

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

№ 41



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

Комиссия по изучению
четвертичного периода

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 41



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

В книге публикуется новейший материал по комплексному изучению четвертичного периода: стратиграфии, литологии, палеогеографии, палеонтологии, археологии палеолита, ледниковой геологии и т. д. Серия статей посвящена северо-востоку Европейской части СССР.

Редакционная коллегия:

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

Ответственные редакторы:

В. И. Громов, И. К. Иванова

Б $\frac{20801-0048}{042(01)-74}$ 526-74

© Издательство «Наука», 1974 г.

**Бюллетень Комиссии
по изучению четвертичного периода, № 41**

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *Б. С. Шохет*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технические редакторы *А. М. Сагарова, В. А. Григорьева*

Сдано в набор 1/X 1973 г. Подписано к печати 21/XII 1973 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 18,6. Уч.-изд. л. 18,4.
Тираж 1000. Т-18353. Тип. зак. 5636. Цена 1 р. 84 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

ОКРАСКА КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛИОЦЕН-НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Красноцветные отложения — характерный член толщи континентальных отложений неогена и нижнего плейстоцена.

Обнаруженные на Причерноморской равнине (Соколов, 1904), эти отложения были затем констатированы почти повсеместно на юге Европейской части СССР и во многих районах Южной Европы (Павлов, 1925). Позже выяснилось, что эти отложения имеются в Поволжье (Мазарович, 1927), на Южном Урале (Шукина, 1957), на юге Западной Сибири, в Казахстане (Яншин, 1953; Лавров, 1959; Никифорова, 1960; Шанцер и др., 1967), во впадинах горных систем Средней Азии и Южной Сибири (Великовская, 1955). Выходя за пределы Советского Союза, полоса неоген-нижнеплейстоценовых красноцветов на востоке продолжается в Центральную и Юго-восточную Азию, а на западе прослеживается в южной части Западной Европы.

Характерным свойством и признаком этих отложений является их окраска, выдержанная в красных и красно-бурых тонах разных оттенков. Этой окраске придается важное значение при палеогеографических реконструкциях (Муратов, 1964; Добровольский, 1968а и др.). Однако несмотря на столь широкое распространение неоген-нижнеплейстоценовых красноцветов и определенные палеогеографические представления, связанные с их цветом, природа этой окраски до сих пор экспериментально не была изучена.

Автор изучил условия залегания и минералого-геохимические особенности описываемых красноцветных отложений Европейской части СССР и Юго-восточной Европы. Позже, проводя исследования в тропической Африке, автор обнаружил, что современные почвы на значительной части этого континента формируются на красноцветных отложениях неоген-плейстоценового возраста (Добровольский, 1971). Эти отложения плащеобразно покрывают огромную площадь Африки к югу от Сахары, хотя местами распространены и на севере Африки (Алжир, Тунис, Марокко) и даже в центре Сахары (Аххагар). Состав красноцветных образований Африки и Евразии оказался весьма близким.

Применение специально разработанной методики комбинированного спектрофотометрического исследования к образцам красноцветных отложений из разных районов позволило выяснить хроматическую структуру этих отложений и установить причину их характерной окраски.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦВЕТА РыхЛых ОТЛОЖЕНИЙ, ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВ

С начала текущего столетия появляются попытки систематизировать визуальные определения цвета рыхлых отложений и продуктов выветривания. В СССР для унификации определения названий цвета почв используются треугольником С. А. Захарова. В вершинах этого треугольника расположен белый, черный и красный цвет, а по сторонам и медианам

нанесены названия цветов, производных от смешивания основных. Так, например, от белого цвета к красному расположены светло-желтый, оранжевый. Несовершенство этой системы очевидно. В. И. Попов попытался определять цвет четвертичных отложений Северного Кавказа методом сравнения с помощью цветовой шкалы Оствальда (Попов, 1935).

В практике определения цвета почв за рубежом, особенно в странах английского языка, широко используется стандартная шкала, которую разработал в 1905 г. в США А. Манселл (Munsell, ..., 1954). Эта шкала представляет типографский набор эталонов цветов, с которыми сравнивается образец. При этом оценивается три признака окраски почвы: оттенок, степень светлоты и сила (яркость) цвета. Среди оттенков учтены пять главных цветов: красный (R), желтый (Y), зеленый (G), синий (B) и фиолетовый (P). Эти пять цветов равномерно расположены по кругу, между ними помещены сложные цвета YR, GY, BG, RB, RP. Сектор каждого из цветов разделен на 10 частей. Таким образом круг разделен на 100 номеров, каждому из которых соответствует свой оттенок. Исследуемый образец сравнивается с набором стандартных цветов и определяется его индекс, например, 2,5YR (желто-красные, красновато-бурые тона).

Степень светлоты подразделяется на десять интервалов от 0 (абсолютно черный) до 10 (абсолютно белый). Результат записывается в числитель дроби. Сила (яркость) данного оттенка также определяется по эталонам путем сравнения и записывается цифрой в знаменателе дроби. В итоге цвет образца выражается в виде формулы — неправильной дроби, в которой буквенные значения и целые числа показывают оттенок, числитель — степень светлоты, а знаменатель — яркость данного оттенка. Например, 2,5YR 4/8 — красновато-бурый. Знакомство с этой системой целесообразно, ибо за границей используются карты стандартных цветов почвы и выражение цветовой характеристики формулой удобно.

Точные количественные данные о цвете рыхлых отложений и почв можно получить только с помощью спектрофотометрирования. Первый опыт в этом направлении был сделан Г. Покровским (1928). Позже была предпринята попытка использовать фотометр для оценки цвета осадочных пород (Данчев, 1947).

Количественное определение цвета наиболее точно осуществляется при помощи регистрирующего спектрофотометра типа СФ-14. Самопишущий механизм на специально разграфленной бумаге вычерчивает кривую отражения различных участков светового спектра в пределах видимой его части. На бумаге нанесена сетка прямоугольных координат. На оси абсцисс отложены длины волн в *нм* (нанометрах¹), на оси ординат — величина отражения от 0 до 100%.

Кривая показывает непрерывное изменение степени отражения волн различной длины в интервале волн от 400 до 75 *нм*. При абсолютно полном отражении всего указанного интервала длин волн линия отражения должна быть представлена прямой, параллельной оси абсцисс и расположенной по ординате на высоте, соответствующей 100% отражения. При абсолютно полном поглощении всех частей спектра (т. е. при отражении, равном 0) линия отражения совпадает с осью абсцисс. Кривая отражения реального объекта располагается между этими крайними положениями. Площадь, ограниченная экспериментальной кривой и осью абсцисс, дает представление об интегрированном отражении (альбедо). Альбедо выражают в % от площади всего графика.

Измерения должны производиться на образцах, находящихся в воздушно-сухом состоянии. Материал образца растирается фарфоровым

¹ 1 нанометр — $1 \cdot 10^{-6}$ мм (старое название — миллимикрон).

пестиком с резиновым наконечником или просто резиновой пробкой во избежание дробления минеральных зерен. Измельченная масса помещается в специальные кюветы. При небольшом количестве материала поле объектива регулируется ирисовой диафрагмой.

Менее точны, но вполне допустимы (при отсутствии спектрофотометра) измерения на простом фотометре типа ФМ со светофильтрами, пропускающими волны в интервале 432—726 нм. В этом случае интенсивность отражения света в % определяется из отношения между отражением света от идеально отражающей поверхности и отражением от поверхности исследуемого образца. В качестве эталонной отражающей поверхности используются баритовые пластинки, входящие в набор к фотометру. Измерения должны производиться по двум барабанам, причем по каждому барабану отсчеты берутся дважды.

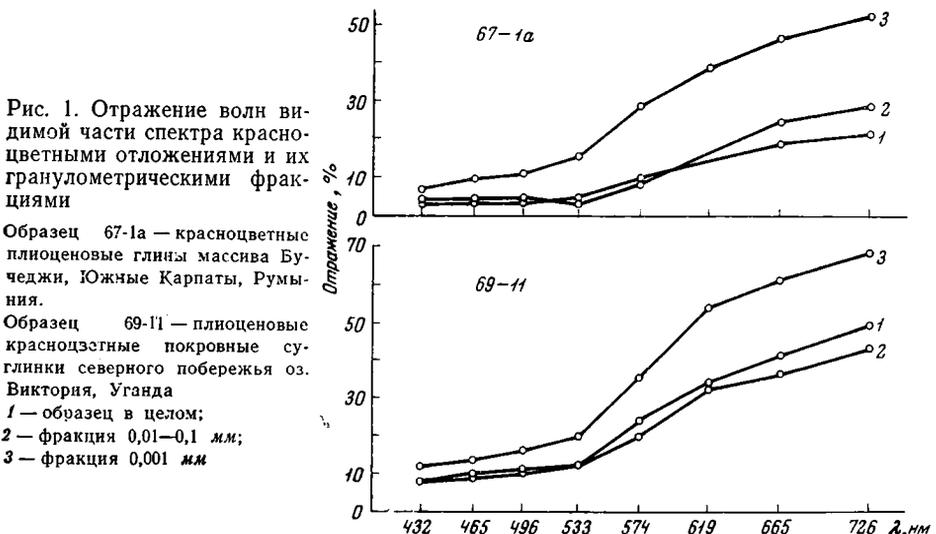
Все эти приборы рассчитаны на лабораторные условия. Для количественного определения цвета при полевых исследованиях нами совместно с Р. П. Чупахиной разработан портативный полевой экспресс-фотометр (Добровольский и Чупахина, 1969).

СВЯЗЬ ОКРАСКИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С ИХ ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ

Окраска неоген — нижнеплейстоценовых красноцветов визуально определялась по усовершенствованной стандартной шкале (Oyama, Takehara, 1967). Полученные данные отвечают характеристике от 10 R (красный) до 5 YR (красно-бурый). Степень светлоты от 4 до 6, что свидетельствует о средней насыщенности темным компонентом. Яркость цвета высокая — обычно 8, реже 6.

Спектрофотометрическое изучение более 200 образцов неоген — нижнеплейстоценовых красноцветов из различных стран и районов позволило обнаружить общие черты их цветовой характеристики. Все изученные образцы отличаются очень слабым отражением света в коротковолновой части спектра, где происходит поглощение более 90% световых волн. Длинноволновая часть спектра отражается значительно больше (рис. 1).

Специфическая окраска красноцветов, несомненно, обусловлена особенностями их состава. Необходимо выяснить — какая составная часть этих отложений является хромофором.



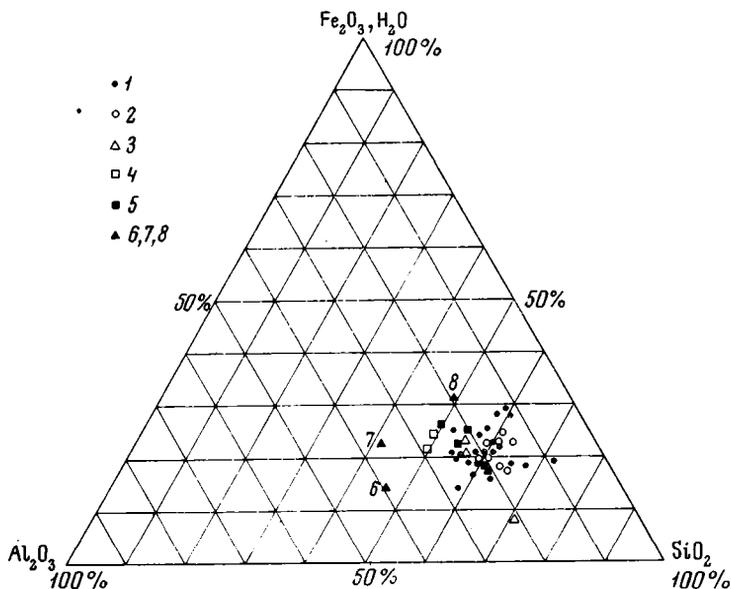


Рис. 2. Химический состав красноцветных образований неоген — нижнеплейстоценового возраста. Использованы данные автора и сводка Э. Бланка (Blanck, 1930)

1 — южные районы Европейской части СССР; 2 — Северная Италия; 3 — Венгрия; 4 — Чехославия; 5 — Югославия; 6 — галлуазит; 7 — каолинит; 8 — железистая гидрослюда

Обобщение данных валового химического анализа красноцветных отложений неоген — нижнеплейстоценового возраста показывает, что эти отложения обладают некоторыми общими чертами химического состава. На рис. 2 видно, что результаты химических анализов красноцветных отложений из разных районов Европы располагаются компактно в пределах небольшого поля. Содержание окиси железа довольно значительное — порядка 7—10%. Но общее содержание окиси железа еще не объясняет цветовой специфики красноцветов. Некоторые плейстоценовые континентальные отложения имеют близкое содержание окиси железа, но не обладают красным цветом.

Для установления носителя окраски (хромофора) нами был изучен минеральный состав различных фракций и их спектрофотометрическая характеристика. Результаты минералогического анализа фракций частиц крупнее 0,01 мм опубликованы (Добровольский, 1968а, 1968б, 1969, 1970; Добровольский и др., 1970). Здесь лишь отметим, что состав алевритовой и тонкопесчанистой фракций красноцветов из разных районов резко отличается. Так, например, красноцветные отложения, сложенные продуктами выветривания изверженных или метаморфических пород, как правило богаты кварцем. Этот минерал во фракции 0,1—0,25 мм в красноцветах Добруджи (Болгария) составляет 97%, в красноцветах таврской свиты Крыма — 77%, в покровных красноцветных отложениях к северу от гор Укагуру (Танзания) — 67%. В то же время красноцветные отложения, образованные продуктами выветривания вулканических пород основного и среднего состава (базальтов, андезитов, трахитов), почти полностью лишены кварца. Содержание тяжелой фракции колеблется от 0,5 до нескольких процентов. Состав минералов с большим удельным весом весьма разнообразен: наряду с преобладающими устойчивыми минералами (ильменит, циркон, гранат, ставролит, дистен, турмалин и др.) встречаются эпидот, роговая обманка, слюды и некоторые другие малоустойчивые минералы.

