покрова составляла от 340 до 460 м.

На возвышенностях реконструкция мощности покрова льда для рассматриваемого периода, по сравнению с низменностями, более затруднительна. Связано это с тем, что в строении остова возвышенностей принимают участие и более древние плейстоценовые ледниковые отложения. Отделение более древних плейстоценовых ледниковых отложений от отложений последнего ледникового покрова зачастую может быть осуществлено достаточно условно. Применение для оценки мощности льда, имеющихся по отдельным возвышенностям построений структуры четвертичного покрова [Аболтиньш, 1975; Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Мейронс, 1975] показывает, что, по сравнению с низменностями, мощность льда на возвышенностях имела более дифференцированный характер и в центральных зонах возвышенностей отличалась в целом значительно меньшими величинами.

На Центрально-Видземской возвышенности, согласно гипсометрическому положению предшествующего рельефа [Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975], мощность льда, повидимому, изменялась от 150–180 м до 250 м. Минимальные и относительно близкие к ним мощности льда были приурочены к центральной зоне возвышенности, а максимальные и близкие к ним мощности – к периферийной зоне.

В пределах Латгальской возвышенности, исходя из особенностей предшествующего подледникового рельефа [Мейронс, 1975] и установленной альтитуды поверхности ледяного покрова, мощность льда в это время, повидимому, изменялась соответственно от 175 до 240 м. Минимальные мощности льда были во внутренних районах Латгальской возвышенности.

Согласно данным О. Аболтиньш [1975] по разрезу Алуксненской возвышенности (меридиональный профиль через Корнети), ложе лед-

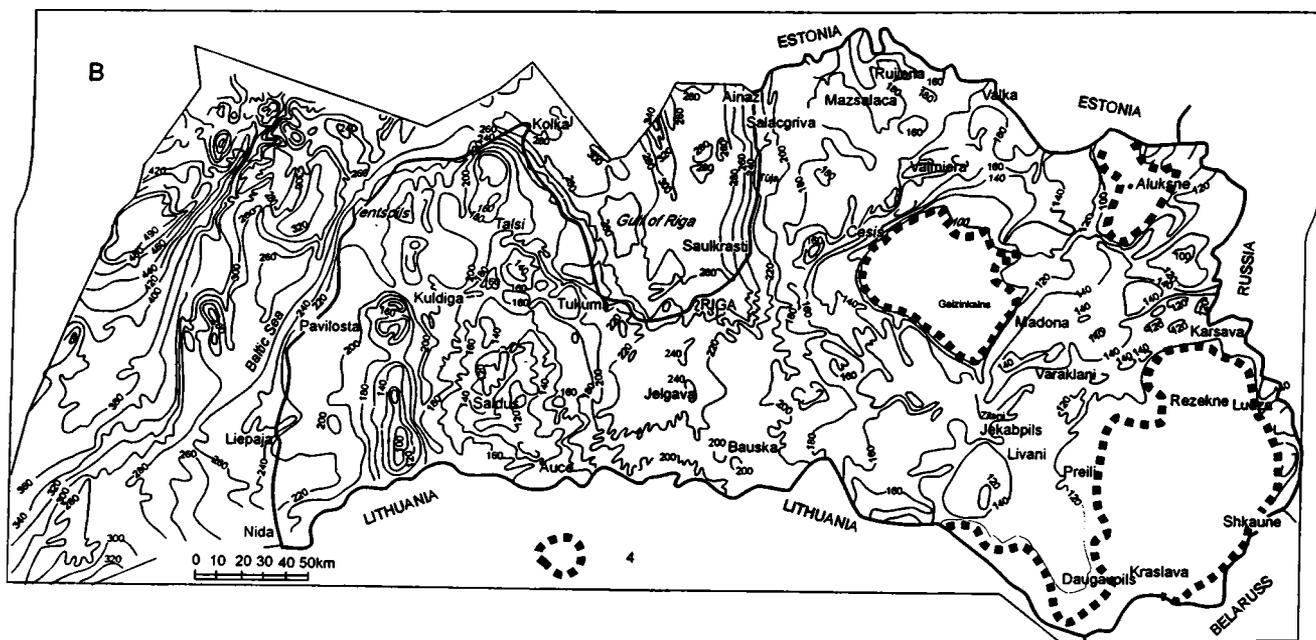
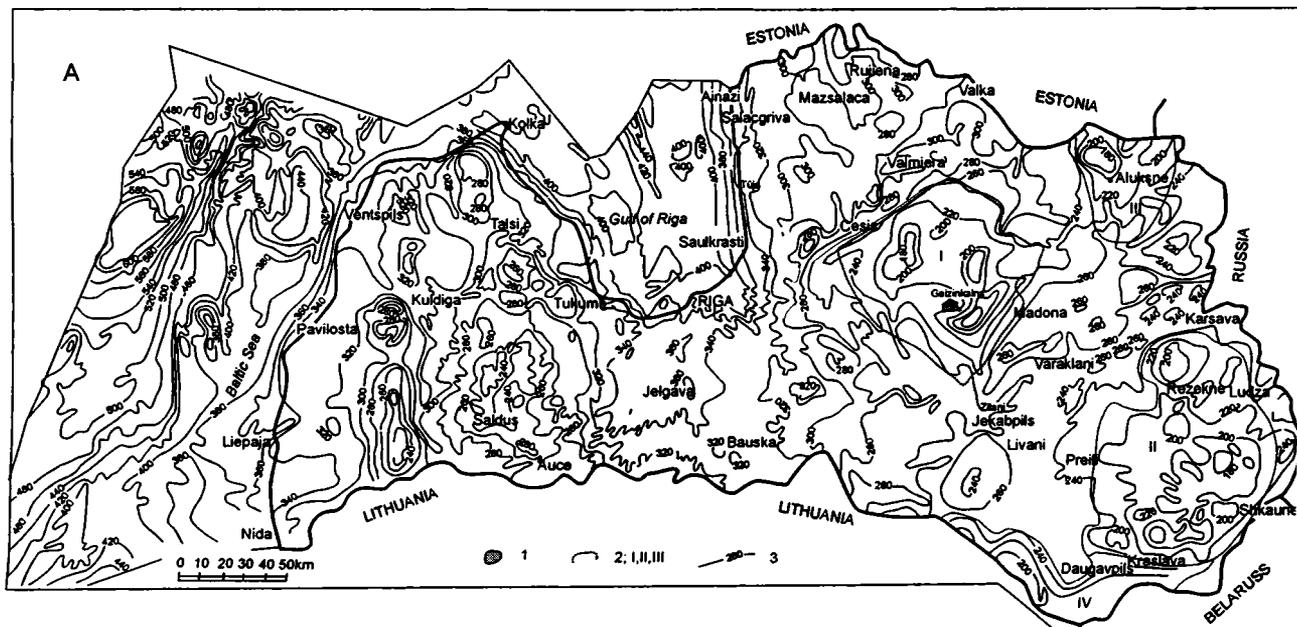


Рис. 1. Мощностъ ледникового покрова.

A – наиболее ранний (гайзинькалнский) этап дегляциации в докалдебруньское время (альтитуда поверхности льда 340 м), B – калдабруньская стадия (альтитуда поверхности льда 220 м), C – вайнодско-гулбенская стадия (альтитуда поверхности льда 130 м).

1 – проявление наиболее раннего морфогенеза (Гайзинькалнс); 2 – контуры восточных возвышенностей: Центральнo-Видземская, Латгальская, Алуksненская, Аугшземская; 3 – изолинии мощности льда (м); 4 – площади, не покрывавшиеся активным ледниковым покровом. В том числе также в западной Латвии: 5 – Вайнодское поднятие, 6 – Шкедско-Лиелауцкая полоса, 7 – наиболее возвышенные участки Курмалского холмистого массива, 8 – наиболее возвышенные участки Аклайсциемского холмистого массива, 9 – Зантский участок.

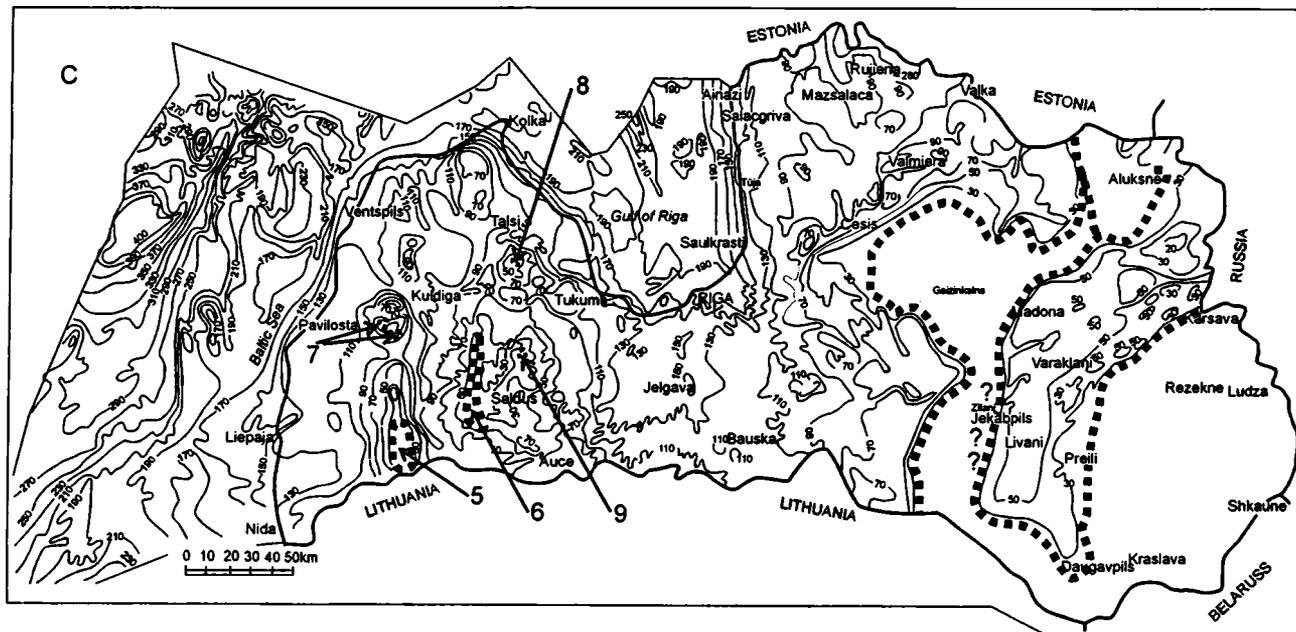


Рис. 1. (Окончание)

ника последнего ледникового покрова в пределах Алуксненской возвышенности располагалась на абсолютных отметках от плюс 120 м до плюс 150 м, а в северной части Алуксненской возвышенности, исходя из абсолютных отметок субчетвертичной поверхности [Мейронс, Страуме, Юшкевич, 1974], ложе ледника гипсометрически располагалось не ниже плюс 170 м. Эти показатели позволяют считать, что мощность льда ледникового покрова для рассматриваемого этапа дегляциации на территории Алуксненской возвышенности изменялась от 240 м до 170–180 м.

В пределах Восточно-Курземской возвышенности мощность льда для этого времени оценивается от 280–300 м до 240–260 м и на Северо-Курземской возвышенности от 300–320 м до 280–260 м. Относительно близкие мощности льда имели место и в пределах Западно-Курземской возвышенности, где они изменялись от 320–300 м до 200–220 м.

Изложенные представления о мощности ледникового покрова (рис. 1. А) основаны на гипсометрическом расположении лимногляциальных отложений на платообразном возвышении Гайзинькалнс и отражают мощность ледникового покрова для Гайзинькалнского этапа дегляциации в Докалдабруньское время. Однако, следует иметь в виду, что на Центрально-Видземской возвышенности, и в других районах (Эрглинском, Скуенском, Лаутерском, Друстском, Южном, Пиебалгском), платообразные возвышения поверхности лимногляциальных отложений располагаются гипсометрически значительно ниже

и на различных уровнях [Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975; Страуме, 1979; Markots, Abolitiņš, 1999].

Вершинные поверхности платообразных образований на Латгальской возвышенности [Вейнбергс, Крукле, 1965; Мейронс, 1975; Страуме, 1979] и на Алуксненской возвышенности [Страуме, 1979] располагаются также на различных гипсометрических уровнях.

Сопоставление уровней поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и соответственно предполагаемых уровней поверхности льда, как в пределах отдельных возвышенностей, так и между ними, представлены в сводной таблице 1. Эти данные могут указывать, что образование лимногляциальных покрывок платообразных возвышений, как и самих в целом платообразных возвышений, происходило на разных региональных этапах деградации последнего ледникового покрова в до-калдабруньское время

Вторая разновидность внутрiledниковых озерно-ледниковых образований образует валы и весьма широко распространена на Восточно-Латвийской низменности [Куршс, 1967; Куршс, Стинкуле, 1969; Эберхардс, 1969, 1972; Даниланс, 1972; Страуме, 1979, 1984; Мейронс, 1975], а также на восточном склоне Латгальской возвышенности [Мейронс, 1975]

Морфологическая выраженность второй разновидности озерно-ледниковых образований, особенности строения и состава однозначно указывают, что формирование их происходило во

внутриледниковых палеобассейнах, существовавших в открытых и вытянутых на значительные расстояния трещинах в толще льда.

По сравнению с платообразными возвышениями на возвышенностях, озерно-ледниковые образования валов Восточно-Латвийской низменности являются по возрасту более молодыми – моложе докалдабрунского времени. Формирование их происходило в период деградации ледникового покрова гулбенско-вайнедской стадии.

Рассматривая высотные положения вершинных частей валов как альтитуды дна внутриледниковых палеобассейнов, и учитывая возможные превышения ледяных берегов над ним в пределах таких же величин, которые были приняты для палеобассейнов на возвышенностях, аналогично может вычисляться альтитуда поверхности льда, характеризующая ледниковый покров гулбенско-вайнедской стадии. Опорным для этой реконструкции принят вал, известный к западу от Варакляны (Шкелес – Куршс, Стинкуле, 1969, Чечейниекс – Даниланс, 1973). Дно палеобассейна, располагавшегося в трещине льда, характеризовалось альтитудой около плюс 108 м. Альтитуда поверхности непосредственно окружающего льда могла иметь значение около плюс 130 м. Ложе ледника здесь располагалось на отметках около 100 м и мощность льда составляла около 30 м. Подобные валы, сложенные лимногляциальными безвалунными глинами, распространены в пределах Восточно-Латвийской низменности между Гайгалава и Рикава [Мейронс 1975], у Ливаны [Страуме 1979] и севернее Варакляны у Идени и Сала. У Гайгалава вершинная поверхность их составляет плюс 112 м. Принимаемая альтитуда поверхности ледникового покрова - плюс 137 м. Мощность льда - до 37 м. У Ливаны вершины валов располагаются на абсолютных отметках около плюс 100 м. Поверхность ледникового покрова могла иметь отметки около плюс 130 м. Ориентировочно мощность льда у Ливаны оценивается до 50 м. Во всех рассмотренных случаях формирование лимногляциальных отложений в валах происходило при одинаково гипсометрически расположенной поверхности льда ледникового покрова, характеризующейся отметками плюс 130–135 м.

На восточном склоне Латгальской возвышенности располагается весьма протяженный Штяунский вал, сложенный, как и валы рассмотренные выше, лимногляциальными глинами [Мейронс, 1975]. Однако, Штяунский вал и его вершинная поверхность гипсометрически расположены намного выше, ввиду чего образование его

могло быть связано с отступанием ледникового покрова калдабрунской стадии. Альтитуда вершины Штяунского вала составляет около плюс 190 м. Ложе отступающего ледника располагалось здесь на отметках около плюс 120 м, и мощность льда в эту стадию в районе Штяунского вала могла быть до 100 м. По этим данным расчетная альтитуда поверхности льда ледникового покрова калдабрунской стадии составляла около плюс 220 м.

Таким образом, различия в альтитудах поверхности льда, а также различия в мощностях льда отступающих ледников для докалдабрунских этапов, калдабрунской и вайнедско-гулбенской стадий, как наглядно иллюстрируется на схемах рис. 1 А, В, С, были весьма существенными.