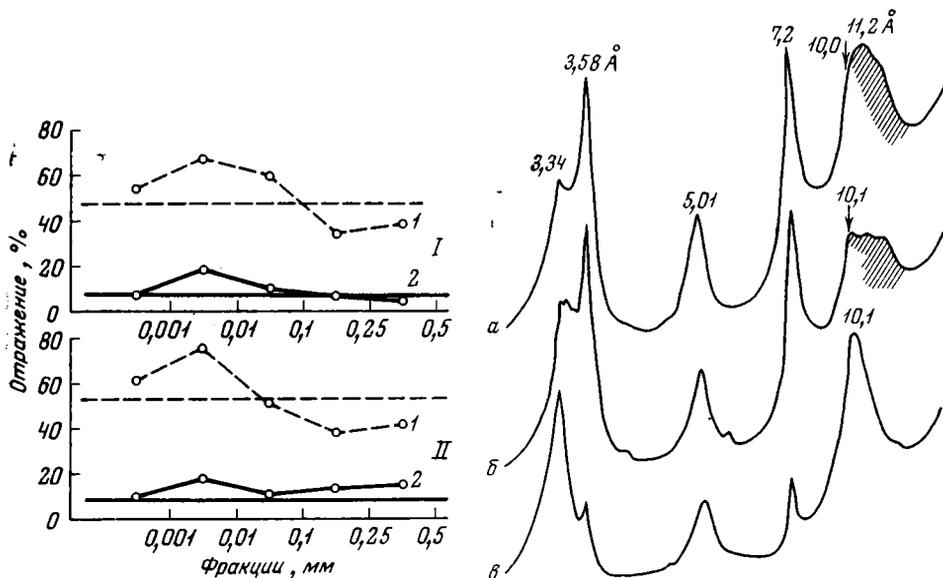


Рис. 3. Отражение световых волн разной длины фракциями красноцветных отложений I — глины массаандровской свиты, Крым; II — глины таврской свиты, Крым. Отражение волн: 1 — $\lambda=432$ нм; 2 — $\lambda=726$ нм. Горизонтальные линии — отражение соответствующих волн исходным образцом

Рис. 4. Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм красных плиоценовых глин массива Бучеджи, Южные Карпаты, Румыния

Подготовка образца: а — воздушно-сухой; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный при 450°C

Уже при простом сопоставлении спектрофотометрических кривых исходных образцов и их фракций на рис. 1 ясно видно, что особенности отражения световых волн и яркость окраски красноцветов связаны не с обломочными компонентами, а с тонкодисперсными. Особенно заметно сильное отражение дисперсными минералами длинных волн. На рис. 3 проведено графическое сопоставление величины отражения коротких (сплошная линия) и длинных (штриховая) волн разными фракциями. Совершенно отчетливо обнаруживается, что величины отражения наиболее коротких световых волн разными фракциями и образцом в целом довольно близки, но длинные волны отражаются дисперсными частицами на 20—30% более интенсивно, чем мелкообломочными.

Учитывая распространенное мнение о том, что красная окраска связана с присутствием минералов свободной окиси железа (Scheffer и а., 1957), отметим, что в некоторых образцах красноцветных образований были обнаружены новообразованные минералы гидроокислов железа, представленные микроконкрециями и выделениями неправильной формы величиной от нескольких сотых долей до 0,6—1,5 мм. Содержание этих минералов в красноцветных отложениях на плато Главной гряды Крымских гор превышает 10% во фракции 0,10—0,25 мм. Присутствие этих минералов не вызывает красного цвета указанной фракции. Красный цвет алевритовой и тонкопесчаной фракции возникает лишь тогда, когда обломочные частицы этих фракций покрыты тонкой пленкой красной глины или представлены очень прочными агрегатами красных глинистых частиц.

Результаты изучения шлифов, приготовленных из красноцветных отложений без нарушения их естественного строения, хорошо согласуются

Таблица 1

Химический состав красноцветных отложений и их фракций (% на абс. сухое бескарбонатное вещество)

Компоненты	Обр. 65—3, Крым, СССР			Обр. 69—207, Руанда		
	I*	II**	III***	I	II	III
SiO ₂	70,97	75,04	51,61	59,40	90,48	39,74
TiO ₂		не определено		1,44	2,13	0,76
Al ₂ O ₃	13,45	10,34	25,12	21,87	2,99	33,05
Fe ₂ O ₃	7,82	6,21	10,74	6,90	1,28	11,19
MnO		не определено		0,01	нет	0,01
CaO	—	0,15	0,81	0,76	1,39	0,76
MgO	1,90	0,58	1,97	0,36	нет	0,26
Na ₂ O	0,17	0,21	0,19	0,63	0,49	0,68
K ₂ O	1,04	1,52	1,21	1,89	0,49	2,44
P ₂ O ₅		не определено		0,06	0,04	0,12
H ₂ O +	3,27	3,94	7,00	6,18	0,26	10,66
Сумма	99,68	98,06	98,02	99,50	99,55	99,67

* I — исходная порода; ** II — фракция 0,01—0,1 мм; *** III — фракция <0,001 мм.

с результатами спектрофотометрического изучения гранулометрических фракций: яркий красный цвет отложений обусловлен не минералами свободной окиси железа, а тонкодисперсным веществом этих отложений.

Так как носителем красного цвета является тонкодисперсное вещество (фракция частиц менее 0,001 мм), то это вещество было особенно подробно изучено.

Химические анализы показывают, что тонкодисперсная часть красноцветных отложений отличается от более крупных фракций повышенным содержанием железа, алюминия, связанной воды и соответственно пониженным содержанием кремнезема (табл. 1).

Рентгеноструктурные анализы фракции <0,001 мм были выполнены в Почвенном институте им. Докучаева на дифрактометре УРС-50 ИМ на изучении Си K_α, фильтр никелевый. Режим работы 35 кв, 12 а. Расшифровка дифрактограмм проведена Б. П. Градусовым. Типичная дифрактограмма фракции <0,001 мм приведена на рис. 4. Полученные данные показывают, что глинистая масса красноцветных отложений представлена особой ассоциацией минералов типа несовершенного каолинита и метатгаллуазита, смешаннослойных и гидрослюдистых минералов. Представители первой группы обычно преобладают.

Дифференциальные кривые нагревания характеризуются хорошо выраженными эндотермическими эффектами при 120—130° и 540—580°, а также слабым экзотермическим эффектом около 950°. Для кривых нагревания типично экзотермическое поднятие около 350°. Это отчасти связано с примесью почвенного органического вещества, но главным образом — с присутствием аморфной нераскислированной окиси железа.

Эти результаты представляют большой интерес. Действительно, химическими анализами установлено довольно значительное содержание окиси железа во фракции <0,001 мм. В то же время при термографическом анализе не обнаружено кристаллической фазы окиси железа и лишь имеются признаки небольшой примеси каких-то некристаллических ее форм.

Для определения форм окиси железа, связанных с глинистой массой, было проведено опробование различных экстракций. Установлено, что экстракция 0,1-нормальным раствором H₂SO₄ извлекает менее 0,01%

Таблица 2

Содержание связанной окиси железа и изменение окраски красноцветов

Образец*	Цвет до обработки	Содержание Fe_2O_3 в экстракте, %	Цвет после обработки	Образец*	Цвет до обработки	Содержание Fe_2O_3 в экстракте, %	Цвет после обработки
65-4	5YR6/8	1,50	10GY8/1	67-1a	10R4/8	3,65	10YR7/2
66-7	10R5/8	3,61	10GY7/1	69-13	5YR5/8	5,40	10YR7/3
65-3	5YR6/8	2,55	10GY6/1	69-131	5YR6/8	1,96	10Y7/1
68-15	10R4/8	1,62	10GY8/1	69-259	10R4/0	7,70	10R3/3

* Местоположение образцов см. в подписи к рис. 5.

окси железа (от веса фракции $<0,001$ мм). Экстракция нормальным раствором HCl извлекает несколько большее количество окиси железа, до нескольких десятых долей процента, но красный цвет при этом не снимается. Более заметные результаты получены при использовании метода Тамма (экстракция смесью водных растворов щавелевой кислоты и щавелево-кислого аммония при pH 3,2). Однако этот реактив также не полностью извлекает окись железа, хотя разрушает некоторые глинистые минералы (вероятно, аллофанойды), что отражается в появлении в растворе наряду с железом алюминия и кремния.

Полное извлечение связанной окиси железа без разрушения аллофанойдов достигается методом Мира и Джексона (Mehta a. Jackson, 1960) — экстракцией смеси лимоннокислого натрия и сульфита натрия в присутствии бикарбоната натрия в качестве буфера с pH около 7,3. Красный цвет при этой обработке совершенно исчезает.

В табл. 2 приведены экспериментальные данные, показывающие содержание связанной окиси железа в красноцветных образованиях и изменение их окраски после удаления связанного железа по методу Мира — Джексона. Содержание связанного железа довольно значительное и составляет около 1/3 всего железа, присутствующего в красноцветных образованиях. После обработки происходит полная потеря красного цвета и резкое увеличение светлоты. Образцы, из которых извлечено связанное железо, приобретают как правило различные оттенки светло-серого цвета.

Как указывалось выше, красноцветные отложения отличаются очень сильным поглощением света в коротковолновой части спектра. Поэтому спектрофотометрические кривые этих отложений расположены очень низко на участке 400—500 нм (рис. 5). После обработки красноцветного материала по методу Мира — Джексона кривые резко меняют свой вид: разница поглощения коротко- и длинноволновой части спектра уменьшается и кривые выполаживаются. В случае, когда в составе обломочной части красноцветных отложений присутствует в значительном количестве кварц, после обработки этих образцов сильно увеличивается степень отражения света. В этом случае вся кривая располагается выше кривой необработанного образца (рис. 5, образцы 65-4, 67-1a, 68-15, 69-13, 69-131) или обе кривые сближаются в длинноволновой части (образцы 66-7 и 65-3).

В случае, когда в красноцветах отсутствует кварц (например, в красноцветных отложениях, состоящих из продуктов выветривания основных или щелочных лав), спектрофотометрическая кривая после обработки незначительно поднимается над кривой необработанного материала. Это обусловлено темно-бурым цветом алевритовых и тонкопесчаных обломков вулканических пород (рис. 5, образец 69-259).

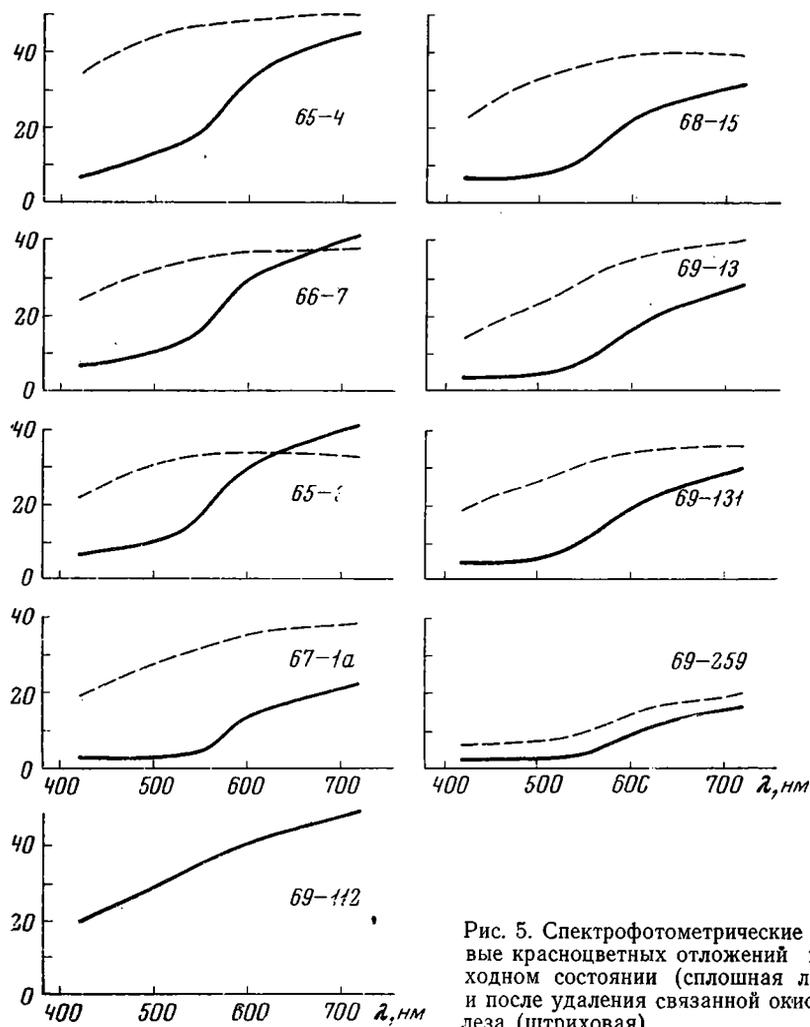


Рис. 5. Спектрофотометрические кривые красноцветных отложений в исходном состоянии (сплошная линия) и после удаления связанной окиси железа (штриховая)

- 65-4 — таврские глины, Крым, СССР;
 66-7 — глины масандровской свиты, Крым, СССР;
 65-3 — terra rosa Демерджи, Крым, СССР;
 67-1a — плиоценовые глины массива Бучеджи, Южные Карпаты, Румыния;
 68-15 — плиоценовые глины западной окраины Полабской равнины, Чехословакия.

- Плиоцен-нижнеплейстоценовые красноцветные покровные отложения Африки:
 69-13 — Энтеббе, Уганда;
 69-131 — Микуми, Танзания;
 69-259 — Эмбу, Кения;
 69-112 — серые оглеенные покровные суглинки, Танзания

ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ ОКИСИ ЖЕЛЕЗА, ОБУСЛОВЛИВАЮЩЕЙ ОКРАСКУ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Результаты минералогических и микроморфологических исследований показали, что железо в красноцветах не образует индивидуализированных кристаллических минералов. Дифференциальные кривые нагревания свидетельствуют о присутствии в тонкодисперсной массе красноцветных отложений весьма дисперсной аморфной окиси железа. Тщательное изучение шлифов, приготовленных из рыхлых красноцветных отложений с сохранением их естественной структуры, позволяет утверждать, что скопления и пленки аморфной гидроокиси железа величиной крупнее 2—3 микрон являются скорее исключением, чем общим прави-

известна для жиландинской и павлодарской толщ Зауралья и Казахстана (Лавров, 1959; Яншин, 1953). Н. В. Ренгартен (Ренгартен, Константинова, 1965) детально описала в плиоцен-нижнеплейстоценовой толще Молдавии многочисленные случаи взаимоперехода субаэральных красноцветных отложений в сероцветные. Автор наблюдал в условиях всхолмленного рельефа Центральной Танзании случаи парагенетической ассоциации красных покровных суглинков, расположенных на положительных элементах рельефа, и серых суглинков, приуроченных к понижениям рельефа и ровным участкам, где в результате сезонного заболачивания развиваются процессы оглеения. Спектрофотометрическая кривая таких оглеенных суглинков (см. рис. 5, обр. 69-112) практически не отличима от кривых красноцветных отложений, подвергшихся обработке по методу Мира — Джексона и лишенных сорбированной окиси железа.