Альтитуда поверхности льда при образовании Гайзинькалнс в докалдабрунское время, по изложенным выше представлениям, в Латвии составляла около плюс 340 м, и ледниковый покров имел практически сплошное распространение. В стратиграфическом понимании этап, связанный с формированием Гайзинькалнс, может быть выделен, как гайзинькалнский. В последующие этапы деградации в докалдабрунское время происходило формирование остальных платообразных возвышений, распространенных на территориях Центрально-Видземской, Латгальской и Алуксненской возвышенностей и, как показывает гипсометрическое расположение уровней платообразных возвышений (табл. 1), поверхность ледникового покрова снижалась, а мощность льда соответственно уменьшалась. В общем докалдабрунском интервале дегляциации, начиная от гайзинькалнского этапа до конца докалдабрунского времени, поверхность ледникового покрова снизилась от плюс 340 м до плюс 180–220 м.

На модели Эхлерс [Satkūnas, 1997] мощность льда при максимальном распространении последнего ледникового покрова обозначена для территории Латвии в пределах от 1500 до 1800 м. До начала проявления наиболее раннего островного морфогенеза в Латвии (гайзинькалнский этап докалдабрунского времени) в результате дегляциации происходило также значительное утоньшение ледникового покрова. За промежуток времени от максимального распространения последнего ледникового покрова, фиксируемая на модели Эхлерс, до гайзинькалнского этапа докалдабрунского времени мощность льда, по сравнению с отмеченной выше его первоначальной мощностью, уменьшилась в целом на 1200–1400 м. В этот самый начальный интервал

Таблица 1. Уровни поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и соответствующие им реставрируемые уровни поверхности льда.

Основные уровни поверхностей лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и поверхности льда (м)	Участки платообразных возвышений в пределах отдельных возвышенностей. Уровни поверхности лимногляциальных отложений на платообразных возвышениях и поверхности льда (м).		
	Видземская возвышенность	Алуксненская возвышенность	Латгальская возвышенность
I) 311*, 340**	Гайзинькалнский 311, 340		
II) 240-280, 270-310 III) 210-240, 240-270	Лаутерский (Лизерский) 210-240, 240-270 250-280, 280-310 Скуенский 220-250, 250-280 Южный (Савитский) 240-250, 270-280 Пиебалгский 220-230, 250-260		оз.Резнас-оз. Эжэзерс-Рундени 220-265, 250-295 Ромули 208-230, 240-270 Андрупене-Дагда 180-220, 210-250
IV) 190-215, 220-240 V) 150-190, 180-220	Эрглинский 190-215, 220-240	Маринькалнский 190-225, 210-255 Зелтиньский 190-205, 220-235 160-190, 190-220	Северный (Бурзавский) 200-215, 230-245 170-186, 200-215 к югу от Истсална 160-196, 190-225 Окраинные части Срединной гряды 170-200, 200-230 Фейманский 150-180, 180-210 к западу от Штяуне 160-190, 190-220

* уровни поверхности лимногляциальных отложений

** уровни поверхности льда

дегляциации последнего ледникового покрова пространство Латвии еще было полностью перекрыто активным сплошным ледниковым покровом.

В период деградации последнего ледникового покрова калдабруньской стадии альтитуда поверхности льда составляла около плюс 220 м, а в период отступления вайнодско-гулбенской стадии она снизилась до отметок плюс 130 м.

Только начиная с гайзинькалнского этапа до калдабруньского времени от активного общего ледникового покрова стали высвобождаться и расширяться отдельные участки и районы восточных возвышенностей. Начиная с вайнодско-гулбенской ледниковой стадии, помимо районов, не покрывавшихся ледником в восточной Латвии, в западной Латвии также появились отдельные разрозненные площади, располагающиеся выше поверхности ледникового покрова.

Установленные значительные снижения в гипсометрическом положении поверхности ледникового покрова свидетельствуют, что уже на ранних этапах отступления ледникового покрова мощность ледника значительно уменьшалась, что несомненно объясняется глобальным потеплением климата. Климато-стратиграфические признаки, позволяющие идентифицировать и коррелировать ранние этапы отступления и повторных стадийальных наступаний последнего ледникового покрова, в Латвии пока изучены недостаточно.

Принятая концепция образования лимногляциальных отложений платообразных возвышений и валов в толще льда при различных ледниковых стадиях позволяет оценивать их как соответствующие межстадиальные отложения.

Наиболее ранними межстадиальными образованиями во время последнего ледникового по-

кровы в Латвии, по-видимому, являются образования гайзинькалнского межстадиала. Гайзинькалнский межстадиал отражает период формирования внутриледниковой толщи глин на платообразном возвышении Гайзинькалнс. Существенно важным является то, что глины не являются немymi и лишенными каких-либо палинологических и палеонтологических признаков. В спорово-пыльцевых спектрах этой толщи по данным отдельных проанализированных образцов зафиксировано преобладание пыльцы *Pinus*, обнаружены также водоросли *Pediastrum borianum*. Наряду с этим, в буровато-серых разновидностях глин содержатся видимые разложившиеся остатки органического материала, а также мелкие ракушки пресноводных моллюсков.

Каких-либо биостратиграфических сведений об межстадиале Штяуне пока не имеется, так как соответствующие ему образования с этих позиций еще не изучались. Межстадиал выделяется условно, он отделяет калдабруньскую ледниковую стадию от вайнодско-гулбенской ледниковой стадии.

Межстадиальными отложениями, образовавшимися при отступании вайнодско-гулбенской ледниковой стадии, следует рассматривать внутриледниковые глины валов, широко распространенные на Восточно-Латвийской равнине, так и

глины Крустпилсского приледникового бассейна [Эберхардс, 1972]. Палинокомплексы глин приледникового бассейна детально изучались у Зиланы и внутриледниковых глин у Варакляны. По наименованиям изученных разрезов межстадиал назван Вараклянско-Зиланским. Характерным признаком оптимальной палинозоны для Вараклянско-Зиланского межстадиала является существенное преобладание в ее спорово-пыльцевых спектрах пыльцы *Pinus*. Палинозона *Pinus* соответствует коричнево-бурым глинам, облегающим буровато серые глины внутриледниковых валов. Доминированием пыльцы *Pinus* характеризуется торф, прослой которого был ранее обнаружен и изучен А. Дрейманисом в глинах в районе Биржи у Ауджи [Dreimanis, 1939] и образование которого может быть связано с временем вараклянско-зиланского межстадиала. Прослой торфа – свидетельство существования местной растительности во время этого межстадиала. Буровато-серые глины валов и коричневые глины приледникового Крустпилсского бассейна характеризуются палинозоной *Betula* и отражают начало межстадиала. Вараклянско-зиланский межстадиал в кривой последнего ледникового покрова в Латвии [Savvaitovs, Veinbergs 1996] занимает стратиграфический интервал между вайнодско-гулбенской и последующей пампальско-ранской ледниковыми стадиями.

Литература

- Аболтиньш О. П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс, И. Я., Рига: Зинатне, 1975. С. 5–24.
- Аболтиньш О. П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1975. 285 с.
- Аболтиньш О. П., Вейнбергс И. Г., Стелле В. Я., Эберхард Г. Я. 1972: Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника на территории Латвийской ССР // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. С. 30–37.
- Аболтиньш О., Вейнбергс И., Эберхард Г. 1974: О формировании предфронтальных водноледниковых бассейнов и долинно-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР // Предфронтальные краевые ледниковые образования. АН Лит. ССР, Вильнюс: Минтис, 1972. С. 60–85.
- Аболтиньш О. П., Страуме Я. А., Юшкевичс В. В. Особенности рельефа и основные этапы морфогенеза Центрально-Видземской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1975. С. 31–48.
- Ансберг Н. А., Ринкс Э. Б., Селицкая Я. Я. Важнейшие четвертичные глины Латвийской ССР. АН Латвийской ССР, Рига. 1955. 48 с.
- Ванага А. Я. О морфологии и некоторых особенностях развития рельефа Алуксненской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 5. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1970. С. 77–93.
- Вейнбергс И., Крукле М.: О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 73–87.
- Даниланс И. Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 65–73.
- Даниланс И. Я. Четвертичные отложения Латвии., Рига: Зинатне, 1972. 312 с.
- Крукле М. Я., Яунпутнынь А. И. Основные черты строения покрова четвертичных отложений и морфологии Агшземской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 7. Редактор Даниланс И. Я. Рига: Зинатне, 1974. С. 22–32.

- Курш В. М. О генетических разновидностях лимногляциальных глин Латвии // Известия АН Латв. ССР, 8 (241). Рига, 1967. С. 59–66.
- Курш В. М., Стинкуле А. В.: О разновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах Латвийской ССР // Вопросы четвертичной геологии, вып. 4. Редактор Даниланс. Рига: Зинатне, 1969. С. 83–101.
- Лаздане А. Я. Геоморфологическая характеристика Центрально-Видземской возвышенности. Автореферат дисс. ... канд. географ. наук. Рига, 1963. 25 с.
- Малаховский Д. Б., Виддорчик М. Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины // Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, XXI, Москва. 1963. С. 47–53.
- Мейронс З.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности // Вопросы четвертичной геологии, вып. 8. Редактор Даниланс, И. Я. Зинатне, Рига. 1975. С. 48–82.
- Мейронс З.В., Страуме Я.А., Юшкевич В.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин" // Вопросы четвертичной геологии, вып. 7. Редактор Даниланс. Зинатне, Рига. 1974. С. 9–21.
- Страуме Я. А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии Редакторы: Мисанс Я.П., Брангулис А.П., Даниланс И.Я., Курш В.М. Зинатне, Рига. 1979. С. 297–439.
- Страуме Я. А. Геоморфология // Геология Латвийской ССР. Редакторы: Мисанс, Я. П., Брангулис, А. П., Страуме, Я. А. Зинатне, Рига. 1984. С. 123–153.
- Эберхардс Г. Я. О некоторых особенностях морфологии, строения и развития рельефа Лубанской равнины в позднеледниковое время // Вопросы четвертичной геологии, 4. Редактор Даниланс, И. Я. Зинатне, Рига. 1969. С. 59–63.
- Эберхардс Г. Я. Строение и развитие долин бассейна реки Даугава. Зинатне, Рига. 1972. 132 с.
- Āboltiņš, O. Glacial Geology of the Vidzeme Upland. Introduction to stops 7–13 // Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Excursion Guide. Rīga. 1998. p. 49–62.
- Dreimanis, A.: Kūdras starpslānis leduslaikmeta slokšņu mālos Biržu pagasta audzēs. Daba un zinātne, 2. Rīga. 1939. p. 66–70.
- Juškevičs, V., Stiebriņš, O., Talpas, A.: Rīgas jūras līča kvartāra nogulumu karte, merogs 1: 200 000. VĢD. Rīga. 1997, 391 p.
- Markots, A. 2000: Vidzemes augstienes lielpauguru morfoģenētiskie tipi // LU 58. zinātniskā konference. Zemes un vides zinātņu sekcijas. Tēzes. Rīga. 95–99.
- Markots, A., Āboltiņš, O. 1999: Vidzemes augstienes zvoncu morfoloģiskie tipi. // LU 57. konference. Zeme. Daba. Cilvēks. Ģeogrāfijas, ģeoloģijas un vides zinātnes sekcija. Tēzes. Rīga. 95–99.
- Satkūnas, J. 1997: Outline of Quaternary stratigraphy of Lithuania. // The Late Pleistocene in eastern Europe: stratigraphy, palaeoenvironment and climate. Abstract Volume and excursion guide of the INQUA-SEQS Symposium. Vilnius. 65–68.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I. 1996: Pēdējā ledāja dinamikas īpatnības Latvijas teritorijā dažādos tā attīstības etapos. // Latvijas devona un kvartāra nogulumu pētījumu materiāli, Latvijas Universitāte Ģeoloģijas institūts. Rīga. 47–57.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I. 1998: The features of deglaciation of the Last Ice-sheet in Latvia // Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Abstracts. Rīga. 59–61.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I., Goldfarb, Y. 1999: General features of the sub-Quaternary relief of the Baltic Sea in Latvian economic zone. // Baltica, Vol. 12. Editor Grigelis. A., Vilnius Academia. 99–102.
- Savvaitov, A., Veinbergs, I., Goldfarb, Y. 1997: Sub-Quaternary surface relief of the Baltic Sea in Latvian economic zone. // The fifth marine geological conference "The Baltic". Abstracts. Vilnius 81–81.
- Veinbergs, I., Savvaitov, A., Stelle, V., Jakubovska, I. 1996: The stratigraphical identification of the retreat of the Last ice-sheet from Western Latvia and adjacent area of the Baltic Sea. // The third Baltic stratigraphical Conference. Abstracts. Tartu. 70–71.
- Zelčs, V. Kas veido Gaiziņu? 1980: Dabas un vēstures kalendārs 1980. Zinātne, Rīga. 138–140.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КАЗАНЦЕВСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОГО ШЕЛЬФА И СИБИРИ

М.Н. Алексеев, В.А. Друщиц

Среди наиболее значимых событий второй половины четвертичного периода особое место занимают изменения климатов и ландшафтов во время межледниковий в плейстоцене и в голоцене. В Восточной Сибири, в восточно-арктической области и на российском Дальнем Востоке межледниковые обстановки казанцевского временного интервала 125–90 тыс. лет назад и голоцена, охватывающего последние 10000 лет, выражены особенно ярко. Существенная смена климата и всей природной обстановки произошла после дегляциации последнего среднеплейстоценового тазовского оледенения (хроностратиграфический эквивалент московского) и развившейся на этом фоне обширной трансгрессии Мирового океана. Основные климатические параметры - влажность и температура существенно изменились вслед за изменением площади, занятой сушей и морем. В Азии эти изменения по своим масштабам были очень большими. Трансгрессии казанцевского и голоценового времени в Арктике распространились до современной береговой линии. В Юго-Восточной Азии морская трансгрессия распространилась почти на весь Зондский шельф. В восточноарктических морях России, в тектонически стабильных шельфовых районах высота морской позднеплейстоценовой террасы составляет 7–8 метров над современным уровнем моря. Эта терраса, как свидетельствуют многочисленные фактические данные [Алексеев, 1989], была сформирована во время трансгрессии первого позднеплейстоценового-казанцевского межледниковья.

Следующая, более низкая 3–4 метровая морская терраса уверенно датируется голоценовым оптимумом; многочисленные радиоуглеродные определения указывают на возраст 5–6 тысяч лет назад.

Заметные изменения климата в послетазовское время произошли и во внутриконтинентальной части Восточной Сибири. В пределах горных областей в казанцевское межледниковое время (125–90 тыс. лет назад) имели место частичная дегляциация тазовских ледников, а на равнинной территории в перигляциальной зоне –

деградация мерзлоты. Мерзлота была распространена в Восточной Сибири чрезвычайно широко – от побережья Северного Ледовитого океана до границ с Монголией и Китаем. В это время заметно увеличивается влажность. Определенное влияние на этот процесс имела широко проявившаяся глобальная трансгрессия океана и общее повышение температур. Сформировалась особая ландшафтно-климатическая система.

В начале позднего этапа казанцевского межледникового времени, в шельфовой области Восточной Арктики в режиме морской трансгрессии распространены фораминиферы и моллюски. По материалам бурения в заливе Терезы Клавенс (полуостров Челюскин) установлена толща мощностью 5–6 м, содержащая богатый комплекс фораминифер, указывающий на холодный мелководный бассейн казанцевского возраста [Кулаков, 1998]. Материалы, относящиеся ко времени казанцевской трансгрессии, были получены также на о. Котельном, в районе устья р. Решетниковой, где в обнажении морской террасы (высота 7–8 м над уровнем моря) вскрывается серия субгоризонтальных песков. В средней ее части обнаружены многочисленные макроостатки кустарников. В спорово-пыльцевом комплексе из этих отложений присутствует пыльца *Betula sect. Nanae* (20%) и *Alnaster* (до 25%). Полученные данные свидетельствуют, что во время казанцевской трансгрессии на островах Восточно-Арктической шельфовой области была широко распространена растительность, характерная для кустарниковой тундры. В настоящее время в этих районах кустарники полностью отсутствуют. Таким образом, климат казанцевского времени был теплее современного. В верхней части морской толщи на о. Котельном обнаружены раковины моллюсков, принадлежащие *Hiatella arctica* (Linne), *Astarte (tridonta) borealis* (Schumacher) и *Sipho togatus* Morch. Эти виды населяют моря Лаптевых и Восточно-Сибирское и в настоящее время. Морская терраса высотой 7–8 м над современным уровнем моря Лаптевых прослежена также на островах Фаддеевском и Новая Сибирь. Выраженный в рельефе уступ

этой террасы наблюдался нами на побережье моря Лаптевых, к югу от пос. Сого, близ порта Тикси. Формирование террасы проходило в достаточно стабильной в тектоническом отношении области при высоком стоянии уровня моря в казанцевское время.