ЛИТЕРАТУРА

- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955. 100, № 6.
- Данчев В. И. Значение цифровой характеристики цвета осадочных пород.— Сов. геология, 1947, № 18.
- Добровольский В. В. Красноцветные образования Крыма и их палеогеографическое значение.— Вестник МГУ, география, 1968а, № 1.
- Добровольский В. В. Terra rossa Южных Карпат.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 6, 1968б.
- Добровольский В. В. Terra rossa Болгарии.— Мат-лы Моск. фил. ВГО, геохимия ландшафта, вып. 3, 1969.
- Добровольский В. В. Красноцветные образования Чехословакии. Мат-лы Моск. фил. ВГО, геохимия ландшафта, вып. 4, 1970.
- Добровольский В. В. Коры выветривания Восточной Африки.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 12.
- Добровольский В. В., Алещукин Л. В., Грабецкая Н. А. Красноцветные покровные отложения Уганды и Мали.— Региональные типы процессов выветривания. Чита, 1970.
- Добровольский В. В. и Чупахина Р. П. Прибор для количественной характеристики цвета почв в полевых условиях.— Почвоведение, 1969, № 1.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959.
- Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья.— Изв. АН СССР, Л., 1927, № 9—11, 12—14.
- Муратов М. В. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Тр. Геологич. Ин-та АН СССР, вып. 45. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары геологич. отд. О-ва естеств., антропол., этнограф., вып. 5. М., 1925.
- Покровский Г. Об изменении цвета почв.— Почвоведение, 1928, 1—2.
- Попов В. И. Характеристика цвета пород по шкале Оствальда.— В кн. «Гидрогеология и инженерная геология», т. 1, 1935.
- Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фашиально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена.— Тр. Геологич. Ин-та АН СССР, вып. 137. М., «Наука», 1965.
- Соколов Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода.— Почвоведение, 1904, 2—3.
- Шанцер Е. В., Микуллина Т. М., Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. Изд-во МГУ, 1967.
- Шукина Е. Н. Континентальные третичные отложения Среднего Урала. Труды Геологич. Ин-та АН СССР, вып. 17. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы к познанию геологич. строения СССР, вып. 15 (19). МОИП, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Blanck E. Die Mediterran-Roterde (Terra rossa). Handbuch der Bodenlehre, Bd. III. Berlin, 1930.
- Mehra O. P. and Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays system buffering with sodium bicarbonate by a dithionite—citrate. Clays and clay minerals, v. 5, 1960.
- Oyama M. and Takehara H. Revised standart soil color charts. 1967.

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ

**МИГРАЦИИ ЕЛИ НА ВОСТОКЕ И СЕВЕРЕ ЕВРОПЫ
В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ¹**

Среди многих проблем четвертичной истории развития растительности, которыми занимался В. Н. Сукачев, предметом особого внимания оставались новейшие миграции древесных пород, в частности, ели — основной лесообразующей породы североевропейской тайги. Еще в 30-х гг. В. Н. Сукачев сообщил о находках пыльцы ели в лёссовых толщах южной половины Русской равнины, в том числе в Харьковской, Белгородской, Киевской областях, где в настоящее время эта порода не произрастает, и отметил вероятность присутствия ели в этих местностях во время оледенения (Сукачев, Долгая, 1937; Сукачев, 1940, и др.).

Общеизвестен большой вклад, внесенный В. Н. Сукачевым в трактовку миграций ели на территории Русской равнины по окончании ледниковой эпохи. Этот выдающийся исследователь обосновал представление о двух максимумах пыльцы ели, выделяемых на многих пыльцевых диаграммах позднечетвертичных отложений в пределах нынешней лесной зоны Русской равнины. Используя комплекс палеоботанических методов, В. Н. Сукачев и его сотрудники (Сукачев и др., 1959; 1960а, б) доказали несомненную связь «нижнего максимума ели» с распространением сибирской ели благодаря находкам шишек этой породы в позднеледниковых (древнеголоценовых) отложениях центра Русской равнины. Вместе с тем выяснилось, что более молодой — «верхний максимум ели», достигший оптимального проявления во второй половине голоцена, отражает распространение ели европейской. Эти принципиальные различия, как справедливо полагал В. Н. Сукачев, имели глубокую палеоэкологическую обусловленность, поскольку ель сибирская и в современных условиях растет преимущественно в области многолетней мерзлоты, а ель европейская — за пределами этой области. На приуроченность «нижнего максимума ели» к условиям многолетней мерзлоты указывал также Н. И. Пьявченко (1957).

Хотя в современную эпоху определенно установлено, что на равнинах Европы произрастают два самостоятельных вида ели — обыкновенная, или европейская (*Picea abies* (L.) Karst. = *P. excelsa* L.), и сибирская (*P. obovata* Ledeb.), видовую дифференциацию пыльцы ели не удастся осуществить вследствие полиморфизма. Серьезным препятствием служит также широкое распространение разнообразных гибридных форм ели, особенно в области совместного произрастания обоих видов. Как известно, ареалы европейской и сибирской ели смыкаются с частичным перекрытием на северо-востоке Европы.

Появление новых палинологических материалов и активное внедрение радиоуглеродного датирования дает возможность вернуться к анализу миграций ели по более детальным временным срезам. Так как основной поток фактической информации охватывает более поздние этапы истории четвертичного периода, самая молодая миграция ели может быть охарактеризована гораздо подробнее, чем более древняя.

¹ Текст доклада, прочитанного 25 января 1971 г. на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода, посвященном памяти В. Н. Сукачева.

Новейшие исследования В. П. Гричука и его сотрудников («Палинология плейстоцена», 1972) убедительно подтверждают концепцию В. Н. Сукачева о произрастании ели в период последнего оледенения в средней полосе Русской равнины, в относительно небольшом удалении от края ледникового щита. Хвойные леса с примесью мелколиственных пород составляли одну из характерных растительных формаций зоны перигляциальной лесостепи, концентрируясь по таликам вдоль крупных долин и озерных котловин. Эти местообитания, следовательно, были тогда наиболее северными форпостами лесной растительности.

В позднеледниковое (готигляциальное) время, между 13 000 и 10 000 лет назад, под влиянием резкого улучшения термических условий объем североευропейского ледникового щита сократился более чем на 50% (Альманн, 1961). Одновременно происходила деградация подземного оледенения, площадь таликов расширялась, и в такой обстановке сибирская ель могла осваивать новые местообитания, распространяясь не только по долинам, но местами выходя на междуречья. С этими процессами, на наш взгляд, можно связывать «нижний максимум ели».

Палеоботанические материалы содержат ряд указаний на значительное расширение ареала ели в позднеледниковое время на юге Русской равнины, далеко за пределами современного ареала этого вида. Здесь можно сослаться на палинологические данные М. И. Нейштадта (1957) по болоту Троицкое в пойме р. Южный Буг в ее нижнем течении. Максимум пыльцы ели (до 10%) отчетливо выражен в нижней части диаграммы, на глубине от 4,5 до 6,0 м. Выше по разрезу пыльца ели не встречается. Не исключено, что с «нижним максимумом» связано большое количество пыльцы ели (до 12%), обнаруженное в отложениях поймы р. Хопер в его низовьях у ст. Богачевской (Лопатников, 1959). Пыльца ели была обнаружена также в верхней ископаемой почве стоянки Боршево II (Савицкий, 1965), датированной в $11\,760 \pm 240$ лет (Мо-436).

Немалый интерес представляют находки макроскопических остатков ели в культурных горизонтах позднеледниковых стоянок юга Русской равнины. В качестве примера сошлемся на угли ели, обнаруженные в кострищах стоянки Журавка на II надпойменной террасе р. Удай (Черниговская область), где в настоящее время ель не произрастает. П. П. Ефименко (1953) относил эту стоянку к «концу мадлена—началу азилия», что соответствует возрасту «нижнего максимума ели».

Более систематические сведения о возрасте и территориальной приуроченности «нижнего максимума ели» удалось установить путем совместного применения спорово-пыльцевого и радиоуглеродного методов при изучении нескольких разрезов на территории лесной зоны. По материалам М. И. Нейштадта и его сотрудников («Палеогеография и хронология...», 1965), слои, залегающие выше пика «нижнего максимума ели» в разрезе болота Мелехово в Ярославской области, были датированы $11\,975 \pm 370$ (Мо-360) и $11\,370 \pm 300$ лет назад (Мо-361). Отсюда возникает предположение о доаллердском возрасте названного пика. Это подтверждается данными по разрезу у дер. Ирхино на р. Щепинке в Кубенской котловине (Колесникова, Хомутова, 1971), где четко выражен «нижний максимум ели» (до 60%) над слоями, датированными $13\,160 \pm 390$ лет назад (ЛУ-8А). Этот максимум имеет, по крайней мере, бёллингский возраст.

При изучении разреза отложений I надпойменной террасы на левом берегу р. Ловать против быв. дер. Леоново южнее г. Великие Луки (Малаховский и др., 1969) выяснилось, что спектры с «нижним максимумом ели» (до 30%) занимают промежуточное положение между слоями, датированными $11\,840 \pm 140$ (ЛУ-24) и $12\,330 \pm 250$ лет назад (ЛУ-25). Предположение о бёллингском возрасте пика «нижнего максимума ели» оказывается справедливым и в данном случае. Кроме того, на его доалле-

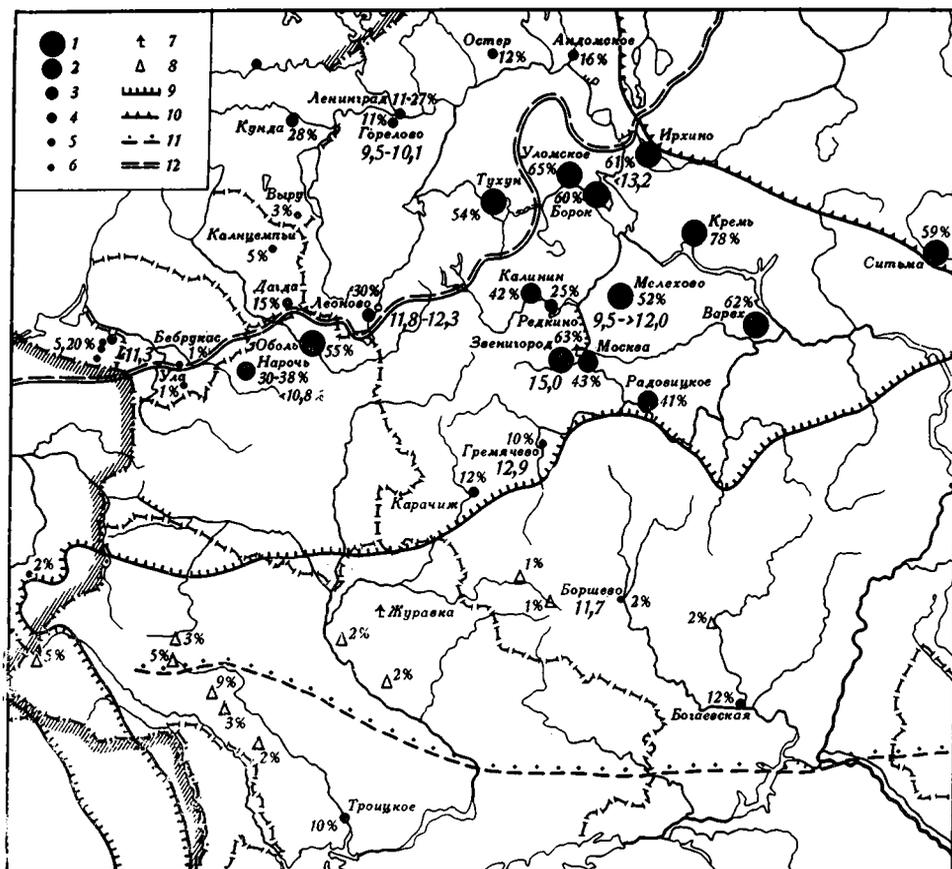


Рис. 1. «Нижний максимум ели» на Русской равнине

По материалам А. Т. Артюшенко, М. Галеникеса, В. П. Гричука, Н. Г. Ивановой, М. В. Кабайдева, Е. А. Мальгиной, К. К. Маркова, М. И. Нейштадта, Р. О. Пиррус, Н. И. Пьявченко, Л. Савицкого, М. Саурамо, Т. А. Серебряной, Л. Р. Серебряного, В. Н. Сукачева, П. Томсона, С. Н. Тюремнова, Н. А. Хотинского и др.

Содержание пыльцы ели в период «нижнего максимума»: 1 — свыше 50%; 2 — 30 — 50%; 3 — 20 — 30%; 4 — 10 — 20%; 5 — 5 — 10%; 6 — менее 5%. Цифры рядом с кружками — количество пыльцы (%) и возраст (тыс. лет от 1950 г.); 7 — находки макроостатков ели, относящихся к «нижнему максимуму»; 8 — присутствие пыльцы ели в голоценовых отложениях древнее верхнего лесного этапа; 9 — граница современного ареала ели европейской; 10 — граница современного ареала ели сибирской; 11 — южная граница поднепелейстоценовой зоны многолетней мерлоты (Величко, 1965); 12 — граница последнего оледенения (поздневалдайского)

ледский возраст указывают датировки разрезов Гремячево, Звенигород и др. (рис. 1).

Для разреза отложений оз. Сомино, расположенного неподалеку от болота Мелехово, были установлены три C^{14} датировки: $10\,535 \pm 330$ (Mo-271), $10\,260 \pm 330$ (Mo-268) и $9\,450 \pm 300$ лет назад (Mo-266), характеризующие верхнюю часть «нижнего максимума ели». Широкое распространение ели завершилось, вероятно, в первой половине добореального периода.

В изучавшемся нами разрезе на р. Черная Лиговка под Ленинградом для «нижнего максимума ели» была получена серия из четырех датировок тонкослойных образцов торфа между $10\,070 \pm 130$ и $9\,470 \pm 120$ лет назад (ТА-187—184) (Серебрянный, Пуннинг, 1969). Однако есть некоторые основания полагать, что в этом разрезе так же, как в Сомино, вы-

ражен не весь «нижний максимум ели». На юго-востоке Финляндии возраст верхов этого максимума примерно 9200 лет (Tolonen, 1963).

Сопоставляя результаты изучения торфяников на востоке и северо-востоке Финляндии (Х. Хювяринен, Р. Канерва, Ю. Васари, Э. Лаппалайнен и др.), можно наметить следующие тенденции. По направлению к северу содержание пыльцы ели в период «нижнего максимума» последовательно сокращается, и в центре Финской Лапландии этот максимум очень слабо выражен — обычно 1—2%, только в разрезе Парвавуома 3—4% (Lappalainen, 1971). Повсеместно заметно выклинивание «нижнего максимума ели», что, вероятно, свидетельствует о довольно быстром изменении климата и деградации подземного оледенения в Фенноскандии в начале раннего голоцена. Сибирская ель не могла приспособиться к новым условиям; возможно, она не выдержала конкуренции со стороны других древесных пород и уступила им место. Та же участь постигла некоторых других представителей перигляциальной флоры и фауны по окончании ледниковой эпохи.

В противоположность Фенноскандии в северных и особенно северо-восточных районах Русской равнины не наблюдается столь резкого выклинивания «нижнего максимума ели» в начале раннего голоцена. Даже на спорово-пыльцевых диаграммах отложений болота «Нюхчинский мох» на Поморском берегу Онежской губы (Елина, 1971) и скв. 20 в Иксинской депрессии в бассейне Онеги (Девятова, 1969) в раннем голоцене содержание пыльцы ели лишь немного уменьшается. Еще менее эта особенность выражена на диаграммах разрезов торфяников бассейна Северной Двины (Нейштадт, 1957). Поскольку все эти территории приурочены к западной части современного ареала сибирской ели (Гроздов, 1952), можно предположить, что область сплошного ее распространения в раннем голоцене здесь приближалась к ее современному ареалу.

Возможно, что к западу от раннеголоценового ареала сибирской ели в пределах восточной Фенноскандии долгое время сохранялись изолированные местообитания этой породы и впоследствии в эпоху миграции европейской ели на север происходила усиленная гибридизация. Одним из результатов было формирование так называемой финской ели (*Picea fennica* Rgl.), которую иногда рассматривают как самостоятельный вид (Новиков, 1967; Качалов, 1970, и др.), неизменно отмечая его близость к сибирской ели. Установлено, что финская ель встречается только к западу от ареала сибирской ели (Цинзерлинг, 1932, и др.).

В связи с проблемой «нижнего максимума ели» возникает вопрос о пространственных различиях в составе лесов позднеледникового времени на востоке Европы. Сравнение датированных по C^{14} спорово-пыльцевых диаграмм позволяет установить, что в Прибалтике тогда основными лесообразующими породами были сосна и береза, тогда как в более восточных районах ведущие позиции сохранялись за елью. Например, в разрезах позднеледниковых отложений севера Русской равнины содержание пыльцы ели составляет около 60%, тогда как в разрезах Прибалтики оно редко достигает 10% (Гричук, 1951; Нейштадт, 1957; Колесникова, Хомутова, 1971, и др.). Эти контрасты проявлялись и в бёллингском и аллерёдском межстадиалах. Для аллерёда существование таких территориальных различий состава лесов было определено установлено Г. Н. Лисицыной (1959), которая полагала, что на севере Русской равнины тогда распространялись темнохвойные леса.

По направлению к западу выраженность «нижнего максимума ели» становится менее четкой. Если в разрезах у оз. Нарочь (Вознячук и др., 1969; Якушко, 1971) максимум пыльцы ели в аллерёде и особенно в верхнем дриасе составляет 30—38%, то на юге Литвы он почти не выражен: например, в разрезе болота Бебрукас выше слоев, датированных по C^{14}

11 300—11 800 лет назад,— всего 1% (Кабайлене, 1965; Шулия и др., 1967). Столь же мало содержится пыльцы ели в так называемых «уласких» отложениях, несмотря на различия их радиоуглеродных датировок.

Ссылаясь на палинологические исследования Х. Гросса, А. Шродонь (Srodony, 1967) выделил изолированный ареал «нижнего максимума ели» на территории Мазурского поозерья в позднеледниковое время. Западнее, на равнинах Польши в отложениях того же возраста обнаружены лишь единичные пыльцевые зерна ели, за исключением Прикарпатского района, где доказано существование убежищ ели европейской в юрме.

Таким образом, «нижний максимум ели» в основном был выражен в Восточной Европе, где был приурочен ко времени деградации подземного оледенения. Сибирская ель, которая, по мнению В. Н. Сукачева, была широко распространена на этой территории, в течение позднеледниковья постепенно мигрировала к северу и северо-востоку. В раннем голоцене ареал этого вида, вероятно, приближался к современному положению.

Наряду с отступанием сибирской ели происходило распространение ели европейской, которая, по мнению В. Н. Сукачева, проникала из Западной Европы (Сукачев и др., 1960а). Известно, что в юрме убежища этой породы существовали во многих районах Центральной Европы, судя по палеоботаническим и радиоуглеродным данным Цоллера, Флири, Монжювана, Маркграф и других исследователей. Нам представляется, что ель европейская могла произрастать в валдайское и позднеледниковое время на юге Русской равнины, где не было многолетней мерзлоты. Здесь снова напомним о четко выраженном «нижнем максимуме ели» (до 10%) в разрезе болота Троицкое в пойме Южного Буга (Нейштадт, 1957), расположенном гораздо южнее позднеплейстоценовой зоны многолетней мерзлоты (Величко, 1965). Упомянем также находки пыльцы ели в нижних горизонтах болот Подолии (Артюшенко, 1970). К сожалению, так же как Троицкое болото, эти разрезы пока не обеспечены датировками по С¹⁴.

В раннем голоцене, когда на фоне общего улучшения климата продолжалась миграция лесов к северу, европейская ель с юга Русской равнины проникала в центральные районы, где еще находились остаточные местобитания сибирской ели. В итоге гибридизации обоих видов сложилось несколько переходных форм ели, сохранившихся до настоящего времени.

Хотя в целом участие ели в лесах раннего голоцена было невелико, в отдельных местностях сохранились крупные массивы ели, которые впоследствии послужили очагами распространения этой породы. Материалы по голоцену Среднего Поволжья, Кировского Заволжья и Южного Урала не содержат никаких свидетельств существования там центров расселения европейской ели в начале голоцена. Центр расселения сибирской ели находился в более северных районах. Предлагаемая нами гипотеза о дисперсном ареале европейской ели в центральных районах Русской равнины в раннем голоцене не противоречит упомянутому выше мнению В. Н. Сукачева о вероятном западноевропейском происхождении этой породы и в то же время помогает объяснить, почему в северо-западных районах Русской равнины и в Фенноскандию ель европейская проникла с востока и юго-востока начиная с раннего голоцена.

На карте в монографии М. И. Нейштадта (1957, рис. 162) показано, что в раннем голоцене один из крупных очагов ели существовал в районе верховьев Волги, Мсты, Тверцы. Это подтверждает датированная по С¹⁴ спорово-пыльцевая диаграмма отложений Осеченского болота, изучавшихся Р. В. Федоровой и Н. А. Хотинским («Палеогеография и хронология...». 1965). Здесь в осадках добореала и бореала постоянно присутствует ель, хотя и в небольшом количестве (5—7%). Непрерывны кривые пыльцы ели на диаграммах отложений болот Васильевский мох

(минимальное содержание пыльцы ели в раннем голоцене 5%), Оршинский мох (7%) и др. (Нейштадт, 1957). Все эти факты позволяют наметить крупный Верхневолжский очаг ели в раннем голоцене. Далее к востоку и юго-востоку от него содержание пыльцы ели в раннеголоценовых отложениях уменьшается, и появляются единичные перерывы кривой пыльцы ели, например, на диаграммах отложений оз. Сомино, болота Радовицкое и др. (Нейштадт, 1957), а также в районе средней и нижней Оки (Асеев, 1959). Изолированные местообитания ели в раннем голоцене существовали в других районах средней полосы Русской равнины, в частности, в среднем течении Западной Двины, на Мазурском Поозерье и др. В этой связи следует напомнить о дискуссии по поводу времени появления ели, которая происходила еще в 20-х гг. (см. Цинзерлинг, 1932). Как известно, Д. А. Герасимов считал, что ель появилась в конце суббореала, т. е. в послелиторинговое время. Г. И. Ануфриев полагал, что уже в атлантическое время эта порода была широко распространена, а С. А. Яковлев показал, что она произрастала еще в анциловое время и ранее, во время регрессии йольдиевого моря (находка шишек в супесях Охтинской котловины). Шишки ели европейской (*Picea excelsa* var. *europaea*) в большом количестве были найдены в анциловых отложениях долины р. Славянка (определения Ю. Д. Цинзерлинга). Ю. Д. Цинзерлинг пишет, что этот вид ели распространился в районе Ленинграда почти одновременно с сосной (т. е. в бореальный период.— Л. С.).

В настоящее время сеть изученных разрезов голоценовых отложений еще весьма недостаточна, чтобы точно оконтурить дисперсный ареал ели европейской на Русской равнине в раннем голоцене. Поэтому на нашей карте (рис. 2) он показан схематически и вместе с ареалом ели сибирской. Можно согласиться с мнением А. Шродоня (Šrodoň, 1967), что в раннем голоцене существовал некоторый разрыв с карпатской частью ареала ели европейской, который был ликвидирован только в атлантический период. По мнению того же исследователя, на территории Польши, начиная с добореального периода происходила медленная, но неуклонная миграция европейской ели из района Карпат на север, а в бореальный период в северо-восточные районы стала проникать ель со стороны Русской равнины. Соответственно зона взаимного влияния обоих миграционных потоков четко обособилась в атлантический период.

Чтобы выяснить ход миграции ели во время «верхнего максимума», нами была составлена карта изохрон рациональной границы кривой пыльцы ели по данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного методов. Здесь необходимо сделать замечание по поводу выбора исходного критерия. По определению М. И. Нейштадта («Палеогеография и хронология...», 1965), рациональная граница соответствует уровню, начиная с которого происходит последовательный подъем кривой пыльцы данной породы. Для ели этот уровень оценивается нами примерно в 3—5%. Уместно вспомнить, что многие исследователи в СССР и за рубежом полагали, что содержание пыльцы ели свыше 10% (Гричук, Заклинская, 1948) или, по крайней мере, 5—10% (Donner, 1963) свидетельствует о прожарании ели поблизости от данного пункта.

Обстоятельный анализ поверхностных проб и разбор многочисленных спорово-пыльцевых диаграмм из северных районов Лапландии, поблизости от современной северной границы ареала ели, предпринятый Т. Аартолахти (Aartolahti, 1967), показал, что прежние оценки несколько завышены. В поверхностных пробах торфяников и озерных осадков содержание пыльцы ели не превышало 3—5%, даже в непосредственной близости от ельников. Вероятно, именно такие показатели и следует принимать во внимание при характеристике первичного распространения ели в северных районах Европы.

Первые попытки свести воедино материалы о возрасте рациональной границы кривой пыльцы ели были предприняты в Финляндии (Aario, 1965; Aartolahti, 1967) с использованием C^{14} датировок для построения карт распространения ели. Такие карты впоследствии были составлены для Скандинавии (Мое, 1970) и северо-запада Русской равнины (Серебрянный, 1971). На основе этих источников с привлечением новых данных удалось уточнить и дополнить общую картину миграции ели во время «верхнего максимума» (см. рис. 2). Синтетическая карта, охватывающая всю северную половину Европы, отражает нынешнее состояние изученности проблемы, обнажая существующие пробелы в наших представлениях. Вместе с тем она дает основу для решения важных вопросов палеогеографии голоцена и исторической географии растений.

Рассмотрим особенности хода миграции ели во время «верхнего максимума». Карта показывает, что еще в бореальный период ель произрастала на большей части северо-запада и центра Русской равнины, к концу этого периода (около 8000 лет назад) она проникла в восточные районы Прибалтики и на юг Онего-Ладожского перешейка. В переходное бореально-атлантическое время (между 8000 и 7000 лет назад), а также в начале атлантического периода (вплоть до 6500 лет назад), когда установился теплый и сухой климат, темпы распространения ели на севере уменьшились; в области Финского залива, Ладожского и Онежского озер выражено сгущение изохрон, относящихся к данному интервалу.

На западе Прибалтики, а также на севере Польши тем не менее распространение ели все еще продолжалось. К этому же времени, по всей вероятности, следует отнести слияние двух миграционных потоков ели — с юга, со стороны Карпат, и с востока, со стороны Русской равнины. Эта оценка согласуется с мнением А. Шродоля (Srodoń, 1967) о взаимопроникновении обоих потоков на равнинах Польши в атлантический период, понимаемый этим исследователем широко — включая бореально-атлантическое время.

В середине атлантического периода (между 6500 и 5800 лет назад) произошло значительное изменение климата севера Европы в сторону нарастания увлажненности при сохранении благоприятного термического режима. Это способствовало увеличению обилия ели и расширению ее ареала. Влияние увлажненности на распространение ели в этот период было отмечено еще ранее К. Рудольфом (Rudolph, 1930) для территории Чехии. Несколько позднее 6500 лет назад ель проникла в северные районы Эстонии, тем самым завершился процесс расселения ели на северо-западной окраине Русской равнины. Одновременно возросла лесобразующая роль этой породы.

На территории Фенноскандии миграция ели с позднеатлантического времени осуществлялась довольно интенсивно, главным образом, вследствие нарастания увлажненности (Sorsa, 1965). Особенно хорошие условия для произрастания этой породы существовали в суббореальный период, когда летние сезоны еще оставались теплыми, а зимы стали продолжительными и более холодными по сравнению с атлантическим периодом. На этом фоне произошло активное расширение ареала ели к западу и юго-западу. К концу суббореала ель распространилась на юго-западе Финляндии вплоть до берегов Ботнического залива (Aartolahti, 1967). Прежняя точка зрения о субатлантическом возрасте миграции ели в эти районы (Donner, 1963) не получила подтверждения.

В центральные районы Финской Лапландии, расположенные в пределах современной северной тайги, ель проникла 3300—3600 лет назад (Aario, 1965; Lappalainen, 1971), а в северные районы Швеции — несколько позднее, около 3000 лет назад (Lundquist, 1956). Расселение ели в центральные и южные районы Швеции осуществлялось на протяжении

субатлантического периода и продолжается до сих пор быстрыми темпами (Berglund, 1966). Столь же интенсивно происходит распространение этой породы по долинам в области Скандинавского нагорья, и за последние столетия она появилась в некоторых районах на атлантическом побережье Норвегии (Мое, 1970).

Особый интерес представляет процесс продвижения ели на север. Палинологические исследования торфяников бассейна рек Каамас-Йоки и Киелла-Йоки, расположенного в зоне березового редколесья на севере Финской Лапландии, за пределами современного ареала ели (Serpälä, 1971), свидетельствуют, что пыльцевые зерна ели встречаются только в самых верхних слоях некоторых разрезов. В одном из них даже выражена непрерывная кривая пыльцы ели (до 1%) в слоях, лежащих значительно выше уровня, датированного в 3900 лет (HEL-120).

Очевидно, ель появилась у северной границы современного ареала в Лапландии только в субатлантическое время, что согласуется с мнением Л. Аарю (Aario, 1943), опиравшегося на палинологические исследования в районе Печенги. Новейшие результаты, полученные в районе оз. Инари (Sorsa, 1965), позволяют отнести рациональную границу кривой пыльцы ели к началу субатлантического периода. Она датирована по C^{14} 2700 \pm 90 лет (Su-7) в разрезе Ивало у оз. Инари, расположенном немного южнее северной границы современного ареала ели.

По-видимому, в субатлантическое время в этом районе не было особенно благоприятных возможностей для массового продвижения ели к северу. По мнению Т. Аартолахти (Aartolahti, 1967), на севере Финляндии этой миграции препятствовала малая продолжительность вегетационного периода и недостаток тепла в течение этого периода, тогда как в западных районах распространение ели зависело от зимних температур (она не произрастает в местах, где менее 120 дней с отрицательными температурами в году).