Уровень Мирового океана превышал современный на 7–8 м. Он зафиксирован в прибрежном рельефе в виде морских террас и осадков, которые достаточно хорошо изучены и датированы различными методами. Кроме казанцевской трансгрессии выделяется эемская трансгрессия в северноморском регионе, бореальная – в баренцевоморской и беломорской областях, сангамонская – в Северной Америке (пелукская – на Аляске). Трансгрессивные морские образования выделяются на Китайском побережье, в Японии и Юго-Восточной Азии. 7 или 10 метровый уровень морских террас характерен лишь для стабильных в тектоническом отношении районов. В последнее время морские отложения и морфологически хорошо выраженные террасы датированы различными физическими и химическими методами (ЭПР, рубидий-стронциевый, ТЛ, ОСЛ, аминокислотный). Достаточно уверенные определения возраста получены также путем выяснения геологического соотношения толщ, заключающих остатки фауны млекопитающих, моллюсков и фораминифер. В подавляющем большинстве такие определения свидетельствуют о принадлежности датированного материала к слоям, сформировавшимся во время первого позднеплейстоценового (поздненеоплейстоценового) межледниковья. Эти данные также свидетельствуют о глобальном характере трансгрессии Мирового океана. В районах с активной тектоникой террасы и отложения первой позднеплейстоценовой трансгрессии местами оказываются поднятыми на высоту 50 м и даже более 100 м над современным уровнем моря. Изучение донных осадков показало, что в районах активных погружений осадки и террасовые уступы, относящиеся к первому поздненеоплейстоценовому межледниковью, находятся ниже современного уровня моря.

Аналогичные установленным на о. Котельном данные по распространению пыльцы и макроостатков кустарниковой растительности, моллюсков относительно более теплолюбивых, чем современные, озерно-болотных отложений получены для Восточно-Сибирского моря. Для Чукотского моря следы распространения трансгрессии встречаются реже, что, по-видимому, связано с неотектоническим и гляциоизостатическим прогибанием побережья. Разрезы береговых обна-

жений и данные сейсмопрофилирования донных осадков в Чукотском море подтверждают выводы о распространении трансгрессии примерно на хронологическом уровне 125 тыс. лет назад [Павлидис и др., 1998]. На севере Восточной Чукотки, в Ванкаремской впадине, по данным бурения в казанцевских морских отложениях, в основном по комплексам диатомовых, выделены две фазы трансгрессии, разделенные фазой, отмечающей более низкое положение уровня моря. Эти фазы сопоставляются с событиями, установленными для пелукской (сангамонской) трансгрессии Северной Америки. В начале казанцевской трансгрессии море распространялось почти до южных окраин Ванкаремской низины. Вторая фаза трансгрессии охватила несколько меньшую площадь [Величко, Лаухин, Гришин, 1990].

Морские отложения, датированные методом ЭПР 120 ± 13 тыс. лет и 105 ± 11 тыс. лет, установлены на о. Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля) Большиановым и Макеевым [1995]. Исследования богатого комплекса фораминифер, диатомовых водорослей и моллюсков, собранных из датированных разрезов показали, что во время казанцевского межледниковья в условиях трансгрессии гидрологический и температурный режимы морского бассейна, по крайней мере, в интервале 120–110 тыс. лет, характеризовались соленостью превышавшей 33‰ и температурой около 0° или несколько выше. На это указывает присутствие фораминифер, бореальных моллюсков и даже таких лузитанских форм, как *Chlamis islandicus* (Muller). Здесь следует отметить, что эта обстановка складывалась под влиянием теплых атлантических вод – одной ветви Гольфстрима, проникавшей до архипелага Северная Земля. Очевидно, что это был тот предел, дальше которого теплые воды Атлантики проникнуть не могли, и значительная площадь акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в казанцевское время развивалась в условиях умеренно-холодного режима.

На северо-востоке России, на Чукотке, получены материалы из морских шельфовых отложений, относящихся к казанцевскому времени. Судя по характеру диатомовой диаграммы – присутствию умеренно-тепло – и холодолюбивых диатомей здесь сказывается влияние морской трансгрессии, в результате которой открылась связь Тихого и Северного Ледовитого океанов. Очевидно, это последнее событие существенно повлияло на режим ледовитости шельфовых морей Восточной Арктики и привело к некоторому смягчению экстремальных климатических параметров в этом регионе.

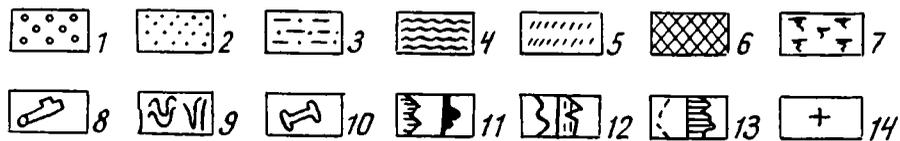
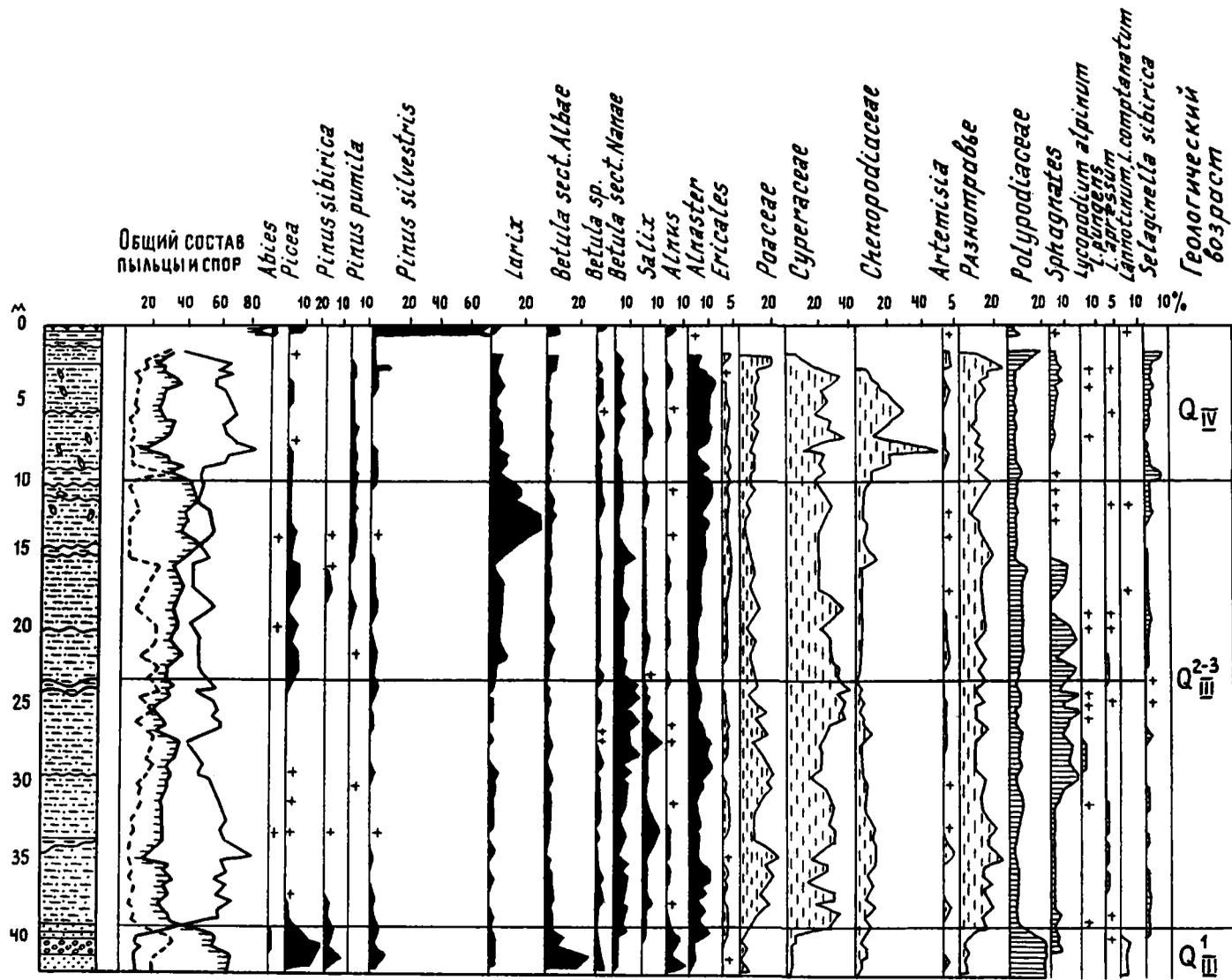


Рис. 1. Спорно - пыльцевая диаграмма неоплейстоценовых отложений Чуйского обнажения.

1 – галечник; 2 – песок; 3 – супесь и суглинок; 4 – глина; 5 – слой растительного детрита; 6 – торф; 7 – почва; 8 – остатки древесины; 9 – криогенные текстуры; 10 – остатки млекопитающих; пыльца: 11 – древесных пород и кустарников, 12 – травянистых растений, 13 – споры, 14 – единичные пыльцевые зерна.

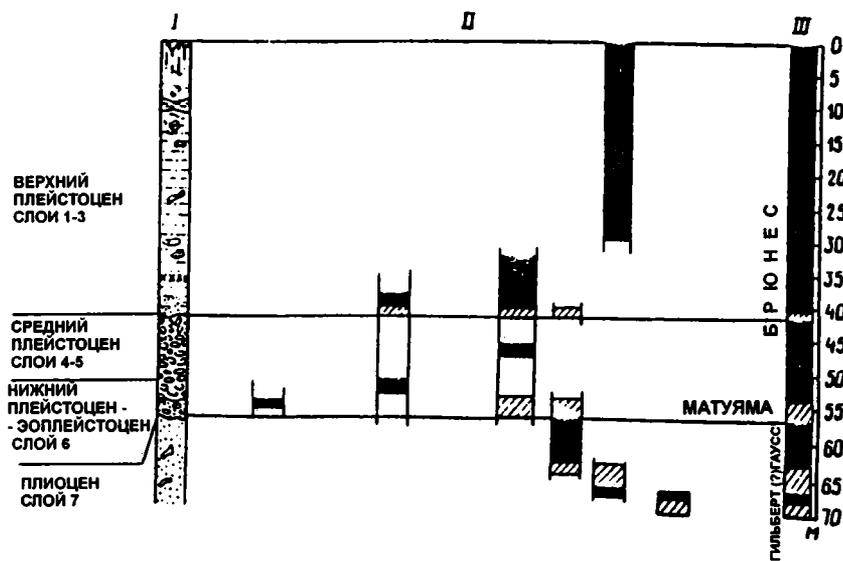


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика четвертичных отложений Чуйского обнажения.

I – сводный разрез Чуйского обнажения; II – результаты палеомагнитных измерений в различных расчистках; III – магнитостратиграфическая шкала: черный цвет – прямая намагниченность; косая штриховка – обратная намагниченность.

Казанцевское время – это время, когда существовала связь между Тихим и Северным Ледовитым океанами, что привело к сокращению ледовитости океана, общему незначительному повышению температур и ограниченной деградации мерзлоты на побережье. Это установлено и для субарктических районов, и для внутриконтинентальных областей Восточной Сибири. Казанцевское время – это время завершения дегляциации среднелепистоценовых ледников, формирования торфяников, почв гидроморфного типа, деградации верхнего слоя мерзлоты в перигляциальной зоне и, как следствие этого, образование аласных ландшафтов в субарктической области. Данные палинологических исследований [Гиттерман и др., 1968] подтверждают более оптимальный климатический режим казанцевского времени по сравнению с предшествовавшим периодом. Характерным является определенная зональность в смене природных обстановок и климата, которая достаточно хорошо выражена при прослеживании в меридиональном направлении от островных районов Арктического шельфа до нижнего Приамурья и южного Приморья [Алексеев, Друщиц, 1998].

В Центральной Якутии, на правом берегу р. Алдан, в Чуйском обнажении, на расстоянии почти 28 м от поверхности вскрывается толща озерных отложений казанцевского возраста чередование серой супеси, мелкозернистых песков, заиленных песков с горизонтальной и волнистой слоистостью, серых, желтовато-серых и зеленовато-серых алевритов с линзами хорошо отсортированного серого песка, в нижней части толщи присутствует растительный детрит, редкие мелкие включения обломков деревьев и кустарников. Спорово-пыльцевые спектры толщи указы-

вают на смену в составе растительности. В самом нижнем слое выделяется палинокомплекс (определение Л.В. Голубевой) с большим количеством древесных пород и кустарников (рис. 1). Постоянно присутствует пыльца ели, лиственницы, сосны, кедра, березы древовидной (преобладает) и березы кустарниковой (встречается единично), ольхи, ольховника. Среди спор отмечается преобладание папоротников, что характерно для лесного типа растительности. Споры плауна *Selaginella sibirica* встречаются спорадически. В этом слое осадков на общем фоне прямой полярности несколько образцов оказались обратно намагниченными. С учетом геологических соотношений, палеоботанической и палеоклиматической интерпретации этот интервал обратной полярности может интерпретироваться как эпизод Блейк (рис. 2) эпохи прямой полярности Брюнес [Алексеев и др., 1982; Алексеев и др., 1984; Алексеев и др., 1990].

Выше этого слоя выделяется палинокомплекс, представленный, в основном, пылью травянистых растений и кустарниковой березы. Палинокомплекс отражает более холодный климатический этап казанцевского межледникового времени. Еще выше определен палинокомплекс, представленный пылью древесных и травянистых растений в равном соотношении. Таким образом, казанцевские отложения в Чуйском разрезе отражают три фазы: более древнюю, относительно теплую, фазу похолодания и самую позднюю, свидетельствующую о некотором потеплении.

Отсюда следует что, в климатической системе казанцевского времени для центральной Якутии намечается последовательность из трех климатических фаз: ранней – более оптимальной, холодной – средней и относительно более умеренного

климата – верхней. Выше этих отложений для образцов древесины из едомной толщи получены радиоуглеродные даты 48700 ± 1200 (ГИН - 1995) и 32300 ± 1300 лет (МГУ-ИОАН -50). Эти даты представляют собой определенный контроль, подтверждающий обоснованность выделения в Чуйском обнажении слоя, сформировавшегося в казанцевское время. Отложения казанцевского времени вскрываются и на левом берегу р. Алдан, в районе известного обнажения Мамонтова гора, в разрезе 30 метровой террасы. В них найдены костные остатки *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L. и из мелких млекопитающих *Lemmus obensis* Brand., *Microtus oeconomus* Pall., *M. hyperboreus* Vin. В составе палинокомплекса аллювиальной толщи господствует древесно-кустарниковая группа (40–70%), представленная *Pinus subgen. Haploxylon*, *P. subgen. Diploxylon*, *Betula sect. Albae*, *B. sect. Nanae*, *Alnus*, *Alnaster*, меньше (10–30%), в самой верхней части разреза отмечается до 60%, трав и кустарничков – *Ericales*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, *Umbelliferae*, *Asteraceae* и другие, а споры присутствуют в подчинении: *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella sibirica*.

В Тандинском обнажении на левом берегу р. Алдан, в песчаной толще озерно-аллювиального генезиса присутствуют линзы растительного детрита, скопления обломков древесины. Зафиксированный в этой толще, обратно намагниченный интервал сопоставляется с эпизодом Блейк палеомагнитной эпохи Брюнес. Вероятно, эта толща сформировалась в одну из холодных климатических фаз казанцевского межледниковья. Характер остатков фауны млекопитающих и палеоботанический материал, в общем, свидетельствует об умеренно холодном климате казанцевского межледниковья времени в центральной Якутии.