На периферии современного ареала ели и за его пределами на побережье Кольского полуострова в некоторых разрезах была обнаружена пыльца этой породы, иногда в большом количестве, что, вероятно, можно рассматривать как свидетельства каких-то эпизодических подвижек. В нашем распоряжении пока нет радиоуглеродных датировок, позволяющих фиксировать возраст этих событий. Приходится ограничиться только палинологическими данными (табл. 1), любезно предоставленными нам Б. И. Кошечкиным (письменное сообщение от 3 мая 1971 г.)

При всей условности хронологических оценок, опирающихся на результаты спорово-пыльцевого анализа, нельзя не отметить некоторые любопытные тенденции. Прежде всего обращает на себя внимание факт очень раннего появления ели на востоке Кольского полуострова, в частности в низовьях р. Поной. Здесь, близ северной границы современного ареала сибирской ели (Цинзерлинг, 1932; Гроздов, 1952), эта порода нашла благоприятные местообитания, вероятно, еще в раннем голоцене. Далее, по направлению к западу вдоль побережья Кольского полуострова можно констатировать последовательное омоложение спектров, которые содержат пыльцу ели. В самом западном разрезе на о. Кильдин эта пыльца, очевидно, была занесена ветром в позднем голоцене, когда и на материке ель проникала дальше к северу.

На составленной нами карте ориентировочно показан возраст рациональной границы кривой пыльцы ели в некоторых районах Карелии и Кольского полуострова, главным образом, по палинологическим данным. Поэтому здесь можно ожидать значительных уточнений после комплексных исследований, хотя главные закономерности вряд ли существенно изменятся. По всей вероятности, в Карелии ель распространялась с юго-востока и юга на север, по крайней мере, с раннего голоцена.

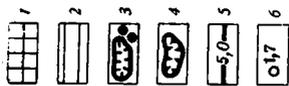
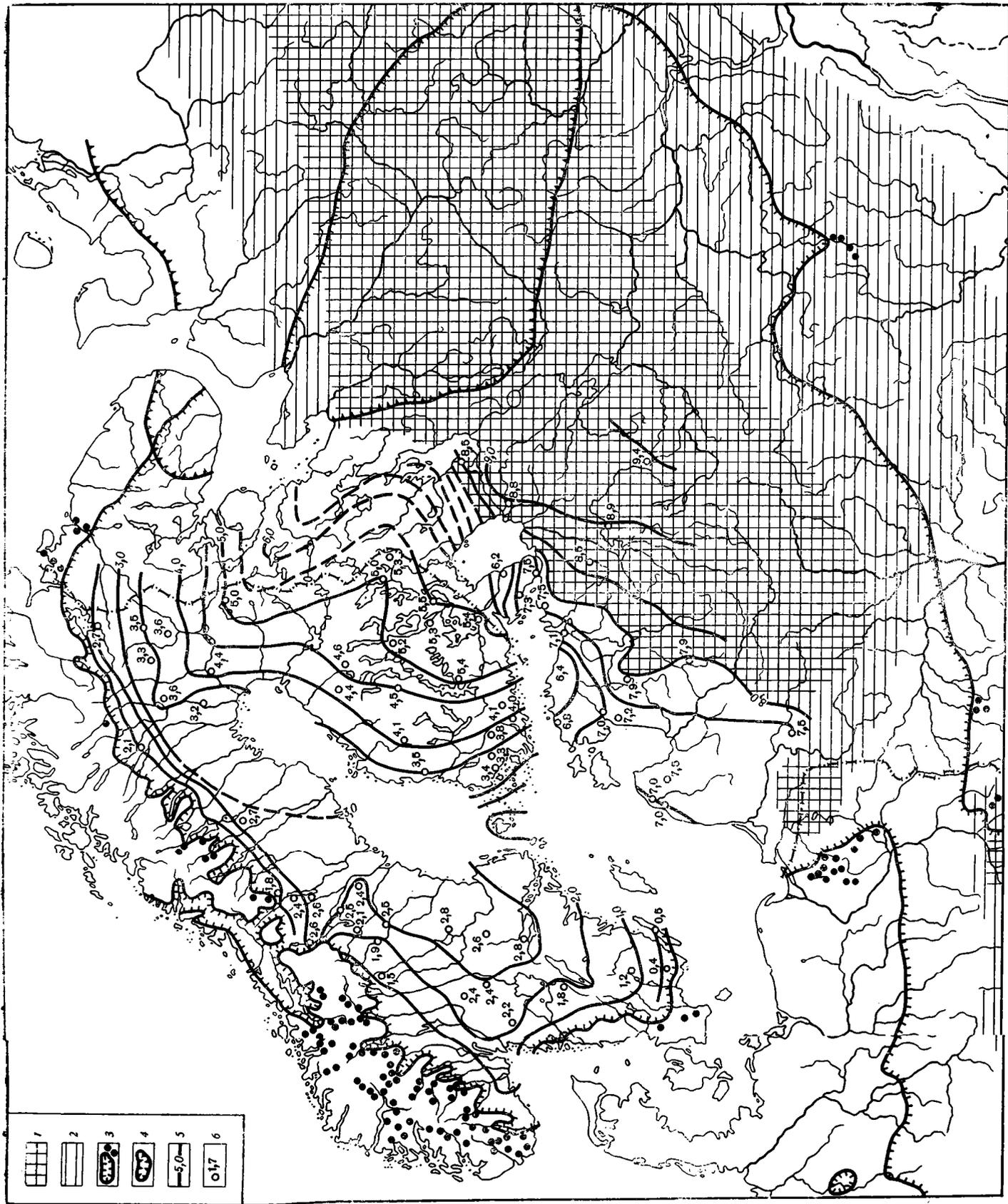


Таблица 1

Содержание пыльцы ели в спектрах голоценовых морских отложений северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова

Местоположение разреза	Содержание пыльцы ели, % от суммы пыльцы древесных пород	Предполагаемый возраст отложений	Аналитик
о. Кильдин, м. Могильный	0—2	SA + SB	В. С. Гунова
Губа Варзина	2—8	AT + SB + SA	»
Устье р. Кумужьей (Гурна-Губа)	2—6	SB	Р. М. Лебедева
Гурна-Губа, восточная часть	2—20	SB	»
Там же	20	AT	»
Губа Сазонова	10	AT	Е. С. Малясова
Долина р. Поной в ее нижнем течении, устье руч. Банного	2—6	BO	В. С. Гунова

Подводя итоги, следует отметить, что совместное использование палинологических и радиоуглеродных данных оказывается перспективным для исследования процессов миграции лесообразующих пород в северные районы Европы. При этом представляется возможность уточнить историю климатических изменений по конкретным временным срезам. Прежние представления о примерной синхронности климатостратиграфических подразделений голоцена, выделенных по палинологическим признакам, следует подвергнуть пересмотру, так как влияние миграционных факторов принимало немалые масштабы. Особую актуальность приобретает тщательное изучение направленности и темпов распространения лесообразующих пород.

Такой анализ, предпринятый нами в отношении ели, оказался наиболее результативным в тех случаях, когда исследовалось последовательное распространение в определенном направлении, например, «верхний максимум ели» в Фенноскандии. При встречных миграционных потоках трудно ожидать появления особенно выразительных результатов. Достоверность реконструкций во многом зависит от объема исходной информации, в частности, от густоты сети исследованных разрезов.

Результаты работы убедительно подкрепляют представления о молодости темнохвойных лесов на севере Европы в противоположность ее северо-восточным районам, где тайга имеет гораздо более древний возраст. Эти контрасты во многом зависели от влияния темпов миграции ели. На северо-западе Русской равнины и на юго-востоке Фенноскандии проникновение ели примерно совпадало с распространением широколиственных пород, которые были ее наиболее серьезными конкурентами, тогда как в более северные районы ель мигрировала, не встречая этой конкуренции.

В этой связи следует отметить, что, согласно данным Б. Д. Зайцева (Каппер, 1954), ельники при движении к северу от 58—59° с. ш. до 61—62° с. ш. снижают свой бонитет от II—III класса до IV—V, но дальнейшее продвижение к северу не сопровождается никаким изменением бонитета, за исключением самой северной части ареала ели. Соответственно существуют и четкие территориально-типологические различия еловых лесов (преобладание ельников-кисличников и черничников на юге тайги, воронично-черничных — на севере и т. д.).

Итоги проделанной работы подкрепляют следующий палеогеографический вывод. Ель достигла северной границы современного ареала в Фенноскандии только к началу субатлантического периода, тогда как широколиственные породы достигли соответствующих рубежей несколь-

ко раньше, в самом конце атлантического — первой половине суббореального периодов и впоследствии не происходило особенно значительных подвижек широколиственных пород и ели к северу (Серебряный, 1971). В конце голоцена возросло участие ели не только в пределах зоны хвойных лесов, но и в зоне смешанных лесов. В то же время участие широколиственных пород в составе древостоев на севере сократилось, но возросло в более южных районах. В центре Средне-Русской возвышенности, на рубеже зон широколиственных лесов и лесостепи, с середины суббореального периода происходило наступание леса на степь (Серебряная, Ильвес, 1972). Этот процесс продолжался бы и в современную эпоху при отсутствии воздействия антропогенного фактора, проявившегося в массовом сведении лесов и распашке земель. Современная структура природных зон на Русской равнине несомненно имеет древние корни, но ее окончательное формирование, по всей вероятности, относится к концу среднего и началу позднего голоцена, т. е. к геологически недавнему времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Альманн Х. В. Деградация оледенения в Северной Швеции.—Изв. АН СССР, сер. географ., 1961, № 1.
- Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев, 1970.
- Асеев А. А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Величко А. А. Криогенный рельеф позднплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы.—В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
- Вознячук Л. Н., Будько В. Д., Леонович О. П., Пуннинг Я. М. Геолого-геоморфологические условия нахождения и возраст позднпалеолитической стоянки Студенец на озере Нарочь.—Докл. АН Белорусской ССР, 1969, т. 13, № 4.
- Гричук В. П. О засушливом периоде в послеледниковое время на территории Европейской части СССР.—Вопросы географии, сб. 24. М., Географгиз, 1951.
- Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географгиз, 1948.
- Гроздов Б. В. Дендрология. М.—Л., Гослесбуиздат, 1952.
- Девятова Э. И. Развитие поздне- и послеледниковой растительности в районе Иксинской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии голоцена Архангельской области.—В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969.
- Елина Г. А. Корреляция спорово-пыльцевых спектров голоцена Карельской АССР, Ленинградской области и Финляндии.—В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
- Ефименко П. П. Первобытное общество. Киев, 1953.
- Иванова Н. Г. К истории развития лесов Кировского Заволжья в голоцене.—В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
- Кабайлене М. В. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы.—Тр. Института геологии (Вильнюс), вып. 2, 1965.
- Каппер О. Г. Хвойные породы. М.—Л., Гослесбуиздат, 1954.
- Качалов А. А. Деревья и кустарники. М., «Лесная промышленность», 1970.
- Колесникова Т. Д., Хомутова В. И. Новые данные к истории развития растительности эпохи валдайского оледенения на территории Вологодской обл.—Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2.
- Лазуков Г. И. Геолого-геоморфологическая характеристика Костенковско-Боршевского района и природные условия времени обитания верхнепалеолитического человека.—В кн.: Материалы по палеогеографии, вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1954.
- Лисицына Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР.—В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Лопатников М. И. К истории растительности степной зоны Русской равнины.—В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Малаховский Д. Б. и др. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Л., «Наука», 1969.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.

- Новиков А. Л. Определитель хвойных деревьев и кустарников. Минск, 1967.
- Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., «Наука», 1965.
- Палинология плейстоцена. М., 1973.
- Пьявченко Н. И. «Нижняя ель» в торфяниках.— Тр. Ин-та леса АН СССР, т. 36, 1957.
- Савицкий Л. Вопросы стратиграфии и геологического возраста палеолитических стоянок Костенок и Боршево.— В кн.: Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы. М., «Недра», 1965.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О. Первые данные по палинологии и возрасту водораздельного торфяника в центральной части Средне-Русской возвышенности близ г. Железногорска.— Изв. АН Эстонской ССР, химия — геология, 1972, т. 21, № 2.
- Серебрянный Л. Р. Динамика распространения некоторых древесных пород на северо-западе СССР в послеледниковое время.— В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
- Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я. М. К. Результаты палинологического и радиохронметрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово — Койерово под Ленинградом.— В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969.
- Сукачев В. Н. Палеофитология лёссовых пород в связи с их происхождением.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 6—7, 1940.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Недосеева А. К., Метельцева Е. П. О растительности перигляциальных зон центральной части Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Недосеева А. К. К истории развития лесного покрова центральной части Русской равнины в голоцене.— Бюлл. Московского общества испытателей природы, отд. биол., 65, вып. 2, 1960а.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Недосеева А. К. К истории развития растительного покрова центральных областей Русской равнины в течение голоцена.— Докл. АН СССР, 1960б. т. 130, № 4.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Недосеева А. К. К познанию плейстоценовой флоры окрестностей Москвы.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 5.
- Сукачев В. Н., Долгая З. К. Об ископаемых растительных остатках в лёссовых породах в связи с их происхождением.— Докл. АН СССР, 1937, т. 15, № 4.
- Цинзерлинг Ю. Д. География растительного покрова северо-запада Европейской части СССР.— Тр. Геоморфологического института, вып. 4. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Шуляк К. С., Луянас В. Д., Киблада З. А., Банис Ю. Ю., Генугене И. К. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений котловины оз. Бебрукас.— Тр. Института геологии (Вильнюс), вып. 5, 1967.
- Якушко О. Ф. Белорусское поозерье. Минск, 1971.
- Aario L. Über die Wald- und Klimaentwicklung an der lappländischen Eismeerküste in Petsamo mit einem Beitrag zur nord- und mitteleuropäischen Klimageschichte.— *Annales Botanici Societatis Zoologicae Botanicae Fennicae Vanamo*, 1943, t. 19, No. 1.
- Aario R. Die Fichteverhäufung im Lichte von C¹⁴-Bestimmungen und die Altersverhältnisse der finnischen Pollenzonen.— *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 1965, No. 218.
- Aartolahti T. Zur rationellen Tilia-Pollengrenze (T₀) in Finnland.— *Fennia*, 1967, v. 97, No. 1.
- Berglund B. E. Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, south-eastern Sweden.— *Opera botanica*, 1966, vol. 12, pt. 1—2.
- Donner J. The zoning of the post-glacial pollen diagrams in Finland and the main changes in the forest composition.— *Acta Botanica Fennica*, 1963, No. 65.
- Lappalainen E. Eri soistumistapojen ikäsuhteista Keski-Lapissa.— *Suo*, 1971, v. 22, No. 1.
- Lundquist G. C-14 metoden i kvartärgeologien.— *Ymer*, 1956, årg. 76, h. 3.
- Moe D. The Post-Glacial immigration of *Picea abies* into Fennoscandia.— *Botaniska notiser*, 1970, vol. 123, No. 1.
- Rudolph K. Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas.— Beihefte der Botanischen Centralblatt, 1930, No. 47.
- Seppälä M. Evolution of eolian relief of the Kaamasjoki Ki-Kiellajoki river basin in Finnish Lapland.— *Fennia*, 1971, vol. 104.
- Sorsa P. Pollenanalytische Untersuchungen zur spätquartären Vegetations- und Klimaentwicklung im östlichen Nordfinnland.— *Annales Botanici Fennici*, 1965, vol. 2, No. 4.
- Srodon A. Swierk pospólity w czwartorzędzie Polski.— *Acta palaeobotanica*, 1967, vol. 8, No. 2.
- Tolonen K. Über die Entwicklung eines nordkarelischen Moores im Lichte der C¹⁴-Datierung. Das Moor Puohtiinsuo in Ilomantsi (Ost-Finnland).— *Archivum Societatis Zoologicae Botanicae Fennicae Vanamo*, 1963, t. 18, N 1.

С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

ПОГРЕБЕННЫЕ ДОЛИНЫ (ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ)

Согласно определению, данному в «Геологическом словаре» (1960), погребенной долиной считается «долина, скрытая под толщей аккумулятивного материала, осадочного или вулканогенного». В порядке детализации этой верной формулировки можно лишь добавить, что погребенные долины могут быть выполнены отложениями как полностью, так и частично. Помимо этого в случае присутствия в долине одних аллювиальных осадков она может считаться погребенной только тогда, когда мощности аллювия превышают нормальные для данной реки. Понятия «погребенная» и «древняя» долина часто считают однозначными, однако последнее шире по значению, поскольку не всякая древняя долина является погребенной, а любая погребенная долина — очевидно, древняя.

Изученность погребенных долин, на наш взгляд, удовлетворительная. Основные предпосылки этого — повсеместное распространение долин и большая ценность их изучения для теории и практики. Существует много небольших региональных работ по геологии и геоморфологии, где в той или иной мере затрагиваются вопросы морфологии, возраста и происхождения погребенных долин.

Материал по погребенным долинам Европейской части СССР обобщен в монографиях Г. И. Горецкого (1964, 1966, 1970), содержащих важные теоретические выводы. Много ценного о механизме формирования погребенных долин Поволжья имеется в работе А. П. Дедкова (1966). Интересная сводка, касающаяся истории гидросети Северной Африки, с использованием результатов буровых работ в бассейне Нила, сделана И. С. Чумаковым (1967).

Тем не менее можно указать и на ряд пробелов в изучении погребенных долин. Очень мало работ, специально посвященных этому вопросу. Недостаточны сведения, касающиеся механизма образования долин как форм рельефа и закономерностей накопления выполняющих их осадков. Не выяснены многие аспекты взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов в процессе разработки и захоронения долин. Сводные работы, отвечающие современному состоянию изученности погребенных долин, отсутствуют не только для Дальнего Востока, Сибири и Средней Азии, но даже для такого «классического» района распространения древних долин, как Центральный Казахстан. Наконец, мы не имеем классификации погребенных долин. Отмеченные недостатки в значительной мере побуждали автора провести изложенное ниже обобщение.

**ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА
ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН**

Классификация погребенных долин, как и многих других форм и образований, может основываться на различных критериях, а также на одном или нескольких из них. Весьма интересными и важными могут быть такие принципы как морфологический, возрастной, структурный, прикладной. Использование для рассматриваемого ниже варианта классификации генетического принципа обусловлено тем, что лишь такой

подход позволяет всесторонне рассмотреть механизм формирования погребенных долин, оценить влияние различных факторов на процесс их выполнения осадками.

Погребенные долины чаще всего выполнены толщами сложного происхождения и, следовательно, формировались под влиянием одновременного или последовательного действия нескольких факторов осадко-накопления. Выделение преобладающих факторов аккумуляции позволило выявить основные типы литогенеза при образовании погребенных долин, которые достаточно четко ограничены временными и пространственными границами.

Ледниковый литогенез

Долины, выполненные отложениями ледникового комплекса, характерны для областей древнего и современного оледенения (рис. 1). Наиболее детально они изучены в северо-западных и центральных частях Русской равнины. Погребенные долины Прибалтики, верховьев Волги и Днепра выполнены маломощными аллювиальными осадками доледникового возраста и чередующимися моренными и водноледниковыми отложениями. Морфологически это относительно узкие (до 2—3 км), крутосклонные эрозионные депрессии с амплитудами вреза до 150—200 м и более (рис. 2). Образование эрозионных врезов долин большинством авторов связывает со значительными предчетвертичными региональными поднятиями центральных областей Русской платформы (Горецкий 1964; Исаченков 1963; Лобачев 1965). Несмотря на то, что региональные поднятия этой территории не фиксируются деформациями маркирующих горизонтов и определяются по следам низкого положения береговых линий морей и по затопленным продолжениям долин (Рухина, 1957), в их былом существовании трудно сомневаться. Иначе невозможно представить себе повсеместную разработку разветвленной сети глубоких долин.

Не менее многочисленны и литературные указания на то, что процессы выполнения предледниковых долин Русской равнины мощными осадками связаны с этапами региональных тектонических погружений. Г. В. Обедиентова (1967) определенно высказывается за тесную связь аккумуляции в древних долинах Верхней и Средней Волги с тектоникой. Рассматривая историю погребенных долин Подмосковья, С. М. Шик (1961) также объясняет их захоронение опусканиями первой половины четвертичного периода. Аналогичные указания можно найти в работах А. А. Асеева (1959, 1960), Г. И. Горецкого (1964, 1966), И. Н. Лобачева (1965) и других. Крайние взгляды в пользу тектонической обусловленности процессов захоронения древних долин высказывает В. А. Исаченков (1963), у которого каждый крупный этап аккумуляции в долинах связывается с определенным периодом господства прогибаний земной коры (рис. 3).

Как указывалось выше, доледниковый аллювий в основании разрезов погребенных долин маломощный. По данным А. А. Асеева (1959), его средние мощности в долине пра-Оки равны 15—25 м, а в древних долинах Волги и Камы очень редко достигают 35—40 м (Горецкий 1964, 1966). Учитывая, что нормальные мощности современного аллювия Оки и Волги равны примерно 20 м, можно говорить лишь о небольшом избытке мощности погребенного аллювия (до 10—15, максимум до 20 м).

Водноледниковые отложения в погребенных долинах Русской равнины образуют толщи до 30—50 м (Асеев 1959, Горецкий 1966). Однако, как будет показано ниже, специфика образования этих осадков заставляет признать большую роль климатических факторов в накоплении их значительных мощностей.

Рис. 1. Типы литогенеза погребенных долин СССР

1—7 — районы, где преобладают различные типы литогенеза:

- 1 — ледниковый,
- 2 — ледниковый и перигляциальный,
- 3 — перигляциальный,
- 4 — озерно - аллювиальный,
- 5 — семиаридный,
- 6 — ледниково-морской;
- 7 — аллювиально-морской;
- 8 — районы наиболее активного влияния тектоники на погребенные долины

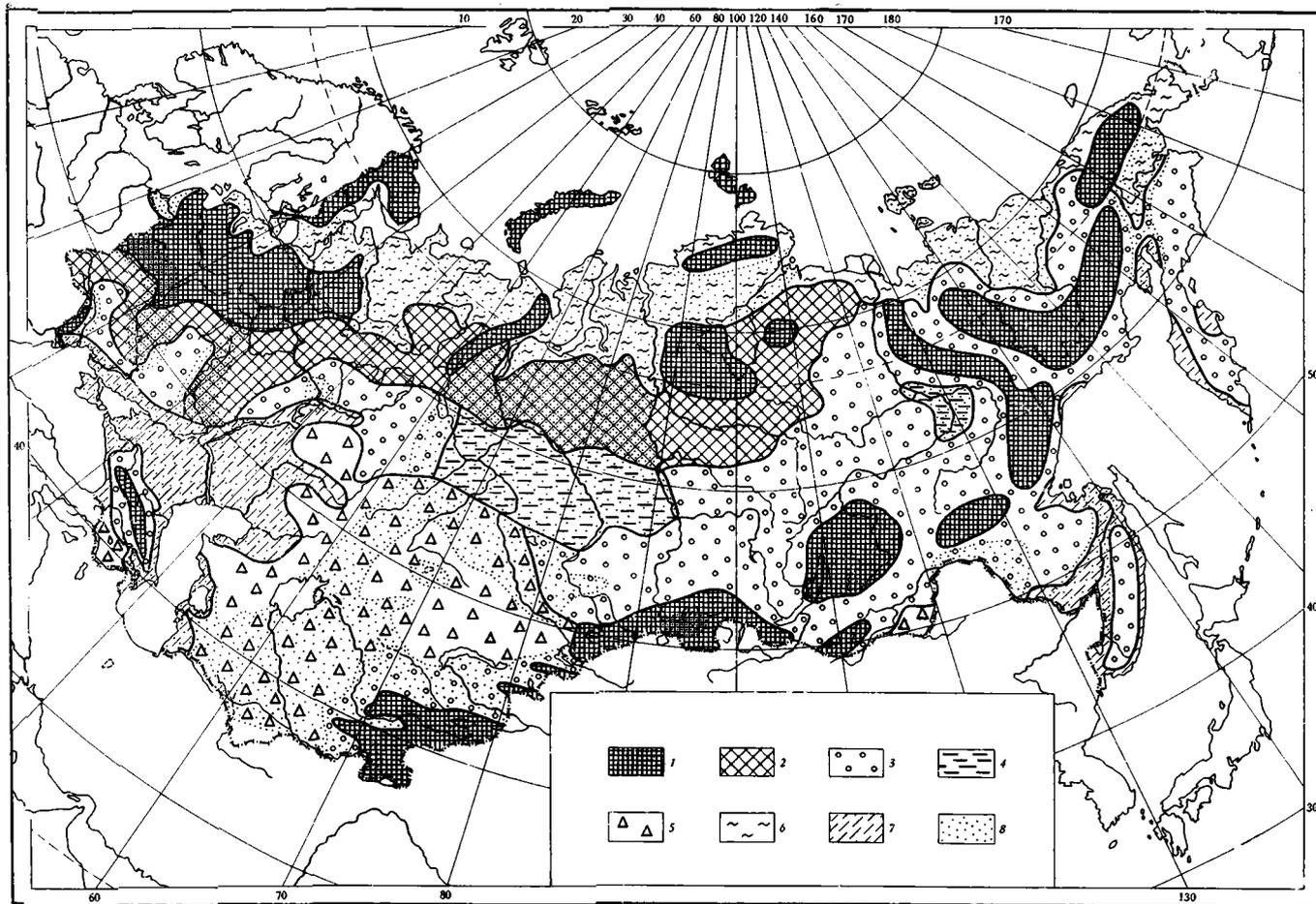


Рис. 2. Погребенная долина у г. Рославль — пример ледникового литогенеза (по В. А. Исаченкову, 1963)

- 1 — дочетвертичные породы.
 Морены:
 2 — окская,
 3 — днепровская,
 4 — московская.
 Отложения:
 5 — водноледниковые,
 6 — озерные,
 7 — послеледниковые

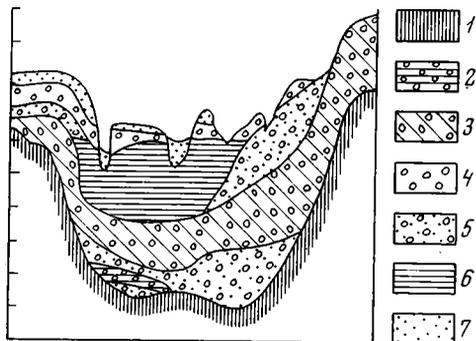
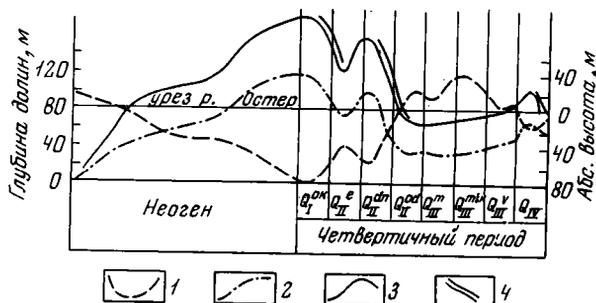


Рис. 3. Новейшие тектонические движения, изменения глубины и положения тальвегов долин в неоген-четвертичный период (по В. А. Исаченкову, 1963)

- 1 — положение тальвегов;
 2 — глубина долин;
 3 — тектонический подъем;
 4 — тектоническое опускание



Значительное распространение морены в разрезах древних долин также свидетельствует о малой зависимости процесса их погребения от тектоники. Даже логически, без каких-либо конкретных доказательств, нельзя столь тесно связывать деятельность ледников с неотектоническими движениями. Оледенения, покрывающие территории Русской равнины и перерабатывающие доледниковый рельеф, действовали как достаточно самостоятельный рельефообразующий фактор, мало зависящий от тектонической обстановки. Доледниковые долины подвергались в одних случаях экзарации, а в других — выполнению моренным материалом независимо от того, находилась ли долина в условиях погружения или нет. Ложась на значительно расчлененный рельеф, покровное (а не долинное) оледенение в любом случае должно было заметно его сnivelировать.

Таким образом, совсем не требуется привлечения тектоники для того, чтобы объяснить образование погребенных долин районов древних материковых оледенений. Показательно, что исследователи, приводящие многочисленные примеры существования подобных долин в горных районах, обычно не связывают их погребение под моренами с этапами прогибания, а объясняют это своеобразием аккумулятивной деятельности ледников.

Перигляциальный литогенез

Вопросы накопления мощных осадочных толщ в долинах приледниковых или перигляциальных областей имеют важное палеогеографическое значение, но до сего времени разработаны недостаточно. Последнее касается прежде всего механизма аккумуляции в приледниковых долинах и определения понятия «водноледниковые отложения».

В самом деле, несмотря на многочисленные примеры анализа водноледниковых отложений их отличительные признаки до сих пор неясны.

Это позволило Е. В. Шанцеру (1951) сделать закономерный вывод о том, что водноледниковыми следует называть лишь осадки ледниковых потоков, текущих по поверхности ледников, на контакте льда с моренами или внутри ледяной толщи. Фации же долин приледниковых областей справедливо предлагалось считать разновидностями перигляциального аллювия.

Рассмотрим особенности строения аллювия перигляциальных областей для выяснения его отличий от аллювия в долинах внеледниковых районов, а также для выяснения внутренних закономерностей его строения.

Окатанность материала в перигляциальном аллювии не имеет достаточно определенных отличий. С одной стороны, накопление аллювия вблизи областей сноса способствует увеличению процента слабоокатанных обломков. Однако, мощная обработка исходного материала (морены) ледником приводит к тому, что ледниковые потоки получают довольно окатанный материал.