В Вилюйской впадине казанцевский горизонт представлен торфяниками, вскрывающимися в обнажениях на левом берегу р. Вилюй близ устьев р. Чебыды и р. Тыталычмы. В Чебыдимском разрезе стратиграфическое положение слоя торфа мощностью около 1 м контролируется сверху радиоуглеродными датами, а снизу аллювиальной серией с остатками млекопитающих среднего и нижнего неоплейстоцена. Палинологические данные показывают, что во время формирования торфяника существовала растительность типа березово-лиственничного редколесья (с примесью ели). Климат был умеренно-холодный. Вместе с тем, во время торфонакопления происходило образование термокарстовых депрессий (аласов), свидетельствующих о деградации верхнего слоя мерзлоты.

Установленные для казанцевского времени следы трех климатических фаз, из которых средняя - наиболее холодная, подтверждаются исследованиями, выполненными на материале донных осадков оз. Байкал [Karabanov et al., 1998]. Регрессивная стадия казанцевской трансгрессии коррелируется с коротким оледенением в Восточной Сибири и кислородно-изотопной подстадией 5d. Существование этого ледникового эпизода доказывается литологическими и биохимическими особенностями осадков озера Байкал. Это оледенение продолжалось около 12000 лет от 117000 до 105000 лет назад [Karabanov et al., 1998].

Следует отметить, что и на северо-западе Северо-Американского континента также выделяются практически синхронные казанцевским межледниковые, сангамонские отложения и соответствующие им морские трансгрессивные осадки. Так на Аляске, в районе города Ном, описана морская терраса высотой 8–10 м над современным уровнем моря. Отложения и комплексы диатомей изучены коллективом российских и американских ученых [Пушкарь и др., 1996]. В разрезе этой террасы вскрываются три комплекса диатомей, которые характеризуют различные условия развития шельфового осадконакопления. Авторы коррелируют эти отложения с кислородно-изотопными подстадиями 5e, 5d, и 5c [по Shackleton, 1977]. Подстадии сопоставляются с соответствующими фазами пелукской трансгрессии, возраст которой, по мнению авторов работы, также как и сангамонского межледниковья, охватывает период от 125 до 95 тыс. лет назад.

Осадки и климатические события, относящиеся к казанцевскому времени достаточно хорошо регистрируются и на российском Дальнем Востоке. В Курило-Камчатской области с первым позднеплейстоценовым межледниковьем связано формирование береговых террас высотой 200–220 м. Фаунистический и флористический анализы отложений, перекрывающих террасы, указывают на то, что климатические условия этой эпохи были существенно более теплыми, чем современные. Отмечается направленность в изменении природных процессов на протяжении четвертичного периода, выражающаяся в том, что каждая последующая теплая эпоха оказывается холоднее предыдущей [Камчатка ..., 1974]. Сведения о принадлежности террас высотой 200–220 м казанцевскому временному интервалу, очевидно, нуждаются в проверке. Можно согласиться с тем, что высокая интенсивность позднечетвертичной тектоники приводит к значительному искажению уровней морских террас,

однако, в каждом случае требуется обоснование с учетом данных современной геодинамики и масштабов времени.

На российском побережье Японского моря достаточно хорошо выделяется терраса высотой 6–10 м, в отложениях которой установлены диатомовые комплексы, присутствие солоноватоводной фауны и литологические признаки, указывающие на прибрежно-морское происхождение этих осадков. Для них так же характерны теплые спорово-пыльцевые спектры [Короткий и др., 1982]. По данным бурения на шельфе в Южном и Среднем Приморье [Кузьмина, Шумова, 1998] выделены морские отложения, соответствующие казанцевской трансгрессии. Основу спорово-пыльцевых комплексов этих отложений составляет пыльца широколиственных пород (16–36%) разнообразного состава: *Quercus mongolica*, *G. dentala*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Diervilla*, *Myrica* и др.; из реликтов тургайской флоры – *Fagus*, *Celtis*, *Rhus*, из хвойных – *Tsuga* и палеотипные виды сосен (до 10%). Климат был влажный, значительно теплее и мягче современного. В этих же отложениях выделяется слой, в котором отмечаются признаки относительного похолодания. Сульфиды железа, характерные для подстилающих отложений, замещаются его окислами; состав комплекса диатомовых водорослей смешанный. На фоне преобладания морских видов появляются пресноводно-солоноватоводные галофильные и эвригалинные солоноватоводные морские формы. Встречаются раковины фораминифер арктических видов. Уменьшается количество пыльцы широколиственных пород до 6%, преобладает пыльца *Betula* (60%). Климат умеренно теплый.

На острове Сахалин отложения времени первого позднеплейстоценового, казанцевского, межледниковья вскрываются в разрезах береговых террас высотой 15–40 м. Спорово-пыльцевые спектры этих отложений на северном побережье острова характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород. Среди них доминирует *Pinus rimila*. В небольшом количестве в спорово-пыльцевых спектрах встречается пыльца темнохвойных – *Abies* (около 1%), *Picea* (1–10%) и широколиственных пород – *Corylus* (5%), *Carpinus* (1,5%), *Quercus* (1–1,5%), *Ulmus* (1%). Пыльца трав и кустарничков составляет 5–22,5%, споры 7–20% (сфагновые мхи и папоротники). В разрезе береговых отложений Восточного Сахалина вскрываются пластичные, жирные голубовато-серые глины и илы, обогащенные детритом морского происхождения. С этими осадками связан комплекс морских диатомей,

указывающий на тепловодный режим бассейна. В Японии с этими отложениями коррелируется морская формация симосуэси, слагающая основную часть разреза морских террас от 20 до 50 м [Александрова, 1982].

Рассмотренные материалы по характеристике климата времени казанцевского межледниковья Восточной Сибири, восточной части Арктического шельфа и Дальнего Востока России позволяют считать, что в наиболее полных и достаточно изученных разрезах казанцевских отложений регистрируются три климатические фазы: оптимума в начале, фазы похолодания в середине и фаза некоторого потепления в конце. Далее следуют начальные стадии зырянского (муруктинского – в Центральной Якутии) перигляциала и развитие оледенения в горных районах Сибири.

В следующей части работы рассматриваются геолого-экологические данные, относящиеся к голоцену, и интерпретация этих данных с целью реконструкции климата. Следует отметить, что в восточных районах России материал по климатическим событиям голоцена значительно богаче, чем по казанцевскому межледниковью времени. Это обеспечивает получение более полной картины изменений климата и ландшафта в течение последних 10 000 лет. В Восточной Сибири, Восточной Арктике и на Дальнем Востоке России начало голоцена отмечено несомненным потеплением климата после деградации последнего позднеплейстоценового, сартанского, оледенения и сокращения перигляциальной зоны. Оно совпадает с нижней границей бореального периода схемы Блитта-Сенандера. В процессе дегляциации в конце сартанского времени, а затем в начале голоцена произошла обширная трансгрессия моря – разрушение Берингийской суши, возобновление обмена между Тихим и Северным Ледовитым океанами, была затоплена обширная суша в Восточной Арктике. Повсеместно изменился климат. Ниже рассматриваются конкретные материалы, позволяющие восстановить картину климатических событий в различных палеогеографических провинциях на востоке России.

Считается, что климатический оптимум голоцена наступил 7,7 тысяч лет назад.

В Арктическом бассейне это потепление наступило позже. Оно сопровождалось некоторым повышением температуры поверхностного слоя воды и сокращением площади морских льдов. В Восточной Арктике к началу атлантического периода полностью возобновляется водообмен между Беринговым и Чукотским морями. Температуры в это время были выше, чем в более ран-

нее и позднее время на 2–4°C [Павлидис и др., 1998]. В море Лаптевых в разрезе грунтовых колонок выделяется 5 пачек. Комплексный анализ органических остатков и особенностей строения разреза донных осадков свидетельствуют о седиментации в условиях мелкого моря при значительном влиянии материковых вод. По комплексу микрофауны выделяется пачка осадков, которая относится к оптимуму голоцена [Яшин, Кошелева, 1998].

Своеобразная климатическая обстановка складывалась в голоцене на юге Средней Сибири. Положение этой области в центре Азиатского материка, орографическая изоляция, а также особенности циркуляции атмосферы обеспечили континентальность климата и относительно невысокую теплообеспеченность этой территории. По данным, полученным в итоге многолетних исследований в Прибайкалье, в бассейне верхнего течения р. Лены и на территории бассейна р. Ангары, на фоне умеренно холодного климата регистрируются фазы потепления в раннем атлантике, похолодание в среднем и значительное потепление в верхнем атлантике. На хронологическом уровне 5700 лет назад ель, сосна, кедр и другие лесные элементы достигают своего максимума. В суббореальном периоде примерно на рубеже 3000–3100 лет назад отмечается аридизация климата, а затем потепление в субатлантическое время 1400–1700 лет назад [Безрукова, 1996].

Детальные палинологические исследования и основанные на них ландшафтно-климатические реконструкции [Воробьева и др., 1992] показывают, что растительные сообщества чутко и быстро реагируют на изменение климатических параметров в сторону похолодания. Некоторое запаздывание изменчивости растительности отмечаются при переходе к более теплым фазам.

Голоценовые отложения на островах Котельном и Фаддеевском были изучены нами в разрезе низких морских террас, в толщах покровных отложений, так называемой островной едомы, в озерных, в аллювиальных осадках. Радиоуглеродное датирование, палинологические исследования, седиментологические наблюдения на конкретных обнажениях позволили получить данные о климатических характеристиках голоцена в Арктической области для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. По нашим данным и данным других исследователей [Макеев и др., 1989] в голоценовых разрезах выделяется два пика повышения температур. Первая фаза оптимума фиксируется для хронологического интервала 9700–8200 лет. В это время широкое развитие получила кустарниковая растительность (береза,

ольховник и ива). Эти данные получены из разрезов р. Балыктах и Драгоценной на о. Котельном.

Второе резкое потепление имело место гораздо позже. Оно зарегистрировано нами в северо-восточной части о. Фаддеевский, в районе Санга Балаган (Благодатная). Здесь из разреза низкой террасы ручья Арангастах (рис. 3) получены спорово-пыльцевой спектр и радиоуглеродная дата по образцу торфа 5890 ± 150 лет (ГИН-4713). На западном берегу о. Котельный по образцу торфа из криогурбированного слоя верхней части низкой морской террасы получена дата 605 ± 60 лет (ГИН-1712). Из обоих обнажений на уровнях, на которых отобраны образцы для радиоуглеродных определений, изучена пыльца (определения Л.В. Голубевой), свидетельствующая о распространении в это время ландшафтов типа кустарниковой тундры. Два климатических оптимума разделены холодным интервалом, во время которого развивались экстремальные условия, при которых произрастали только угнетенная травянистая растительность и мхи.

Голоценовые отложения, изученные на берегу моря Лаптевых, в 1,5 км к северо-западу от РНС “Котельный”, содержат богатый палинологический комплекс, в котором преобладает пыльца *Betula sect. Nanae* и *Alnaster*. Отложения голоцена подстилаются толщей, относящейся к каргинскому времени (рис. 4), что подтверждается радиоуглеродной датой.

В голоценовой толще Чукотки можно выделить две стадии осадконакопления: ранне-среднеголоценовую и позднеголоценовую. Первая датируется от 9 до 6 тыс. лет назад, её осадки слагают верхние уровни морских и лагунных террас (5–7 м и выше). Отложения второй – позднеголоценовой – стадии имеют датировки существенно моложе 5 тыс. лет и образуют низкие террасы лагуны и отмершие косы и пересыпи [Свиточ и др., 1997].

В Охотоморском регионе, на острове Кунашир на рубеже 7–6,5 тыс. лет установился на влажный и теплый климат. Березовые ассоциации, типичные для предшествующего этапа голоцена, сменились широколиственными лесами. Максимальное потепление климата совпадает с атлантическим периодом голоцена. Оно датировано 6,5–5 тыс. лет. В это время на острове были развиты полидоминантные широколиственные леса с преобладанием термофильных пород, к северу они замещались хвойно-широколиственными [Базарова и др., 1998].

В колонках донных осадков в юго-восточной части Охотского моря для временного интервала 6–4 тыс. лет отмечается увеличение количества

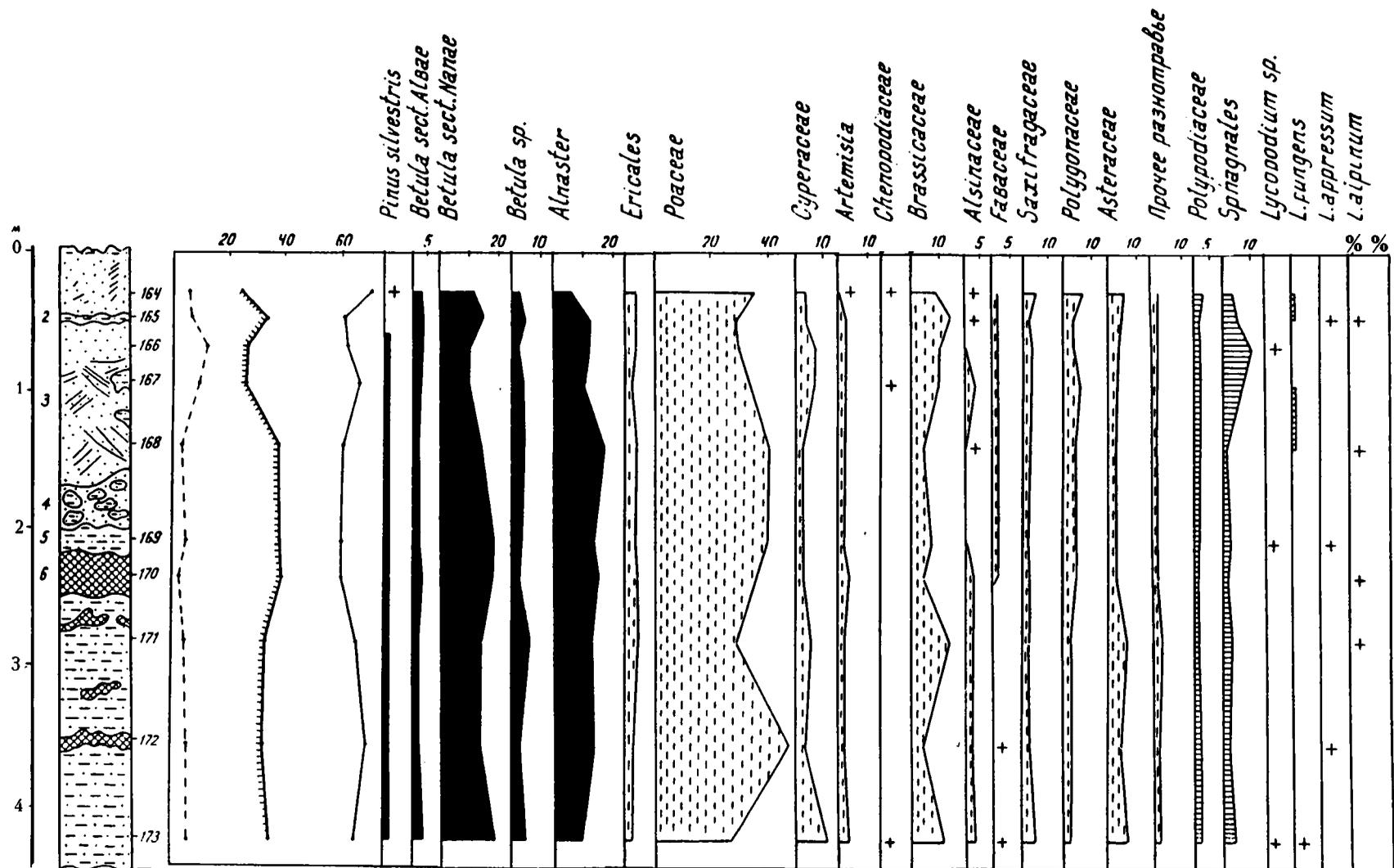


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений берега моря Лаптевых, в 1,5 км к северо-западу от РНС «Котельный». Условные обозначения см. рис. 1.

теплолюбивых видов планктонных и бентосных фораминифер, а также усиление поступления на дно органического вещества. Придонная температура была выше современной на 2° [Бурмистрова, Беляева, 1998].