Цементация перигляциального аллювия ледниковым илом широко известна. К сожалению, постепенное и незакономерное изменение содержания «ледниковой муки» затрудняет использование этого признака для разделения генетических типов аллювия. Более того, имеются случаи, когда приледниковые отложения почти не содержат ледникового ила (ниже конечноморенных озер). Учитывая, что особенность многих ледниковых рек — уменьшение мутности вниз по течению, а неледниковых — ее нарастание, границу между ними можно было бы проводить по тем участкам, где направленность изменения мутности меняется.

Особенности фациального состава аллювия рек с ледниковым питанием (слабая дифференциация и господство русловых фаций) обусловлены своеобразным гидрологическим режимом, приближением среднегодовых расходов к максимальным.

По данным Б. В. Фащевского (1969), в долине, р. Чуя на Алтае в районе пос. Белый Бом паводки начала июня (весенние) и конца августа (летние) примерно одинаковые. Наши полевые наблюдения показали, что на этом участке долины современная пойма достигает высоты 1,0 м, а пойменный аллювий имеет прерывистое распространение и достигает мощности 0,3—0,4 м. По всей вероятности, участок долины Чуи у пос. Белый Бом является переходным. Выше ледниковые паводки превышают снеговые, а аллювий русла и поймы может считаться перигляциальным. Ниже распространены современный горный аллювий с маломощной, но все же четко выраженной пойменной фацией. Интересно, что для рассматриваемого участка долины доля ледникового питания равна 18—20%. В низовьях Чуи и ниже по долине Катуня летние паводки значительно уступают весенним, которые в многоводные годы имеют высоты 5—6 м. В связи с этим цементация ледниковым илом охватывает русловые фации, а пойменные представлены рыхлыми песками с гравием и галькой. Можно видеть, что влияние мутности ледниковых потоков на цементацию отложений в определенной мере подчинено режиму реки. Ниже «гидрологической» границы распространения перигляциального аллювия верхние горизонты осадков лишены цемента.

Фациальный состав толщи при смене перигляциального аллювия осадками внеледниковой области заметно меняется, если сокращение доли ледникового питания в жидком стоке приводит к изменению гидрографа реки, как это имеет место в большинстве горных районов. В тех же случаях, когда реки внеледниковых областей по характеру гидрографа близки к ледниковым потокам, фациальный состав аллювия не может служить признаком для разделения двух рассматриваемых типов аллювия. Как показал Ю. А. Лаврушин (1963), на таких реках су-

барктического пояса как Индигирка современный аллювий русла и поймы фациально приближается к перигляциальному, хотя это связано с климатическими особенностями бассейна, а не с перигляциальным его положением. Можно видеть, что и фациальный состав, как окатанность и цементация, не является достаточно надежным критерием при выделении разновидностей аллювия и может использоваться только в отдельных случаях.

Таким образом, можно отметить, что для речных отложений районов современного оледенения, имеющих пониженную или нормальную мощность, разделом между перигляциальными и обычными аллювиальными фациями можно считать участки долин с равными высотами весенних и летних паводков и с нарождающимся маломощным и несцементированным горизонтом пойменных отложений. Спецификой водотоков, аккумулирующих перигляциальный аллювий, является не просто ледниковое питание, а та его доля, которая обуславливает превышение ледниковых подъемов уровня над снеговыми или дождевыми. Для долины Чуи эта доля равна примерно 20%, но, видимо, она может варьировать в зависимости от климатических особенностей ледниковых районов.

Гидрологический критерий выделения перигляциального аллювия применим при изучении современных долин, поскольку точная оценка характера питания палеорек пока невозможна. С другой стороны, этот критерий удобен больше для горных областей, где перигляциальные области приурочены к определенным высотным поясам, а их внешние границы находятся выше или примерно совпадают с теми участками долин, где происходит изменение характера питания и режима стока рек. В районах покровного оледенения равнин перигляциальная зона была весьма обширной, охватывала значительные части крупных речных бассейнов. В связи с этим, ледниковые составляющие теряли свое доминирующее положение в стоке рек задолго до того, как эти реки выходили из пределов перигляциальной области. Таким образом, характер питания палеорек не может служить признаком выделения перигляциального аллювия.

Изложенное выше приводит нас к заключению, что в настоящее время трудно найти показатель, который позволил бы уверенно выделять в перигляциальном аллювии два типа — аллювий рек, имеющих ледниковое питание, и аллювий потоков, доля ледникового питания которых незначительна или равна нулю. Наш вывод, очевидно, распространяется и на констративные аллювиальные толщи перигляциальных областей, которые также трудно разделять по перечисленным выше признакам. Однако, механизм накопления мощных аллювиальных отложений и погребения перигляциальных долин различен в зависимости от того, что является определяющим фактором избыточной аккумуляции — привнос материала непосредственно от ледника и морен или поступление его со склонов и из долин притоков. Поэтому в основу выделения разновидностей аллювиального литогенеза при выполнении долин перигляциальных областей мы попытались положить соотношение «ледниковой» и «неледниковой» составляющих твердого стока потоков.

Литогенез с преобладанием в твердом стоке ледникового материала имеет место в непосредственной близости от ледников и приводит к образованию зандров (лопастных, конусовидных или долинных). Характерная черта зандровых отложений — нарастание их мощности по мере движения к верховьям ледниковых долин и максимум вблизи конечных морен, а также огрубение материала вверх по разрезам. Зандровые отложения — пример аккумуляции, мало зависящей от тектоники в условиях наступания ледника.

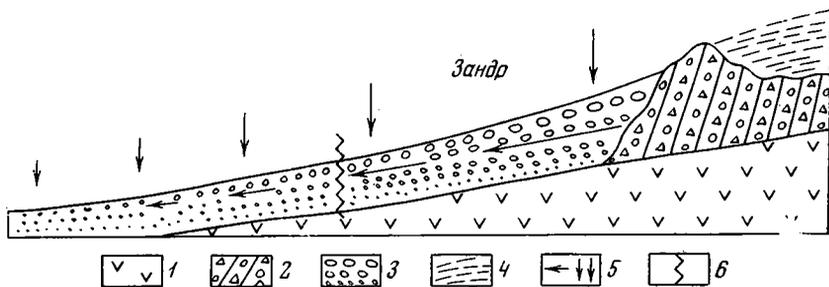


Рис. 4. Образование контрастного аллювия перигляциальной области

- | | |
|------------------------------|--|
| 1 — коренные породы; | 5 — ледниковая и неледниковая составляющие твердого стока; |
| 2 — морена; | 6 — граница распространения аллювия зандров |
| 3 — перигляциальный аллювий; | |
| 4 — ледяник; | |

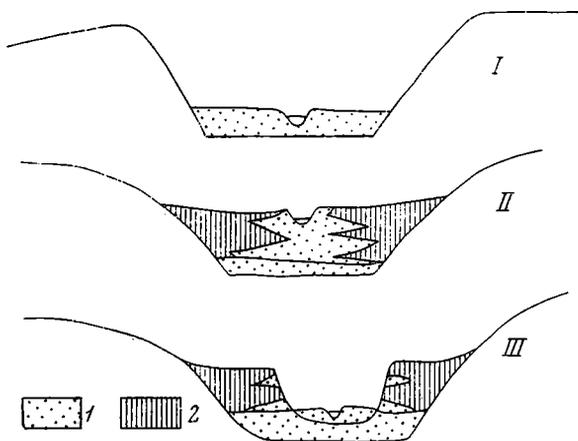


Рис. 5. Осадконакопление в долине при сменах гумидного и перигляциального климатов (по А. П. Дедкову, 1966)

Климаты:

- I — умеренный доперигляциальный,
 II — перигляциальный,
 III — гумидный послеперигляциальный.

Отложения:

- 1 — аллювиальные,
 2 — делювиально-солифлюкционные

При удалении от края ледника трансгрессивное накопление отложений зандровых полей сменяется прогрессивной аккумуляцией перигляциального аллювия, зависящей от общего характера денудации в бассейне. Граница между двумя указанными типами перигляциального литогенеза соответствует участкам долин, где процент ледникового материала в аллювии становится меньше процента материала склонов и мелких притоков, не имеющих ледникового питания (рис. 4).

Как отмечает Н. И. Маккавеев (1955), характерная особенность перигляциальных террас в отличие от зандровых уровней — наибольшая высота в среднем течении рек и снижение вверх и вниз по долинам, а так же большая роль в аллювии местного слабо сортированного материала.

Для верховий долин перигляциальных областей характерно интенсивное поступление материала со склонов, которое подавляет русловую деятельность слабых водотоков и приводит к выполнению эрозионных форм главным образом неаллювиальными отложениями. Эту разновидность литогенеза удобно назвать делювиально-солифлюкционной (рис. 5). О ее самостоятельности свидетельствуют значительные мощности склоновых отложений в погребенных долинах — 15—20 м в бассейне Волги, 30—50 м на Урале и в Забайкалье и 50—100 м в долинах Северо-востока СССР.

Разновидности перигляциального литогенеза погребенных долин в основном связаны с климатически обусловленными изменениями балан-

са твердого стока рек и осадконакопления на склонах. Вместе с тем новейшие движения перигляциальных областей безусловно влияют на аккумуляцию в долинах, ослабляя ее или усиливая.

Разграничение роли эндогенного и экзогенных факторов в данном случае может быть очень сложным, требующим всестороннего изучения вопроса.

Семиаридный литогенез

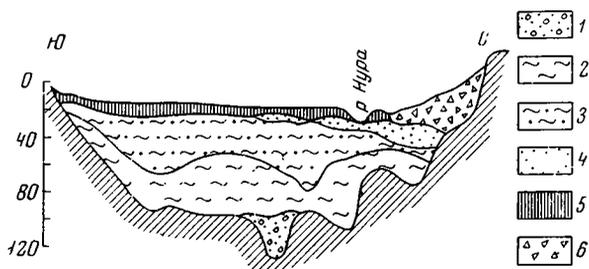
На территории Южного Урала, Казахстана, в предгорьях Алтая и отдельных районах Забайкалья широко распространены погребенные долины, образовавшиеся в результате усыхания климата и ослабления транспортирующей способности рек. Неаллювиальный материал, накопившийся в долинах, имеет различное происхождение. Это позволяет выделять в рамках семиаридного литогенеза несколько подтипов.

По данным Н. И. Маккавеева и А. М. Калинина (1968), на восточном склоне Южного Урала наблюдается система погребенных логов, выполненных делювием неогенового возраста. Сравнительный анализ профилей древних и современных тальвегов позволил установить, что расходы водотоков, формировавших погребенные лога, были в 11 раз больше современных. Следовательно, усыхание климата было основной причиной накопления делювия мощностью до 15—25 м.

В предгорьях Тарбагатай и Алтая глубокие долины миоцена, плиоцена и начала четвертичного периода выполнены мощными (до 150—

Рис. 6. Строение древней долины р. Нуры у г. Темиртау (по В. Ю. Малиновскому, 1967)

- 1 — аллювий палеогена;
- 2 — глины аральской свиты;
- 3 — глины павлодарской свиты;
- 4 — пески эолейстоцена;
- 5 — отложения террас р. Нуры;
- 6 — делювий и пролювий



200 м) толщами в основном пролювиального происхождения. Не отрицая влияние тектоники на погребение долин, И. С. Чумаков (1965) считает первостепенным фактором избыточной аккумуляции климатические изменения, а именно усыхание и ослабление гидросети.

Древние долины Центрального Казахстана выполнены главным образом песчано-глинистыми отложениями миоцена и плиоцена, так называемыми аральской и павлодарской свитами (Сваричевская, 1961; Сладкопечев, 1962). Период погребения этих долин характеризовался усыханием климата, распадом речной сети и широким распространением эфемерных озерных бассейнов. В этих условиях шло накопление тонкообломочных, сильно засоленных осадков (рис. 6). Генезис последних еще во многом неясен, что составляет нерешенным вопрос о механизме и факторах выполнения долин.

Признание озерно-аллювиального происхождения осадков аральской и павлодарской свит обязательно влечет за собой признание и значительной роли тектонических погружений в их накоплении. Если же считать, как это делают В. И. Бабак, Э. К. Паисова (1967) и Е. В. Шанцер (1967), отложения долин полностью или частично делювиально-пролювиальными, то взгляды на причины погребения долин меняются. На первое место здесь выдвигаются климатические факторы, поскольку выполнение долин отложениями склонов и конусов выноса в значительной мере независимо

от тектоники. По всей видимости, в этом процессе нашло отражение сложное взаимодействие эндогенного и экзогенных факторов рельефообразования.

Таким образом, семиаридный литогенез при образовании погребенных долин включает по крайней мере три подтипа — делювиальный, делювиально-пролювиальный и озерно-пролювиальный.

Рассмотренные типы литогенеза при образовании погребенных долин, в совокупности с менее распространенными озерно-аллювиальным, ледниково-морским и аллювиально-морским (см. рис. 1), распространены на большей части территории СССР. Следовательно, на громадных территориях процессы мощной аккумуляции в долинах протекали относительно независимо от движений земной коры, имели место даже во время поднятий. В районах распространения климатически обусловленных типов литогенеза погребенных долин проблема разграничения влияния эндогенного и экзогенных факторов выполнения долин весьма сложна. Роль тектоники в этих случаях проявляется довольно отчетливо либо при образовании локальных прогибаний в пределах долин, либо при накоплении мощных отложений в эпохи увлажнения и потепления климата, когда направленность экзогенных процессов не способствовала погребению долин.

Влияние климатических факторов на погребение долин относительно невелико на юге Украины, в Донбассе, в отдельных районах Среднего Поволжья, Предкавказья, юга Сибири и Дальнего Востока. Эти территории представляют особый интерес с точки зрения определения роли тектоники в процессе выполнения долин мощными осадками.

ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН

Систематизация материала о типах литогенеза погребенных долин позволяет свести все разнообразие типов в единую систему с показом подчинения между ними (таблица). Погребенные долины прежде всего можно разделить на компенсационные, то есть выполнявшиеся осадками одновременно с прогибанием, и некомпенсационные, захоронение которых было обусловлено экзогенными процессами. Это деление во многих случаях условно и с трудом осуществимо, поскольку основные факторы литогенеза часто тесно взаимодействуют в пространстве и времени. Среди компенсационных долин наиболее важны «тектонические», связанные с движениями земной коры, но также выделяются карстовые и суффозионные, имеющие локальное распространение и обычно лишь осложняющие основные типы погребенных долин.

Дальнейшее подразделение основано на выделении основных типов литогенеза или основных фациально-генетических комплексов, выполняющих долины. Осадочные комплексы одного типа (например, гляциальный или аллювиально-морской) редко выполняют долины и их системы на всем протяжении и часто бывают характерны для отдельных звеньев речной сети, для верховьев или низовьев, для основных долин или для притоков. Поэтому разветвленные системы погребенных долин обычно представляют собой полигенетические образования.