Во время климатического оптимума голоцена на побережье о. Сахалин была сформирована орокекская (5–6 м) терраса. Её отложения характеризуются комплексами диатомей с большим количеством океанических и неритических южнобореальных и умеренно-тепловодных видов. Палинологические спектры отложений указывают на господство формации березово-широколиственных лесов [Свиточ и др., 1997].

В Приморье в голоцене четко выделяются три термических максимума: 9 тыс. лет, 5 тыс. лет и 3,5 тыс. лет назад [Кузьмина, Шумова, 1998]. Климатический оптимум голоцена (5 тыс. лет) характеризуется господством широколиственных формаций (36–77%); из реликтов тургайской флоры, вероятно еще встречался *Carpinus betulus*, который не пережил похолодания и иссушения климата начала позднего голоцена. Уровень моря в это время превышал современный на 2–2,5 м. Шельфовые осадки содержат морские виды диатомовых водорослей (до 96%). Осадки характеризуются максимальным содержанием и видовым разнообразием известковых форм фораминифер, господством нижнебореальных и субтропических видов моллюсков.

Приведенный выше материал охватывает обширные территории Азии от Восточно-Арктической области до Японского моря. Крупнейшее событие четвертичного периода – трансгрессия начала позднего неоплейстоцена имела повсеместное распространение. По времени она совпадала с межледниковьем, датированным различными методами временным интервалом от 125 до 95 тысяч лет назад. Предполагается, что уровень этой трансгрессии превышал современный на 7–8 м. Во время казанцевского межледниковья имели место три отчетливых пика трансгрессии, максимальный из которых был приурочен к климатическому оптимуму этого межледниковья [Павлидис и др., 1998]. Как следует из приведенных здесь собственных оригинальных, а также литературных данных, более надежно выделяются две фазы потепления и соответствующие им две трансгрессивные стадии. Они прослеживаются в Чукотском, Беринговом и Японском морях). Существенные отличия в формировании климата в различных широтных зонах вносили региональные факторы: предшествующее оледенение (покровное или горнодолинное), развитие криогенных процессов, гид-

рологические условия в прибрежных шельфовых районах, вулканизм, связь Северного Ледовитого с Тихим океаном. Развитие ландшафтно-климатических обстановок Восточной Сибири протекало под влиянием событий в Северном Ледовитом океане, восточный российский сектор которого отличался особенно суровым климатическим режимом. Казанцевское межледниковье по всем своим параметрам существенно отличается от незавершенного временного отрезка голоцена. Длительность последнего пока составляет 10000 лет. Термический оптимум его охватывает 2–3 тыс. лет. Длительность казанцевского межледниковья со всеми фазами по нашим представлениям около 30000 лет.

Сравнительная оценка значимости и масштаба событий неоплейстоцена и голоцена позволяет прийти к заключению, что размах первой позднеоплейстоценовой и голоценовой морских трансгрессий находится в зависимости от масштабов предшествующих оледенений. Так, очень мощное среднеоплейстоценовое тазовское оледенение (в европейской России – московское) после своего распада высвободило существенно больший объем воды, чем сартанское – поздневалдайское оледенение, занимавшее более ограниченное пространство. Поэтому подъем уровня моря во время позднеоплейстоценовой трансгрессии был вдвое выше, чем во время трансгрессии голоцена.

Таким образом, масштабность климатических событий казанцевского времени и голоцена несопоставима. Во время казанцевского межледниковья по многим палеоботаническим материалам отмечается значительное продвижение древесной растительности на север. В период оптимума голоцена происходит лишь некоторое смещение лесной зоны на север. Отдельные представители лесной растительности, например лиственница и древовидная береза, в главный оптимум голоцена распространялись до современной береговой линии морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Наиболее яркие следы такого смещения северной границы некоторых древесных пород прослеживаются по долинам крупных рек: Лены, Индигирки и Колымы. Потепление, проявившееся в середине голоцена, в восточно-арктической области и на севере Восточной Сибири продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов термокарста, термоабразии береговых склонов, образование торфяников и зон действия, золотых процессов. В связи с деградацией поверхностной мерзлоты на водоразделах и особенно на склонах повысилась эмиссия в атмосферу углекислого газа, метана, сероводорода и других га-

зов из скоплений органических остатков в оттаявших мерзлых толщах. В перспективе прогнозируется постепенный подъем уровня океана и соответственно дальнейшее смягчение климата прибрежных арктических областей; менее зна-

чительные климатические изменения возможны в Дальневосточном регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 98 - 05 - 64520.

Литература

- Александрова А.Н.* Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 189 с.
- Алексеев М.Н.* Антропоген Восточной Азии. Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 205 с.
- Алексеев М.Н., Гиттерман Р.Е., Гриненко О.В. и др.* Четвертичные отложения перигляциальной зоны Центральной Якутии. Путеводитель экскурсии А-14. Москва. 1982. 35 с.
- Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А. и др.* Неогеновые и четвертичные отложения нижнеалданской впадины и средней Лены. Якутск. Якутский научный центр СО АН СССР, 1990. 40 с.
- Алексеев М.Н., Друщиц В.А.* Формирование климатических обстановок Арктики и Субарктики в плейстоцене. В сб.: Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Изд. Палеонтологического института. вып. 3, 1998. С. 113–119.
- Алексеев М.Н., Камалетдинов В.А., Гриненко О.В.* Кайнозойские отложения Лены и Алдана. Экскурсия 052. Якутская АССР, сводный путеводитель. Новосибирск: Наука, 1984. С. 21–42.
- Базарова В.Б., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А. и др.* Радиоуглеродная хронология природных событий позднего плейстоцена-голоцена на о. Кунашир // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов. СПб., 1998. 86 с.
- Безрукова Е.В.* Растительность и климат Прибайкалья в позднеледниково́е и голоцене. Автореф. канд. г. н. Новосибирск, 1996. 22 с.
- Большакинов А.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля, оледенение, история развития природной среды. Гидрометеиздат. СПб, 1995. 215 с.
- Бурмистрова И.И., Беляева Н.В.* Об изменениях придонных условий в батии Охотского моря в последние 20 000 лет по бентосным фораминиферам. Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов. СПб, 1998. 191 с.
- Величко С.В., Лаухин С.А., Гришин А.И.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии севера Восточной Чукотки // Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона. Тезисы докладов. Якутск, 1990. С. 39–41.
- Воробьева Г.А., Горюнова О.И., Савельев Н.А.* Хронология и палеогеография юга Средней Сибири. Геохронология четвертичного периода. М.: Наука. 1992. С. 174–181.
- Гиттерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е. Д., Коренева Е.В., Матвеева О.В.* Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. 272 с.
- Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. 437 с.
- Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гвоздева И.С.* О влиянии гляциоэвстатических колебаний уровня Японского моря на формирование рельефа и осадков // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 134–147.
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М.* Стратиграфия и условия образования четвертичных отложений шельфа Приморья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС.1998. С. 97–110.
- Кулаков С.В.* Стратиграфия четвертичных отложений восточной части полуострова Челюскин (побережье моря Лаптевых) // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов. СПб. 1998. 199 с.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Л.П., Тертычная Т.В.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного. Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, № 58, 1989. С. 58–69.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л.* Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 186 с.
- Пушкарь В.С., Черепанова Н.В., Иванов В.Ф., Хонкин Д.М., Рур С.* Пелецкая трансгрессия (Западная Аляска). Тихоокеанская геология, 1996. № 5, С. 79–82.
- Свиточ А.А., Талденкова Е.Е., Янина Т.А.* Морской голоцен побережий континентов и островной суши океана. М., МГУ, 1997. 143 с.
- Яшин Д.С., Кошелева В.А.* Стратификация отложений голоцена моря Лаптевых // Тезисы докладов. Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб., 1998. 214 с.
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F.* Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during Oxygen-Isotope Substage 5d. Quaternary Research 50, 1998. P. 46–55.
- Shackleton N.J.* The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1977. v. 280, ser. B. P. 169–182.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАРГИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ (МЕЖСТАДИАЛА) В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 50(55)–23 ТЫС. ЛЕТ

В.С.Волкова

Для восстановления палеогеографии каргинского межледниковья необходимо рассмотреть строение отложений каргинского горизонта. Как выяснилось, каргинский горизонт в настоящее время не имеет стратотипа. Ранее им считался разрез на мысе Каргинском в низовьях Енисея, описанный В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945]. Морские отложения здесь оказались казанцевскими (ЭПР–121,9 тыс. лет). В южных и центральных районах Западной Сибири к каргинскому горизонту относятся аллювиальные и озерные отложения, имеющие радиоуглеродный возраст от 50(55) до 23 тыс. лет (третья изотопно-кислородная стадия) и пользующиеся повсеместным распространением в долинах Западно-Сибирских рек.

На севере равнины на нижней Оби, горизонт подразделен на три подгоризонта: нижнекаргинский (харсоимский), лохподгортский и верхнекаргинский. К первому относятся осадки харсоимской трансгрессии и синхронные ей аллювиальные и озерные золотомысские слои, с которыми связаны ледниковые образования небольшой ледниковой подвижки и, наконец, последний подгоризонт слагают аллювиальные отложения, традиционно считавшиеся каргинскими.

Западная Сибирь в каргинский межстадиальный век 50(55)–23 тыс. лет имела облик невысокой аккумулятивно-денудационной равнины, мало отличающейся от современной. Об этом свидетельствуют аллювиальные осадки, распространенные повсеместно во всех долинах как крупных, так и местных мелких рек. Нижнекаргинский (золотомысский) аллювий фациально замещается в устье Оби морскими харсоимскими слоями, сформировавшимися во время небольшой трансгрессии, следы которой устанавливаются на арктических побережьях вдоль Обской губы и Енисейского залива.

В лохподгортское время, примерно 30–35 тыс. лет назад, в низовьях Оби установлена небольшая ледниковая подвижка, а в долине Нижней и Средней Оби, Енисея, а также Нижнего Иртыша – накопление регионально распростра-

ненных озерных слоев с крупными псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Верхнекаргинская генерация аллювия сохранилась более фрагментарно, а в ледниковой зоне нередко полностью эродирована в последнюю (сартанскую) ледниковую эпоху. Таким образом, в развитии гидросети фиксируется три этапа. К ранне- и позднекаргинскому времени относятся две разновозрастные генерации аллювия с местными названиями, вложенные друг в друга и разделенные либо этапом озерной седиментации, либо местным перерывом. Они образуют, залегая на различных гипсометрических уровнях, две разновысокие погребенные каргинские террасы. Последние перекрыты раннесартанскими озерными осадками и экспонированы в современном рельефе в форме двухступенчатой II надпойменной террасы; высотой в 20–30 и 18–20 м [Палеогеография..., 1980; Кривоногов, 1988].

Раннекаргинское (харсоимское) время

Раннекаргинские морские осадки обнаружены на севере равнины. Каргинская бореальная трансгрессия [Гудина, 1976; Левчук, 1984] вторглась небольшими заливами в прибрежные приморские низменности и проникла в приустьевые участки рек (рис. 1). Ее бореальный характер обусловил трехкратную смену палеоклиматических условий. Морские заливы в дельте Оби, на Ямале и Гыдане (бассейн р. Мессояха), на Таймыре были мелководными и в начале относительно холодными. В них обитали преимущественно холодноводные виды фораминифер, свидетельствующие о температуре придонных вод около 0°C летом и отрицательных зимой. Палинологическими исследованиями осадков, обнажающихся вдоль правого берега Надымской Оби между Салехардом и устьем р. Вануйто, в зоне современной лесотундры выявлены две фазы в развитии растительности – безлесные ландшафты и сосново-березовые редколесья с примесью кедра. Последняя фаза выявлена М.Р. Вотях в скважинах, пробуренных в районе Салехарда.

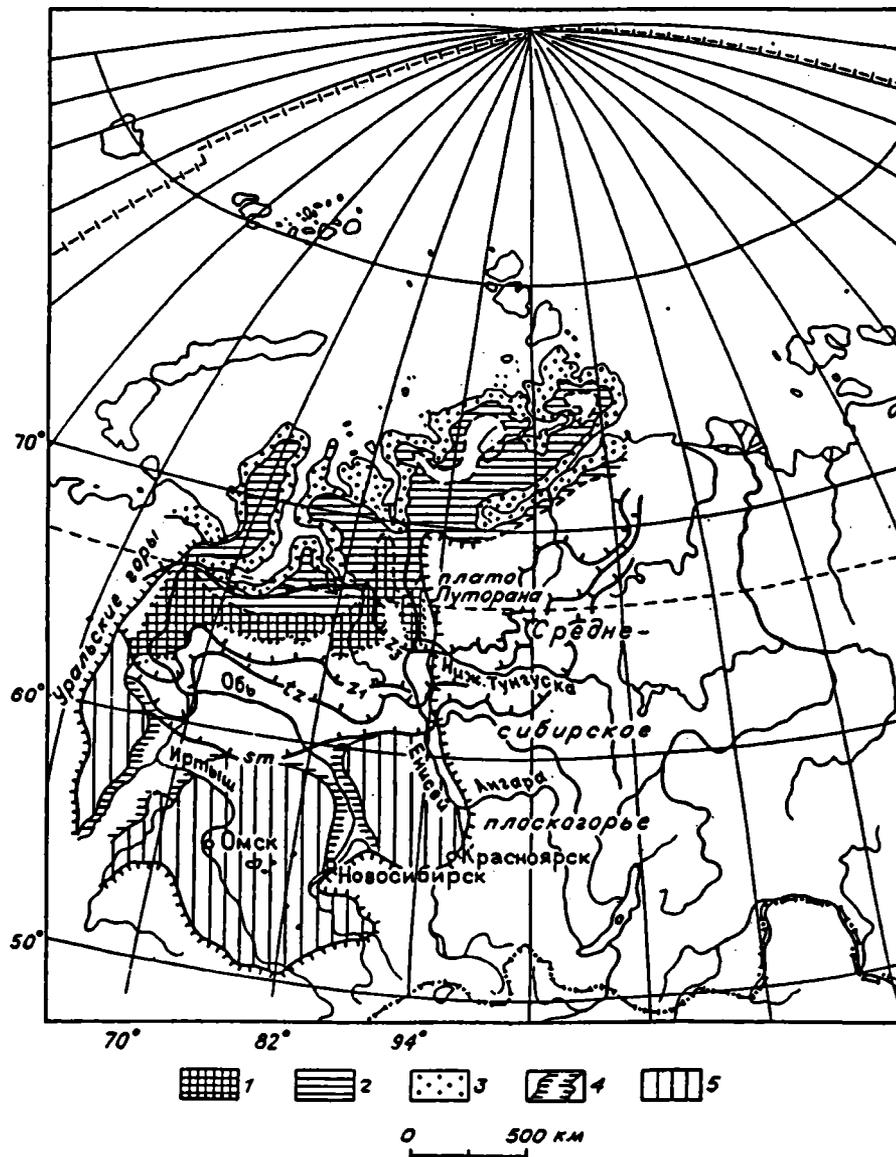


Рис. 1. Палеогеографическое районирование покрова четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

Максимальные размеры трансгрессий: 1 – в обское (туруханское) и салемальское (санчуговское) время; 2 – в казанцевский и 3 – в каргинский века; 4 – зона распространения подпрудных бассейнов (показаны южные границы подпрудных ледниковых озер); 5 – южная приподнятая часть равнины с широким пространственным развитием лессовых покровов и палеопочв.

Субширотные пояса краевых ледниковых образований самарского (sm), тазовского (tz), предположительно раннезырянского или ермаковского (z1), сартанского (z3) оледенений.

В максимум трансгрессии море проникло в низовья Оби и Енисея, расширило свои границы на Таймыре, Гыдане, Ямале. Из отложений максимума трансгрессии установлены две ассоциации фораминифер [малохетская и щучинская, Гудина, 1976]. В составе ассоциаций присутствуют не только бореальные, арктобореальные, но и бореально-лузитанские и лузитанские виды, обитающие в настоящее время западнее Кольского полуострова в зоне влияния Гольфстрима. Это позволяет говорить о положительных придонных температурах и малой ледовитости моря.

Таким образом, первая половина каргинской трансгрессии приходится на харсоимский век, поэтому существенно отметить, что в осадках лохподгортского интервала (подгоризонта) фораминиферы не обнаружены. Возможно, в это время началась уже регрессия моря, хотя развер-

тывалась она позднее, в позднекаргинский век. Море становилось холоднее, в ассоциации фораминифер происходила перегруппировка видов с преобладанием холодноводных форм, что указывает на понижение температур придонных вод на 0°C или даже до отрицательных значений [Левчук, 1984].

На суше растительность начала каргинского века изучена в Шурышкарском обнажении на Оби, где наблюдается почти непрерывный разрез озерных осадков от ленточных хашгорских глин к раннекаргинской (харсоимский подгоризонт) пачке переслаивающихся глин, алевролитов и песков с линзами торфа. Эта пачка – шурушкарские слои относится к нижней части харсоимского подгоризонта с верхним хронологическим рубежом, который контролируется радиоуглеродной датой 42500±1200 (СО АН-646) лет, а нижний

предполагается около 50–55 тыс. лет. Если ленточные глины накапливались в условиях развития лесотундровой растительности, то перекрывающие их алевроиты содержат спектры, в которых пыльца древесных и травянисто-кустарничковых растений присутствует примерно в одинаковом количестве. Древесные породы представлены пыльцой березы и сосны, постоянно присутствует пыльца ели, кедра и ольхи. Пыльцы кустарничковых берез и ольховника становится меньше, но она встречается по всему слою. В группе трав резко возрастает роль пыльцы осок, увеличивается количество злаковых. Появляется пыльца семейств, не встречавшаяся в подстилающих ленточных глинах, – лютиковых, розоцветных, кипрейных, колокольчиковых, валериановых и др. Начинают преобладать споры папоротников и зеленых мхов. Можно допустить, что при формировании этих отложений здесь произрастали леса северотаежного типа с развитым травянистым покровом.

Выше по разрезу в озерных песках с прослоями торфа количество пыльцы древесных пород возрастает до 75% с преобладанием пыльцы сосны (более 50%). Содержание пыльцы травянистых растений меняется от 39% в нижней до 11% в верхней части слоя. В том же направлении уменьшается количество спор. Описанные спорово-пыльцевые спектры приближаются по своему составу к субрецентным спектрам из южной части северотаежных лесов. В настоящее время в районе этого разреза растут северотаежные лиственнично-еловые леса, местами переходящие в лиственничные северотаежные редкостойные леса с участием ели и сосны.

Таким образом, за время формирования супесей (алевроитов) и песков с торфом произошла трехфазовая смена растительности от лесотундр к редкостойным северотаежным лесам и к северотаежным лесам южной ее части.

Выше песков и супесей с торфом залегают озерные глины с прослоями торфа. Эти отложения формировались уже в условиях развития темнохвойных лесов с примесью сосны и березы. Среди темнохвойных пород отмечается максимум пыльцы кедра. В составе пыльцы трав появляется пыльца гречишных, крестоцветных, розоцветных, синюховых и водных – рогозовых, кувшинковых, рдестовых, отмечается максимум спор чистоуста – растения торфяных и лесных болот. Вероятно, спорово-пыльцевые спектры отражают распространение лесотундровых, редкостойных смешанных лесов, существовавших, судя по радиоуглеродной дате из линзы торфа

42000±1250 (СО АН–646) лет назад. Этот торф был подвергнут палеокарпологическому изучению.

В.П. Никитин [1970] отметил, что ископаемая флора, на первый взгляд, напоминает флору "диагональных песков" с *Azolla interglacialica*, *Oxyria gigyna*, *Juncus arcticus* и др. Тем не менее, отнесение ее к тобольскому межледниковью было бы ошибочным, для "диагональных песков" характерна более глубокая степень фоссилизации фитодетрита, обилие видов *Potamogeton*, представленных многочисленными плодиками, наличие фригорифилов вместе с отсутствующими в нашей флоре локальными термофилами, в частности, нимфейными и наядами, большее участие луговостепных трав и некоторые другие признаки. По мнению В.П. Никитина, флора имеет позднечетвертичный возраст. Она формировалась в пойменном болоте, периодически затоплявшемся полыми водами в подзоне северной тайги, в климатической обстановке вполне близкой к современной или быть может чуть более мягкой. Таким образом, присутствие во флоре мегаспор *Azolla interglacialica* следует объяснить переотложением. Она безусловно не могла существовать вблизи северной окраины таежной зоны.

Нарращивание разреза с частичным перекрытием наблюдается в обнажении Золотой мыс на нижней Оби. Харсоимский подгоризонт представлен в нем золотомысскими аллювиальными слоями с размывом, залегающими на хашгортской морене. В спектрах повторяется фаза лесотундры и добавляется еще две – северотаежных лесов и вновь лесотундры. Последняя датирована по радиоуглероду в 39–40 тыс. лет. Это подтверждает ее хронологическое положение вблизи границы харсоимского с лохподгортским подгоризонтами.

Сравнение спорово-пыльцевых диаграмм по трем расчисткам на северном берегу Шурышкарского сора и по обнажению у Золотого мыса на Оби свидетельствует о неоднократных изменениях растительного покрова в течение харсоимского времени. Две фазы лесотундры фиксируют соответственно окончание раннезырянского оледенения (сухой и холодный климат) и начало лохподгортского стадия с его более влажным, но суровыми условиями. Фазы в промежутке между ними указывают на теплые для этих районов климатические условия. Во время шурышкарской фазы произрастали северотаежные леса южной подзоны, а во время золотомысской – леса типа северной тайги (примерно 38–40 тыс. лет назад) между ними выделяется этап, включающий фазы лесотундры и тундры. Это было

относительно влажное и холодное время (около 42–44 тыс. лет назад).

Лохподгортское время

Спорово-пыльцевые спектры лохподгортского подгоризонта (морена с прослоями ленточных глин, залегающих поверх золотомысского аллювия) указывают на похолодание климата¹. В их общем составе уменьшается содержание пыльцы древесных пород, среди которой доминирует пыльца березы, в том числе карликовой и ольхи. В группе травянистых растений много пыльцы разнотравья, полыней, злаковых, присутствуют споры сфагновых и зеленых мхов, папоротников, плаунов, в том числе *Lycopodium selago*, *L. annotinum*. Спектры сходны с описанными для нижнезырянских отложений. По ним можно воспроизвести ландшафты елово-сосновых и березовых редколесий и зарослей кустарничковой березки и ольхи. Общая степень заболоченности была высокой. Тип растительности существенно отличался от типа растительности золотомысского времени, когда в низовьях Оби произрастали северотаежные леса. В лохподгортский век они деградировали и отступали к югу.

Лохподгортские водно-ледниковые и ледниковые осадки замещаются пачкой озерных глин в долине нижней Оби южнее Золотого мыса и далее вверх по долине среднеобскими слоями [Архипов и др., 1973]. По данным палинологических исследований, смена растительности в казымское время последовательно происходила от северотаежных лесов к лесотундрам и снова к северотаежным лесам. Ранний этап, очевидно, относится к интервалу переходному от золотомысского к казымскому, а поздний – от казымского к каргинскому векам. Следовательно, в собственно лохподгортское время (подгоризонт) на нижней Оби в современной зоне северной и частично средней тайги существовали лесотундра и тундра, а климатические условия были достаточно суровыми и влажными. С этим хорошо согласуются криогенные текстуры в казымских и среднеобских озерных толщах, образующих систему псевдоморфоз по ледяным клиньям [Палеогеография..., 1980].

Позднекаргинское время

В начале позднекаргинского века, судя по палинологическим данным обнажения Золотой

¹ Лохподгортская морена с прослоями ленточных глин локализована только в горах и низовьях Оби. В других районах лохподгортскому времени соответствует хорошо выраженная фаза похолодания.

мыс, началось продвижение лесов к северу. Уже в слое глин, перекрывающих лохподгортскую морену и связанных с ней постепенным переходом и близостью генезиса, в спектрах увеличивается содержание пыльцы хвойных: ели до 17, сосны до 30, сибирского кедра до 15%, встречается пыльца пихты. Очевидно, климат стал несколько теплее. Из песчаных аллювиальных осадков, залегающих на лохподгортских глинах с размывом наблюдается увеличение количества пыльцы древесных пород (до 60%) и спор (до 32%). Облесенность территории увеличилась. Появились елово-кедрово-сосновые и березовые леса, по долинам – ольшаники. Об этом изменении в составе лесов свидетельствует и большое количество спор папоротников. Таким образом, основная часть аллювия, представленная озерно-старичными глинами с торфом, датированным по радиоуглероду в 29500±520 (СО АН-974) лет, формировалась в условиях существования лесной растительности типа северотаежных лесов близких по составу к произраставшим в золотомысское время. В общем составе пыльцы и спор доминируют древесные породы (46–52%), пыльцы трав не более 20%, а спор – 28%. Отмечается большой процент пыльцы хвойных пород (сосна 43%, ель 18%), из пыльцы лиственных пород – береза (до 33%). Среди травянистых растений первое место принадлежит полыням (до 30%), затем злакам и разнотравью. В составе спор преобладают *Lycopodium selago* (20–18%).

Менее благоприятными были климатические условия в конце позднекаргинского века 26900 (СО АН-965) – 25280±340 (СО АН-964) лет назад. Этот возраст имеют аллювиальные слои (пески с прослоями алевролита и торфа), обнажающиеся на правом берегу Оби, около устья р. Тугнян-Юган. Они с размывом залегают (длительным перерывом в лохподгортское и, вероятно, в начале позднекаргинского времени) на кормужиханских озерных глинах (ТЛ-110±14 тыс. лет назад) и перекрываются сартанскими озерными осадками уртамскими слоями, имеющими радиоуглеродный возраст от 22(21) до 16(15) тыс. лет назад [Палеогеография..., 1980]. Исследованиями Т.П. Левиной [1979] выявлено четыре фазы березового редколесья – безлесной перигляциальной – березового редколесья и вновь безлесной перигляциальной растительности. Вторая и четвертая характеризуются господством в спектрах пыльцы недревесных пород, главным образом злаков, в меньшей степени разнотравья, присутствием пыльцы эфедры, кустарничковой березки, ивы, спор сфагновых мхов и арктических плаунов. Фаза березового редколе-

сья выделяется увеличением пыльцы древесных, среди которой преобладает пыльца берез, а среди трав – злаки и разнотравье. Приведенные данные свидетельствуют о том, что похолодание кульминаровавшее в сартанский пессимум 20–18 тыс. лет назад началось во второй половине позднекаргинского века около 26–25 тыс. лет назад.

Таким образом, следует отметить, что для каргинского века фиксируется неоднократная смена растительности от беслесных ландшафтов к лесотундровым редколесьям и северотаежным лесам, которые, по крайней мере, однажды в оптимум сменились лесами южной подзоны северотаежной зоны. Климатическая кривая [Волкова, 1991, табл. 1], построенная по палинологическим данным свидетельствует о колебаниях климата от холодного арктического к субарктическому и близкому к современному – умереннохолодному с весьма вероятным отклонением до положения "теплее современного". По данным

палинологии можно выделить три "теплых" и два холодных интервала. Позднекаргинское потепление, вероятно, отличалось ровным умеренно холодным климатом, близким к современному. Два первых – шурышкарское и золотомысское – были кратковременными, очевидно, не более двух-трех тысячелетий. Они разделены похолоданием на рубеже около 44–45 тыс. лет назад. Поэтому золотомысский теплый этап попадает в интервал от 40(38) до 44 тыс. лет, а шурышкарский, видимо, был в промежутке от 45 до 50 тыс. лет. Шурышкарский интервал характеризовался развитием в районе Салехарда северотаежных лесов, что и позволяет предполагать в это время климат несколько теплее современного для субарктических районов Западной Сибири. Лохподгортское похолодание продолжалось, видимо, около 7–10 тыс. лет назад, хотя его пессимум попадает скорее всего в интервал 30–33 тыс. лет назад¹.

Литература

Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 7–21.

Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплейстоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 30–40.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 124 с.

Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.

Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в

долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 74–98.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.

Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплейстоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245–312.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.

Сакс В.Н., Антонов К.В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Л., 1945. 117 с.

¹ В статье В.С.Волковой содержится несколько дискуссионных моментов, на которые необходимо обратить внимание читателя. Первое, присутствие в раннекаргинских отложениях лузитанских форм фораминифер вызывает большое сомнение, поскольку в каргинских отложениях восточной части Баренцева моря они отсутствуют. Далее, в толще лохподгорских отложений очень смущает наличие в низовьях Оби морены и ленточных глин. Если это действительно так, то возникает вопрос о правомерности употребления для всего описываемого интервала времени термина межледниковья и даже межстадиала.

По нашему мнению, морена, возможно, перекрывает казанцевские действительно межледниковые отложения. И является более древней, чем постулирует В.С.Волкова. Одновременно не исключено, что эта морена может соответствовать морене в начале среднего валдая (по Мангеруду в конце третьей изотопной стадии), но тогда еще более остро встает вопрос о так называемом каргинском межледниковье или межстадиале в понимании В.С.Волковой.

Тем не менее, в статье В.С.Волковой содержится интересный материал, дающий возможность подойти к более подробному подразделению позднего плейстоцена. Это послужило основой, несмотря на высказанные замечания, для ее публикации в настоящем номере Бюллетеня (Прим. ответств. редактора).

ХРОНИКА

ПАТРИАРХ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ (к 95-летию И.И.Краснова)



Иван Иванович Краснов – геолог, геоморфолог, стратиграф, специалист по картографированию четвертичных отложений и геоморфологической картографии. Доктор геолого-минералогических наук, почетный разведчик недр, почетный член Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА). И.И.Краснов более 60 лет работает во ВСЕГЕИ и до сих пор является главным научным сотрудником этого института.

И.И.Краснов родился в Петербурге 10 февраля 1906 г. в семье врача. Его детские годы прошли в Удельной – ближнем пригороде Петербурга, а вскоре семья поселилась в пос. Озерки. Иван Иванович и ныне живет там в доме, построенном его отцом на высоком берегу живописного Верхнего озера, обрамленного песчаными дюнами с редкими высокими соснами. Постоянное участие в школьных загородных экскурсиях, а затем в Олонецкой экспедиции по

изучению рельефа и четвертичных отложений Карелии (в качестве рабочего) привили ему интерес и любовь к природе. В 1924 г. он стал студентом Географического института (вошедшего в 1925 г. в состав Ленинградского университета), по окончании которого по кафедре геоморфологии в 1929 г. был сначала сотрудником Четвертичной галереи АН СССР, затем – Геологического треста, где вел съемку четвертичных отложений и проводил исследования ленточных глин.

С января 1933 г. И.И.Краснов стал сотрудником ЦНИГРИ–ВСЕГЕИ. В составе группы молодых ученых он ведет под руководством проф. С.А.Яковлева геологическую съемку в Большеземельской тундре. Созданная при этом карта стала частью карты четвертичных отложений Европейской территории СССР масштаба 1:2,5 млн., построенной по генетическому принципу (ред. С.А.Яковлев).

Затем в течение многих лет И.И.Краснов ведет полевые геоморфологические исследования и геологическую съемку четвертичных отложений на Урале и в Сибири. В 1940-е годы он разработал методику картографирования и опробования россыпных месторождений, одним из первых применил аэрометоды при геологической съемке и составлении карт, участвовал в создании «Методического руководства по геологической съемке и поискам» (раздел о применении аэрометодов). На Урале он разрабатывает методику картографирования основных морфоструктур на геологических и геоморфологических картах. Им составлена часть геоморфологической карты Урала масштаба 1:500000.

В послевоенные годы И.И.Краснов руководит экспедициями ВСЕГЕИ на Сибирской платформе. В 1952–1953 гг. им были составлены карты прогноза алмазоносности и разработана методика поисков коренных месторождений алмазов по минералам-спутникам («пироповая» съемка). Бодрость, оптимизм, деловитость и доброжелательность И.И.Краснова создавали хорошую творческую атмосферу в коллективах, которыми он руководил.

Как соавтор и редактор Иван Иванович участвовал в подготовке и издании обобщающих трудов по геологии Сибирской платформы и Геоморфологической карты этого региона в масштабе 1:1500 тыс. (ред. И.И.Краснов, 1959 г.). Для этой карты им впервые разработана детальная классификация и таксономия морфоструктур с отражением не только их генезиса, но и возраста, что вносило заметный вклад в методологию геоморфологического картографирования.

При самом деятельном участии и под его руководством были созданы карты четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности и Восточно-Европейской равнины масштаба 1:1500 тыс. (1961, 1971 гг.), карта четвертичных отложений СССР и геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:5 млн. (1961 г.). Для весьма примечательной карты четвертичных отложений Евразии масштаба 1:5 млн. (Изд. ВСЕГЕИ и ВНИИЗарубежгеология, 1983 г.) И.И.Краснов подготовил авторский макет карты для территории Европы с учетом новейших картографических и литературных материалов.

И.И.Краснов совместно с сотрудниками ГИН АН СССР разработал хроностратиграфическую схему верхнеплиоценовых и четвертичных отложений СССР, основанную на палеоклиматической ритмичности, био- и магнитостратиграфии

и радиологических данных. При этом была достигнута достаточно высокая дробность подразделений четвертичной системы и позднего плиоцена. Иван Иванович принимал участие в создании монографии «Стратиграфия СССР. Четвертичная система» (совместный труд сотрудников ВСЕГЕИ и лаборатории четвертичной геологии ГИН АН СССР, 1982, 1984 гг.), где был ответственным редактором 2-го полутома, содержащего региональное описание четвертичных отложений.

Занимаясь вопросами расчленения и объема антропогена, классификации и номенклатуры стратиграфических подразделений, И.И.Краснов, первым из отечественных исследователей, применил для решения этих проблем и вопросов корреляции астрономические данные по кривым солнечной радиации.

В последние годы И.И.Краснов с коллективом сотрудников ВСЕГЕИ подготовил новую карту четвертичных отложений России, которая издана под его редакцией в 2000 г. – к 300-летию горно-геологической службы России.

Следует отметить участие Ивана Ивановича в энциклопедических изданиях; так еще в 1957 г. им с соавторами была составлена схематическая карта четвертичных отложений СССР с элементами палеогеографии к статье «Четвертичный период» (БСЭ, 2-ое изд., т.47). В энциклопедическом справочнике 1992 г. «Санкт-Петербург – Петроград – Ленинград» помещен очерк Ивана Ивановича о геологическом строении и рельефе территории г. Ленинграда и окрестностей с приложением геоморфологической карты.

С присущим ему живым интересом ко всему новому в науке, искусстве, литературе Иван Иванович получал разнообразные впечатления в своих поездках по нашей стране и за рубежом и щедро делился ими с коллегами, учениками, друзьями. Отзывчивость, эрудированность, интеллигентность Ивана Ивановича снискали ему глубокое уважение всех знающих его людей.

И.И.Краснов принимал активное участие в работе Комиссии по изучению четвертичного периода и долгое время был в руководстве Комиссии по четвертичной системе МСК и членом МСК.

Все члены Комиссии по изучению четвертичного периода желают Вам, дорогой Иван Иванович, доброго здоровья, не терять постоянно присутствующего у Вас оптимизма. Конечно, 95 лет это много, но не предел, и мы с нетерпением будем ждать Вашего столетия. Пожалуйста, устройте этот праздник для всех четвертичников России и СНГ в целом.

Бюро Комиссии РАН по изучению четвертичного периода

ЧЕЛОВЕК–ЛЕГЕНДА (к 100–летию со дня рождения Г.И. Горецкого)

Ф.Ю. Величkevич, Р.А. Зинова



10 апреля 2000 г. исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося белорусского и советского геолога, старейшего академика АН Беларуси, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного деятеля науки Беларуси, лауреата государственных премий СССР и БССР Гавриила Ивановича Горецкого. Его жизненный и творческий путь является ярким примером беззаветного служения науке, которое в период сталинского лихолетья приходилось постоянно сочетать с борьбой за справедливость и человеческое достоинство, а то и просто за физическое выживание.

Гавриил Иванович родился в деревне Малая Богатьковка Мстиславского района Могилёвской области в простой крестьянской семье. Помогая отцу Ивану Кузьмичу и матери Ефросинье Михайловне в их нелёгком крестьянском труде, Г.И. Горецкий, несмотря на все невзгоды, вырос физически крепким человеком с поистине богатырским здоровьем, прочными нравственными

устоями, с непреодолимой тягой к знаниям, которая всячески поощрялась родителями и подкреплялась примером старшего брата Максима, ставшего впоследствии одним из классиков белорусской литературы. После окончания Раздельской начальной школы в 1914 г. Г.И. Горецкий поступает в Горы-Горецкое землемерно-агрономическое училище, которое в связи с революционными событиями было вскоре закрыто, что вынудило его прервать учёбу и переехать в Смоленск и поступить на работу в Экономический отдел Губисполкома в качестве регистратора, а позднее секретаря–стенографиста. В это же время в Смоленске жил и Максим Горецкий, вместе с которым Гавриил Иванович составил первый русско-белорусский словарь, выдержавший два издания в 1918 и 1921 гг. В конце 1918 г. Горы-Горецкое училище было восстановлено и Г.И. Горецкий продолжил в нём учёбу, совмещая её с работой в Горецком уездном исполкоме в качестве секретаря-стенографиста.

Следует заметить, что навыки стенографирования, приобретённые в эти годы, Гавриил Иванович использовал в повседневной работе вплоть до последних лет жизни и его многочисленные полевые дневники с описаниями геологических разрезов заполнены именно таким способом.

После окончания Горы-Горецкого землемерно-агрономического училища Г.И. Горецкий в 1919 г. направляется на работу по специальности в Башкирию, в Уфимский губземотдел, где работает инструктором-ревизором по землеустройству и одновременно учится в Уфимском институте народного просвещения. В 1920 г. он переезжает в Москву и поступает на экономический факультет Петровской (позднее Тимирязевской) сельскохозяйственной академии, совмещая учёбу с работой инструктором Центрзема по землеустройству. В период учёбы в академии (1920–1924 гг.) в полной мере раскрылись незаурядные научные, организаторские и культурно-просветительские способности молодого студента. Под руководством профессоров академии А.А. Рыбникова и А.Ф. Фортунатова он занимается научными исследованиями по вопросам экономической географии, организует различные кружки, создаёт Белорусскую культурно-научную студенческую ассоциацию, выступает с лекциями и докладами на тему экономического и духовного возрождения Беларуси, публикует статьи в журнале “Молодая Беларусь” и газете “Советская Беларусь”. Активная общественно-политическая деятельность Г.И. Горецкого, направленная на приобретение Беларусью суверенитета и территориальной целостности в естественных этнических границах, с недовольством и настороженностью воспринималась руководством академии, а вскоре последовали и аресты. В первый раз его арестовали в 1920 г. за переход советско-литовской границы с нелегальной литературой на белорусском языке и поездку в Вильнюс, однако через несколько дней он был освобождён. В 1922 г. он по доносу одного из студентов был арестован ГПУ вторично и с более серьёзными последствиями. Было принято решение о высылке Г.И. Горецкого в числе большой группы интеллигенции за границу и только благодаря пересмотру дела В. Менжинским оно было прекращено.

После окончания Тимирязевской академии и защиты диплома в 1924 г. Г.И. Горецкий был оставлен в аспирантуре Научно-исследовательского института сельскохозяйственной экономики при академии, где приступил к работе над книгой “Национальный доход Беларуси”, которую опубликовал в 1926 г. Одновременно он

преподавал экономическую географию в Коммунистическом университете национальных меньшинств Запада. В 1925 г. он переезжает в Горки, где избирается доцентом и заведующим кафедрой экономической географии Белорусской сельскохозяйственной академии, а в 1927 г. переводится в Минск и возглавляет Белорусский научно-исследовательский институт сельского и лесного хозяйства при Совнаркоме БССР, оставаясь на этом посту до 1930 г. На VIII Всебелорусском съезде Советов в 1927 г. он избирается кандидатом в члены, а в 1929 г. на IX съезде – членом Центрального Исполнительного комитета БССР, является членом президиума Комитета по химизации народного хозяйства при СНК БССР, членом Комиссии статистического плана при ЦСУ БССР. В 1928 г. была учреждена Белорусская академия наук и Г.И. Горецкий становится её действительным членом. В 1928 г. выходит книга Г.И. Горецкого “Границы Западной Беларуси в Польше”, в которой были обобщены материалы, собранные во время его командировки в Польшу в 1926 и 1927 гг. Уже будучи директором НИИ сельского и лесного хозяйства, Гавриил Иванович посещает Германию и Польшу с целью изучения опыта организации научной деятельности по сельскохозяйственному производству. В период с 1927 по 1930 гг. им были опубликованы три ежегодных отчёта о работе НИИ сельского и лесного хозяйства, в которых Г.И. Горецкий даёт глубокий анализ состояния и перспектив развития возрождающегося народного хозяйства Беларуси.

В 1930 г. Г.И. Горецкий был вновь арестован и после долгого, изнуряющего следствия приговорён Коллегией ОГПУ к высшей мере наказания (расстрелу) с изменением затем этого приговора на заключение в концлагере сроком на 10 лет. Находясь под следствием, Гавриил Иванович продолжал научную работу, много читал и в этот период познакомился с капитальными трудами П.А. Тутковского и П.А. Кропоткина по четвертичной геологии. Эта область знаний целиком захватила его, он продолжал углубляться в учение о ледниковом периоде и с этого момента начинается новый этап его жизни, неразрывно связанный с геологией.

С 1931 г. Г.И. Горецкий вначале как заключённый, а потом как частично (1934 г.) и полностью (1958 г.) реабилитированный, работал в системе Гидропроекта СССР на многих так называемых “великих стройках коммунизма”, в их числе – на Беломорско-Балтийском, Кольском, Волго-Донском, Сальском, Азовском и Пролетарском каналах, на Нижне- и Верхне-

Тулумской, Горьковской, Цимлянской, Нижне-Камской, Чебоксарской, Саратовской, Киевской и Каховской гидроэлектростанциях, на Доно-Сальском (Мартыновском) туннеле, Сарпинской обводнительной и оросительной системе, Чограйском водохранилище, Рыбинском и Соликамском гидроузлах, шлюзовой системе низовьев Дона, Кубань-Калауской гидросистеме и многих других объектах. В период Великой Отечественной войны он руководил инженерно-геологическими изысканиями при строительстве оборонных сооружений в Калининской, Ленинградской и Вологодской областях. За этот период Г.И. Горецкий собрал огромный фактический материал по четвертичной геологии европейской части СССР, который был частично использован в его кандидатской и докторской диссертациях, защищённых в Институте геологических наук АН СССР в 1945 и 1946 гг. До 1968 г. Г.И. Горецкий продолжает работу в институте “Гидропроект”, занимая должность заместителя начальника отдела геологических изысканий, главного геолога южных объектов, главного специалиста Гидропроекта СССР. С 1967 г. Г.И. Горецкий становится председателем Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA) и бессменным, вплоть до 21.IV.1983 г., председателем Комиссии по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле АН СССР.

В 1969 г. сбылась заветная мечта Г.И. Горецкого о возвращении на родину, он с женой Ларисой Иосифовной переезжает в Минск и создаёт в Институте геохимии и геофизики АН БССР отдел палеогеографии антропогена, переименованный позднее в лабораторию геологии и палеопотамологии антропогена. Воплощая в жизнь свою концепцию комплексного изучения четвертичных отложений Беларуси, он привлекает в свой коллектив как опытных специалистов (Н.А. Махнач, Л.Н. Вознячук, Е.П. Мандер), так и способную молодёжь. В короткий срок в лаборатории сложились и стали успешно функционировать геолого-геоморфологическое, литолого-геохимическое и биостратиграфическое направления, сочетание которых позволило Г.И. Горецкому создать особую, белорусскую школу исследователей антропогена, получившую признание как в бывшем Союзе, так и за рубежом. С 1969 г. Г.И. Горецкий возглавляет созданную им белорусскую антропогеновую комиссию при АН БССР, много работает в Проблемном совете по комплексному изучению земной коры и верхней мантии при АН БССР, Научном совете по проблемам Полесья, Терминологической комиссии и

редколлегии Белорусской Советской Энциклопедии, является членом учёного совета Гидропроекта и Научного Совета по инженерной геологии АН СССР, членом Научно-технического совета Белорусского научно-исследовательского геологоразведочного института, членом ряда советов по присуждению учёных степеней, почётным членом Географического общества СССР, членом Московского общества испытателей природы, членом редколлегий журналов “Инженерная геология” и “Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода” (Москва).

К двум капитальным монографиям: “Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна” (1964) и “Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги” (1966) в 1970 г. добавилась третья – “Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра”, составившие цикл работ палеопотамологического направления, удостоенный в 1971 г. Государственной премии СССР. Эти монографии, последовательно развивающие учение Г.И. Горецкого о закономерностях формирования древних погребённых речных долин, о палеогеографических особенностях аллювиального осадконакопления и литогенеза, оказали и продолжают оказывать глубокое воздействие на общее развитие четвертичной геологии древнеледниковой и перигляциальной областей Восточно-Европейской равнины, способствовали становлению новой отрасли геологии – палеопотамологии. Цикл палеопотамологических работ Г.И. Горецкого завершают две его монографии: “Особенности палеопотамологии ледниковых областей” (1980) и “Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона” (1982), написанные, несмотря на почтенный возраст автора, живо и увлекательно, с присущим ему изысканным стилем изложения и великолепно, глубоким анализом обильного, нередко противоречивого фактического материала. Это поистине титанический труд, посильный только для такого одержимого жаждой научного творчества человека, каким был Г.И. Горецкий.

С именем Г.И. Горецкого связано и учение о ложбинах ледникового выпахивания и размыва, нашедшее в среде геологов-четвертичников как горячих поклонников, так и противников, но никого не оставившее равнодушным к этой проблеме. По глубокому убеждению Г.И. Горецкого, происхождение долинообразных переуглублений в толще плейстоценовых образований и их ложе связано с экзарационной деятельностью ледников и талых ледниковых вод, поскольку заполняющие эти депрессии отложения ледникового

комплекса не имеют характерного для аллювиальных свит строения и относятся к особому генетическому типу четвертичных отложений — гляциоаллювию. Помимо научно-теоретической значимости проблемы, ложбины ледникового выпахивания и размыва имеют большую практическую ценность как коллекторы пресных подземных вод, широко используемые в питьевом водообеспечении многих городов Беларуси. Г.И. Горецким внесено много нового в разработку классификации генетических типов и фаций континентальных отложений антропогена, в частности в современное понимание аллювия, краевых ледниковых образований, перигляциальной и лёссовой формаций, половодноледниковых образований и пр., он произвёл классификацию геологических структур, созданных ледниками, выделил основные формы и типы проявления гляциотектоники.

Очередным шагом в развитии концепции ложбин ледникового выпахивания и размыва явилась идея Г.И. Горецкого о палеогеографических аренах, сформулированная в работе «О выделении палеогеографических арен в антропогене БССР», 1988. В ней высказана глубокая мысль о наличии территорий, характеризующихся единством или близостью антропогеновых образований, возникших под воздействием сходных физико-географических факторов, с ведущей ролью некоторых из них. В ледниковых областях такими факторами являются ледники и воздействие их на субстрат и аккумуляцию с формированием специфических форм подлёдного рельефа, особенно ложбин ледникового выпахивания и размыва, а также краевых ледниковых образований, палеорек и прарек. Направленность в изменениях палеогеографического развития территории отражается в соотношении поэтапных и интегральных палеогеографических арен, которые различаются между собой по типам эпигеодинамики (ледниковые, гляциотерминальные, флювиогляциальные, перигляциальные, погребённых озёр, палеорек и прарек и др.). Выделение палеогеографических арен различного ранга является первым этапом геологического районирования, облегчающим обнаружение геологических районов и участков, перспективных на поиски полезных ископаемых. За работы по укоренению научных основ геологии антропогена и геоморфологии в практику геологоразведочных работ в республике в 1986 г. Г.И. Горецкому была присуждена Государственная премия БССР.

Много внимания Г.И. Горецкий уделял вопросам стратиграфии и корреляции четвертичных отложений Беларуси, особенно положению

нижней границы антропогена. Являясь убеждённым и последовательным сторонником проведения этой границы по подошве древнейшей морены, он инициирует комплексные геолого-палеогеографические, литолого-геохимические и биостратиграфические исследования в долинах крупных рек Беларуси, в результате которых были открыты верхнеэоценовые отложения в долинах Днепра и Немана, создана первая схема их стратиграфического расчленения. Им также разработан ряд постепенно усложнявшихся и детализированных схем стратиграфического расчленения антропогеновых отложений Восточно-Европейской равнины, опубликованных в 1966, 1970 и 1977 гг. Для решения стратиграфических вопросов Г.И. Горецкий всегда стремился привлечь как можно более широкий комплекс биостратиграфических методов (палинологический, палеокарпологический, диатомовый, палеотериологический, палеозоотомологический, остракодовый, малакофаунистический и др.), причём бережно относился к каждому, даже самому незначительному факту. При этом он всячески поощрял и, как правило, возглавлял комплексное изучение опорных стратотипических разрезов, вводя в практику метод широких расчисток обнажений с межледниковыми отложениями, организовывал просмотр кернов многочисленных буровых скважин на ключевых стратотипических участках и страторайонах. Г.И. Горецкий очень любил полевые работы, принимал в них участие до последних лет жизни, заряжая энергией и оптимизмом своих учеников. Он искренне радовался успехам и достижениям каждого из них, умел раньше других заметить и поддержать ростки таланта, и всё это привлекало к нему широкий круг специалистов, вызывало ответное глубокое и искреннее уважение. Под руководством Г.И. Горецкого защищено 12 кандидатских диссертаций, несколько его учеников стали докторами наук. Воспитанники Г.И. Горецкого работают сейчас во многих организациях и ВУЗ'ах страны и принадлежность к его школе всегда служила им лучшей рекомендацией. В честь Г.И. Горецкого его ученики и последователи назвали 12 новых видов ископаемой флоры и фауны, описанных из эоценовых и четвертичных отложений Беларуси.

Г.И. Горецкий был страстным поборником охраны природной среды, призывал к всемерному сохранению геологического наследия Беларуси, подчёркивал ценность многочисленных форм ледникового рельефа на её территории. По его инициативе был создан музей валунов под открытым небом, который стал уникальным цен-

тром по сохранению и изучению этих немых свидетелей материковых оледенений, собранных с различных уголков Беларуси, и одновременно музей стал долговечным памятником Г.И. Горецкому.

Г.И. Горецкий был человеком одарённым и всесторонне образованным, был мастером слова и пера. Он пользовался широкой известностью и глубоким уважением в среде белорусской интеллигенции (среди литераторов, языковедов, скульпторов, художников, артистов, музыкантов и композиторов, музейных работников) и не только потому, что был родным братом Максима Горецкого, одного из основателей белорусской литературы. Г.И. Горецкий лично знал многих деятелей белорусской культуры, с отдельными из них состоял в дружбе. Он оставил нам воспоминания о Владимире Дубовке, Янке Купале, Якубе Коласе, Максиме Горецком, Леаниле Чернявской. Написал интересные статьи о Максиме Горьком: “М. Горький и белорусский фольклор” (1966) и “Наш почётный академик” к 50-летию избрания М. Горького почётным членом АН БССР” (1982). Г.И. Горецкий любил театр. В студенческие годы, во время работы в г. Уфе в Губземотделе, он писал статьи в газеты о театре и театральных премьерах, а в Минске он был постоянным зрителем театральных премьер, желанным гостем на бенефисах и авторских концертах заслуженных артистов Беларуси.

Г.И. Горецкий преданно любил Беларусь, самоотверженно трудился на благо своего народа, мужественно и стойко переносил все испытания, выпавшие на его долю, щедро делился с людьми своей душевной добротой, был отзывчив на просьбы. Г.И. Горецкого уважали и любили все, кто его знал. Образ его – человека из легенды сохранится в памяти и сердцах многочисленных учеников и коллег академика Г.И. Горецкого. Известный белорусский скульптор Заир Азгур создал скульптурный портрет Г.И. Горецкого, художники Евгений Коробушкин и Иван Тихонов написали его живописные портреты, на здании ИГН НАН Беларуси в Академгородке установлена мемориальная доска, выполненная Алексеем Шатерником, надгробный памятник создан скульптором Валерианом Янушкевичем. В память академика Г.И. Горецкого ежегодно, начиная с 1990 г., в ИГН НАН Беларуси проводятся научные чтения.

Г.И. Горецкий был отмечен многими правительственными наградами: Почетными грамотами Верховного Совета БССР, 14 медалями и орденами, среди них орден Трудового Красного Знамени БССР (1930), два ордена Трудового Красного Знамени (1952, 1971), Октябрьской революции (1979).

Умер Гавриил Иванович Горецкий 20 ноября 1988 г. в г. Минске. Похоронен на Северном кладбище.



Памяти Александра Леонидовича Яншина

9 октября 1999 г. на восемьдесят девятом году жизни скончался выдающийся русский ученый – естествоиспытатель Александр Леонидович Яншин, который в течение ряда лет возглавлял Комиссию РАН по изучению четвертичного периода, созданную в 1927 г. по инициативе В.И.Вернадского.

А.Л.Яншин родился 28 марта 1911 г. в г. Смоленске. В 1928 г. он окончил десятилетнюю опытно-показательную школу при педагогическом факультете Смоленского государственного университета. В 1930 г. он поступил в Московский геологоразведочный институт. В конце двадцатых годов А.Л.Яншин начал практическую деятельность. В 1929 г. он – коллектор, в 1930 г. – младший геолог, геолог, в 1931 г. он уже руководил геологической партией, занимающейся поисками фосфоритов. Профессиональная деятельность проходила в научном институте по удобрениям, а с 1936 г. работал в Геологическом институте АН СССР.

А.Л.Яншин всегда сочетал постановку и решение крупных научных проблем с решением практических задач в области поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. В 30-е и 40-е годы им были выполнены обширные исследования на территории Северного и Западно-

го Казахстана, открыты месторождения ценных полезных ископаемых. В 1944 г. во время Великой Отечественной войны за успешное выполнение заданий правительства в области обеспечения промышленности запасами ценного минерального сырья А.Л.Яншин был награжден орденом Трудового Красного Знамени. Еще через год, в 1945 г., за достижения в области промышленности и науки он был награжден орденом «Знак Почета».

В 1952 г. им была защищена докторская диссертация, которая по существу подвела итог 20-летним исследованиям А.Л.Яншина в Западном Казахстане. Через 6 лет он был избран действительным членом АН СССР. В 1958 г. А.Л.Яншин переехал в Новосибирск, где занял должность заместителя директора Института геологии и геофизики в Сибирском отделении Академии наук СССР.

В годы работы А.Л.Яншина в Сибири проявились лучшие качества не только как ученого, но и крупного организатора науки. Круг его научных интересов был исключительно широк. Его интересовало все – от фундаментальных глобальных проблем развития Земли до практической деятельности. В 1969 г. Государственной премии СССР была удостоена работа Александр-

ра Леонидовича и возглавляемого им коллектива ученых по составлению тектонической карты Евразии и одноименной монографии. Позднее, в 1978 г. Государственной премии СССР была удостоена работа по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока в 15-ти томах. В годы работы в Сибири Александр Леонидович много сделал для развития издательского дела в Сибирском отделении АН СССР, для подъема авторитета журнала «Геология и геофизика», заместителем редактора которого он был почти четверть века. У Александра Леонидовича было много учеников в России и во многих республиках Советского Союза. А.Л.Яншин был энциклопедически образованным человеком. Его выступления, доклады, лекции всегда вызывали огромный интерес аудитории.

Александр Леонидович был ярким историком геологической науки. Его статьи, посвященные А.Д.Архангельскому, В.И.Вернадскому, А.Е.Ферсману и многим другим ученым и геологам, долго будут помнить новые поколения естествоиспытателей.

А.Л.Яншин был активным инициатором любых форм научного обмена, организатором и ак-

тивным участником крупнейших международных форумов в нашей стране и за рубежом. Он состоял членом ряда зарубежных научных обществ, много лет являлся научным руководителем советско-монгольской геологической экспедиции.

В 1982 г. А.Л.Яншин был избран вице-президентом АН СССР.

А.Л.Яншин вел огромную и активную государственную общественную работу. Уделял огромное внимание проблемам экологии.

Много сил он отдал изучению и публикации научного наследия В.И.Вернадского.

Он был награжден тремя орденами Ленина, орденом Октябрьской революции, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденами ряда государств. Ему было присвоено высокое звание Героя Социалистического Труда. Академия наук присудила Александру Леонидовичу высшую награду в области наук о Земле - Золотую медаль им. академика Карпинского, а Германское общество геологических наук – медаль им. С.Бубнова.

В лице А.Л.Яншина Россия потеряла ученого широчайшего профиля и Великого Гражданина.

Бюро Комиссии РАН по изучению четвертичного периода

зования всей геоморфологической, гляциодинамической, неотектонической, геофизической и другой информации с подготовкой соответствующих прогнозных карт.

Участники симпозиума одобряют проводящуюся КПП по Ярославской области работу по подготовке атласа геологических памятников Ярославской области и рекомендуют всем организациям и специалистам, располагающим соответствующими материалами, представить их для использования при составлении этого атласа.

Учитывая наличие большого количества дискуссионных вопросов, участники симпозиума:

1. Считают необходимым создать рабочую экспертную группу по анализу имеющейся палеоботанической информации по опорным разрезам плейстоцена Ярославского Поволжья и просят В.В.Писареву сформировать эту группу, организовать ее работу и ее результаты доложить в 2001-2002 гг. на совместном заседании Комиссии РАН по изучению четвертичного периода, Региональной комиссии МСК и Палинологической комиссии.

2. Считают необходимым в 2001 г. провести дополнительное изучение разреза четвертичных отложений на правом берегу Волги между г.Рыбинском и д.Черменино с использованием структурно-геологических методов для определения условий их залегания и просят Администрацию Ярославской области оказать необходи-

мое финансовое содействие в выполнении этих работ, которые могут способствовать созданию принципиально новой концепции формирования развитых в этом районе четвертичных образований.

3. Считают перспективным развертывание исследований по детальному фациальному анализу флювиогляциальных отложений с целью установления в них пространственного размещения различных типов ПГС, а также обнаружения возможных концентраций россыпных полезных ископаемых.

Участники симпозиума выражают признательность его организаторам. Особенно они благодарны Ю.А.Лаврушину, И.А.Чистяковой, Н.Г.Судаковой и А.И.Лобанову, взявшим на себя большую часть работы по подготовке и проведению симпозиума. Они считают чрезвычайно полезными такие региональные симпозиумы по стратиграфии и палеогеографии квартера, просят Комиссию РАН по изучению четвертичного периода продолжить практику их проведения и рекомендуют один из ближайших симпозиумов провести в г.Саранске на базе Мордовского государственного университета.

Настоящее решение участники симпозиума считают необходимым опубликовать в Бюллетене Комиссии, а также разослать в заинтересованные организации.

Содержание

<i>А.А.Величко, К.В.Кременецкий, Й.Негенданк, Й.Минграм, О.К.Борисова, Э.М.Зеликсон, Е.Ю.Новенко, В.В.Писарева. Позднечетвертичная история растительности Костромского Заволжья по данным палинологического изучения донных осадков Галичского озера</i>	5
<i>С.С. Фаустов, <u>Е.И. Вирина</u>. О стратиграфическом положении границы Матуяма-Брюнес в лёссовой формации Русской равнины</i>	21
<i>Л.И.Алексеева. Субфоссильные лошади района г. Москвы</i>	32
<i>Ю.А.Лаврушин, О.Г. Эттейн. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов)</i>	35
<i>И.А.Чистякова. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии</i>	61
<i><u>И. Вейнбергс</u>, А. Савваитов, В. Стелле, А. Цериня. Мощность льда ранних стадий отступления последнего ледникового покрова и стратиграфическая идентификация ранних межстадиалов в Латвии</i>	70
<i>М.Н. Алексеев, В.А. Друщиз. Климатические события казанцевского межледниковья и голоцена восточной части российского шельфа и Сибири</i>	78
<i>В.С.Волкова. Палеогеография каргинского межледниковья (межстадиала) в Западной Сибири 50(55)–23 тыс. лет назад</i>	89
Хроника	
<i>Патриарх четвертичной геологии (к 95-летию И.И.Краснова)</i>	94
<i>Ф.Ю.Величкевич, Р.А.Зинова. Человек – легенда</i>	96
<i>Памяти Александра Леонидовича Яншина</i>	101
<i>Решение симпозиума "Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья" (июль 2001 г)</i>	103

Contents

<i>A.A.Velichko, K.V.Kremenetsky, J. Mingram, O.K.Borisova, E.M.Zelikson, E. Yu. Novenko, V.V.Pisareva. Late Quaternary history of vegetation in the Kostroma Zavolzhye region based on paleobotanical studies of the Galich Lake bottom sediments</i>	5
<i>S.S.Faustov, <u>E.I.Virina</u> On stratigraphic position of the Matuyama-Brues boundary in loess formation of the Russian Plain</i>	21
<i>L.I. Alekseeva. Subfossil Horses of the Moscow region</i>	32
<i>Yu.A. Lavrushin, O.G.Epshtein. Pleistocene geological events in a North of East Europe and in Southern part of the Barents Sea (by materials of study of main natural sections)</i>	35
<i>I.A.Chistyakova. Mineralogical composition of the Early Chvalynian transgressive sediments</i>	61
<i><u>I.Veinbergs</u>, A. Savvaitov, V. Stelle, A.Cerinya. The thickness of ice in an early retreat stages of last glacial cover and stratigraphic indication of early interstadial in Latvia</i>	70
<i>M.N. Alekseev, V.A. Drouchits. Climatic events of the Kazantsevo interglacial and Holocene in the Eastern part of the Russian Shelf and Siberia</i>	78
<i>V.S. Volkova. Paleogeography of Kargian Interglacial (Intrerstadial) in Western Siberia 50(55)–23 k.y. ago</i>	89
Official Information	
Patriarch of Quaternary geology	94
F.Yu. Velichkevich, R.A. Zinova. The Man – Legend	96
To the Memory of Aleksandr Leonidovich Yanshin	101
The Decisions of the Symposium "The Problems of Quaternary Stratigraphy and Paleogeography in the Yaroslavl Povolzhye" (July 2001)	103

Памятка для авторов

Авторы, направляющие свои статьи в "Бюллетень комиссии РАН по изучению четвертичного периода", должны соблюдать следующие обязательные правила оформления статей:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского печатного листа (24 страницы машинописного текста), включая иллюстрации.

3. К рукописи прилагается резюме на русском и английском языках (не более 0,5 печатной страницы).

4. Рукописи должны быть представлены в двух видах: бумажном и электронном. Электронный вариант представляется без форматирования текста в формате RTF или Word-6 на 3,5-дюймовой дискете. Распечатка текста (машинописный или компьютерный набор) должна полностью соответствовать тексту на дискете.

5. Включение в статью рисунков, схем, фотографий допускается в полном соответствии с текстом. В рукописи на полях обязательно указывается место помещения иллюстраций. На обороте каждого рисунка, таблицы или фотографии указывается номер иллюстрации и фамилия автора статьи. Количество иллюстраций не должно превышать пяти. Список иллюстра-

ций с полными подписями к ним прилагается к статье.

6. Рисунки должны быть хорошего качества, вычерчены тушью или распечатаны на лазерном принтере с высоким разрешением (600 пикс/дюйм). Электронный вариант рисунков (на дискете) необходимо представить в программах CorelDraw-8 (9) или PhotoShop. При наличии рисунков на дискете бумажный вариант также обязателен. Рисунки не должны превышать размера наборной полосы (17 x 23 см). Рисунки большего формата (вклейки) допускаются лишь в исключительных случаях.

7. Фотографии представляются как в виде оригиналов, так и в электронной версии с разрешением 300 точек/дюйм. Бумажные копии фотографий (ксерокопии, опубликованные фото и др.) не принимаются.

8. К рукописи должны прилагаться сведения обо всех авторах статьи: фамилия, имя, отчество; домашний адрес с индексом; домашний и служебный номера телефонов, E-mail.

9. К статье обязательно прилагается ее полное название и фамилии авторов на английском языке.

10. Редакция сохраняет за собой право рецензирования присылаемых статей и подвергать их редактированию.

Научное издание

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 64**

Утверждено к печати
Бюро Комиссии РАН по изучению
четвертичного периода

Подписано к печати 10.10.2001
Формат 60х90 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 200 экз.
Тип. зак. № 409С, Москва

Издательство ГЕОС
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43
E-mail: geos@geo.tv-sign.ru