В классификацию погребенных долин включены и основные типы переглублений. Отличительной особенностью последних является их образование не в процессе погребения речной сети, а в процессе ее углубления, когда в силу особенностей русловых или нерусловых процессов отдельные участки долин оказываются на отметках значительно более низких, чем средние отметки соседних участков (Сладкопевцев, 1969). Углубления такого рода обычно недолговечны и выполняются осадками в ходе нормального развития долин, без влияния внешних факторов.

Типы погребенных долин и переуглубленных участков

Погребенные долины	компенсационные	тектонические	аллювиальные озерно-аллювиальные аллювиально-морские ледниковые
		перигляци- альные	аллювиальные с преобладанием ледникового материала (зандры) аллювиальные с преобладанием неледникового материала озерно-аллювиальные приледниковые делювиально-солифлюкционные
		семиарид- ные	делювиальные делювиально-пролювиальные озерно-пролювиальные
		суффозионные карстовые	
Переуглубленные участки долин	некомпенсационные	аллювиально-морские	
		ледниковые	
		перигляци- альные	аллювиальные с преобладанием ледникового материала (зандры) аллювиальные с преобладанием неледникового материала озерно-аллювиальные приледниковые делювиально-солифлюкционные
		семиарид- ные	делювиальные делювиально-пролювиальные озерно-пролювиальные
эрозионные	дефляционные экзарационные		
	аномальные плёсы плёсы в сужениях эрозионные котлы предпорожные ямы предустьевые ямы		

ВЫВОДЫ

1. Среди погребенных долин выделяются основные генетические разновидности, характерные определенными типами литогенеза.
2. Типы литогенеза погребенных долин делятся на две основные группы: климатически обусловленные и тектонически обусловленные, которые часто наблюдаются в сложных сочетаниях друг с другом.
3. В районах широкого развития климатически обусловленных типов литогенеза роль тектоники в образовании погребенных долин в ряде случаев переоценивается.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А.* Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Асеев А. А.* Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1960, № 2.
- Бабак В. И., Паисова Э. К.* Строение и история формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела.— Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., 1967.
- Геологический словарь, т. II. М., 1960.
- Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого Праднэпра. М., «Наука», 1970.
- Дедков А. П.* Проблемы происхождения и развития рельефа Казанско-Куйбышевского Приволжья (диссертация). Казань, 1966.
- Исаченко В. А.* Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике бассейна Верхнего Днэпра.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1963, № 3.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 87. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лобачев И. Н.* О развитии сети древних переуглубленных долин и формировании современного рельефа Костромской области.— «Сб. статей по геологии и гидрогеологии», вып. 4. М., изд. Мин-ва геологии, 1965.
- Маккавеев Н. И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., 1955.
- Маккавеев Н. И., Калинин А. М.* Опыт палеогидрологических исследований.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 4.
- Обедиентова Г. В.* и др. Нижнечетвертичное русло средней Волги.— Изв. АН СССР, серия географ., 1967, № 1.
- Рухина Е. В.* О предчетвертичных долинах в северо-западной части Русской платформы и их геологическом значении.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1957, вып. 69.
- Сваричевская Э. А.* Древний пенеплен Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Сладкопевцев С. А.* Палеогеографические методы оценки перспектив бокситоносности некоторых районов Центрального Казахстана.— Вестник МГУ, сер. геогр., 1962, № 1.
- Сладкопевцев С. А.* К вопросу о «погребенных» и «переуглубленных» долинах.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, № 4.
- Фашчевский Б. В.* О ледниковом питании рек Горного Алтая.— Изв. ВГО, т. 101, в. 4, 1969.
- Чумаков И. С.* Кайнозой Рудного Алтая.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 138. М., «Наука», 1965.
- Чумаков И. С.* Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила и Нубии в Верхнем Египте.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 170, М., «Наука», 1967.
- Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 55. М. Изд-во АН СССР, 1951.
- Шанцер Е. В., Микулина Т. М., Малиновский В. Ю.* Кайнозой центральной части Казахского щита Изд-во МГУ, 1967.
- Шик С. М.* Доледниковая гидрографическая сеть юго-западного Подмосквья и ее развитие в плейстоцене.— Мат-лы совещ. по изучению четвертичного периода, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

ЗНАЧЕНИЕ КАРСТА В ПОЗНАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПРОШЛОГО

Карстовый комплекс явлений — интересный и важный объект исследования для минералогов, специалистов структурной и прикладной геологии, гидрогеологов, геоморфологов, физико-географов (ландшафтоведов). С ним связаны также проблемы геоботанического, зоологического, археологического порядка. Наряду со всеми этими аспектами комплексного карстоведения, у последнего имеется еще историко-геологический аспект. В морфологии карста, в характерных для него одного отложениях, запечатлена история природы и человека — история, хронологически охватывающая весь четвертичный период в его широком понимании, с присоединением заключительной части неогена, а иногда и более древних эпох.

Развитие карста само по себе входит в круг вопросов, рассматриваемых четвертичной геологией, как составной элемент реконструкции палеоландшафтов. Помимо этого, карстовые образования отражают также явления, выходящие за рамки карстового ландшафта, — например, климатические изменения и состав фауны обширных пространств фиксируются в составе и содержимом пещерных отложений; развитие карстового дренажа консервирует древние черты рельефа (например, поверхности выравнивания и террасы дольше всего удерживают свою морфологическую выразительность именно на известняковом субстрате) и т. п. Поэтому значение карста в четвертичной геологии не ограничивается выяснением эволюции самого карстового ландшафта, а затрагивает и более общие проблемы. В дальнейшем изложении теоретических положений и исследовательских методов карстоведения, имеющих значение для познания четвертичного прошлого, принимаются во внимание обе эти стороны вопроса.

Общезвестно подразделение карстовых образований на два основных типа: поверхностный и подземный. Рассмотрим каждый из них в отдельности.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ КАРСТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К этой группе карстовых образований относятся разнообразные воронки (конические воронки, колодцы, шахты), поля и котловины, карровые поля, мертвые долины, коррозионные останцы, а также отложения, встречающиеся в отрицательных формах карстового рельефа.

Воронки. Отрицательные формы карстового рельефа, создаваемые плоскостным водным стоком в точках его перехода с земной поверхности в гидрогеологическую зону вертикальной циркуляции карстовых вод и обозначаемые собирательным термином «воронки», являются наиболее распространенным подтипом поверхностных карстовых форм. Для них характерно морфологическое разнообразие, множественность разновидностей по форме, размерам в плане, глубине и пр. Самой обыкновенной разновидностью их все же надо считать круглые в плане, остроконечные

или слегка усеченные конические впадины — воронки, иногда называемые «нормальными» ввиду их широкого распространения и сходной морфологии. Другие разновидности — колодцы, шахты — встречаются реже, но в определенных условиях, как увидим в дальнейшем, они могут вытеснять конические воронки и играть господствующую роль. Симметричная, круглая форма большинства конических воронок свидетельствует об их спокойном, равномерном росте во времени. Характер этого процесса может считаться выясненным в результате исследований, производившихся в СССР и за рубежом (Максимович, 1963).

Различные признаки воронок — их размеры, форма, строение, распределение — могут указывать на геологические события четвертичного и более отдаленного прошлого — на возраст закарстованной поверхности, колебания уровня подземных вод, бывшее оледенение.

Размеры конических воронок и, в частности, их поперечники в плане, в значительной степени являются функцией времени. Химический состав карстующейся породы, количество атмосферных осадков и содержание в них углекислоты влияют на темпы роста карстовых воронок, что осложняет возрастную интерпретацию размеров этих форм. Воронки разных размеров и, следовательно, различного возраста встречаются совместно на одной и той же геоморфологической поверхности. Однако величина поперечника более крупных из них, если число их значительно, дает надежное указание на время начала закарстования поверхности. Следовательно, необходим статистический анализ размеров воронок с тем, чтобы выявить характерный для наиболее древних из них поперечник.

Наблюдения над размещением воронок разных размеров и форм в карстовой области Западной Грузии, произведенные за последнее десятилетие, позволяют использовать закономерности этого размещения для решения некоторых палеогеографических вопросов, а именно, для выяснения верхнего предела возраста поверхностей известняковой полосы указанной области, распространения четвертичных оледенений и пр. В Западной Грузии карст охватывает различные тектонические и ландшафтные зоны, благодаря чему здесь имеются благоприятные условия для разработки методических и теоретических основ палеогеографической интерпретации карстовых образований, в том числе и карстовых воронок.

В большей части Западно-Грузинского карста конические формы являются господствующим типом воронок и только в высоких частях Гагрского и Бзыбского известняковых массивов эти раскрытые формы замещаются узкими формами (колодцами, шахтами). Нами было установлено, что такое замещение происходит на площадях, подвергавшихся четвертичному оледенению, и обусловлено отсутствием плоскостного стока вод под ледовым и фирновым покровом (Маруашвили, 1963). Днища трогов и цирков, освободившихся от льда в досреднеголоценовое время, обладают лишь узкими, крутостенными впадинами; диаметр иногда встречающихся здесь конических форм не превышает 1—2 м, а между тем в тех частях Гагрского и Бзыбского массивов, рельеф которых не носит гляциальных черт и которые явно избежали оледенения (хребты Мамдзышха, Ачмарда и др.), господствуют нормальные воронки с поперечником в 20—30 м и более. Все остальные массивы как высокого, так и низкого карста Западной Грузии также характеризуются резким преобладанием довольно крупных конических воронок над колодцеобразными формами.

Поскольку за все посленижнеголоценовое время (т. е. за 10—15 тыс. лет) на площадях, подвергавшихся ранее оледенению, колодцеобразные карстовые впадины в основном еще не успели преобразоваться в нормальные воронки, следует полагать, что возраст крупных воронок других районов гораздо старше и измеряется многими сотнями тыс. лет.

Ареал четвертичного оледенения на территории Западно-Грузинского карста ограничивается верхними зонами наиболее высоких Гагрского и Бзыбского массивов и не затрагивает даже массив Асхи, который по своей абсолютной высоте отстает от них всего на 100—250 м и находится в менее увлажненной климатической зоне,— новое свидетельство ограниченности географических масштабов четвертичных оледенений в Большом Кавказе (по сравнению с Альпами) и малой (500—700 м) величины депрессии снеговой границы в ледниковые эпохи.

Вопрос о размерах воронок, как показателях геологического возраста закарстованных поверхностей, требует разработки на фактическом материале ряда карстовых областей (например, Кавказа, Крыма, Урала и др.).

Следует выявить датируемые обычными геологическими методами закарстованные поверхности, определить характерные для них размеры воронок и, учитывая различия в темпе их роста, связанные со свойствами литологического субстрата, климатом и пр., составить схему зависимости горизонтальной величины и глубины карстовых (конических) воронок от возраста тех поверхностей, на которые они наложены. В изучавшемся нами карстовом регионе уверенно датируемых геологическими методами закарстованных поверхностей известно пока очень мало и, вообще, задача построения вышеуказанной схемы вряд ли может быть решена на материале одной определенной карстовой области. Эта схема должна базироваться на изучении и взаимосопоставлении многих регионов и требует специальных исследований. Лишь таким путем датировка рельефа по величине карстовых воронок может стать практически осуществимой. На Дурипшском плато (Абхазия), датируемом нижним плейстоценом, поперечники воронок достигают 25—30 м, но слагается этот район не известняками, а известняковыми конгломератами, что затрудняет сопоставление его с другими, известняковыми районами. По наблюдениям С. Н. Неманишвили, карстовые воронки до 10—20 м в диаметре имеются на вторых (предположительно карангатского, т. е. среднеплейстоценового возраста) террасах рр. Ингур (у Рухской пропасти) и Цхенисцкали (у с. Кирцхи), известняковые цоколи которых покрыты галечным аллювием мощностью 3—4 м. В северной части Цхалтубского района, входящего в низкий карст Западной Грузии, диаметр многих воронок измеряется сотнями метров (до 300—400 м),— мы имеем здесь дело, по-видимому, с очень древним (вероятно, неогеновым) карстом.

Глубина воронок также, по-видимому, возрастает, в общих чертах пропорционально времени, поскольку она зависит от расширения водопоглощающих понор и смены их цилиндрической формы конической. В некоторых районах связь глубины воронок с их возрастом намечается определенно. Например, по И. С. Миличу (1954, ссылка по Максимовичу, 1963) «в Восточной Сербии в верхних частях речных бассейнов, где карстовые процессы продолжают длительное время и развиваются интенсивнее, карстовые воронки более глубоки... В нижних же частях бассейнов, где карст моложе и слабее, воронки менее глубоки». Глубина зачаточных, миниатюрных воронок на дне вюрмских цирков Гагрского массива (Абхазия) не более 1—1,5 м, в то время как на участках, не подвергавшихся оледенению, глубина их измеряется во многих случаях десятками метров.

Мертвые долины. Лишившиеся своих водотоков эрозионные долины распространены в карстовых областях значительно шире, чем в других геоморфологических обстановках. Это и вполне естественно, поскольку «обезвоживание» долин обуславливается здесь не только речными перерывами, случающимися в любых условиях, но также развитием карстового дренажа, и этот второй фактор значительно сильнее первого.

Мертвые долины позволяют восстановить древнюю речную сеть, существовавшую до развития карста, и гипсометрическое положение района их распространения в докарстовое время, а также выявить тектонические деформации, происходившие после прекращения нормальной эрозии.

Древние (высохшие) речные долины карстовых массивов показывают, как правило, бóльшую густоту и протяженность древней, докарстовой речной сети по сравнению с современной, а в некоторых случаях и иную ее конфигурацию. В то время, как современные реки своими верховьями не доходят до центральных частей карстовых массивов, оканчиваясь обычно вклюдзами на периферии последних, их мертвые долины продолжают вверх на значительные расстояния и упираются часто в наземные водоразделы. Реки Инцра и Морожа на массиве Квира (Одиши), Сандрипш, Жоеквара и другие на Гагрском массиве сейчас берут начало на расстоянии 3—5 км от водораздельных гребней, а прежде начинались непосредственно у них и оставили безводные долины, на Гагрском массиве позже преобразованные в трог. На Цebelдинском массиве Диклидашская омертвевшая долина обозначает собой бывшее направление нижнего течения р. Амхели, впадавшей в Кодори в 5 км от своего современного устья, ниже по течению, и переместившейся в результате тектонических подвижек. Развитие карстового дренажа законсервировало морфологический облик покинутой рекой долины.

Достаточно древние мертвые долины по глубине вреза обычно отстают от соседних, активно формирующихся долин. В карстовых областях это явление выражено наиболее резко и позволяет измерить высотное развитие данного района до осушения долин и амплитуды более поздних тектонических поднятий. Для этого должны быть приняты во внимание глубины вреза мертвых и активных долин, современные и докарстовые уклоны их тальвегов, а в некоторых случаях — вертикальная протяженность создавшихся, после осушения долин, крутых уступов между днищами тех и других.

Интересным примером карстового района, в морфологических чертах которого засвидетельствованы палеогипсометрия и тектонические подвижки, является Гагрский массив или, как его еще именуют, массив Арабика в северо-западной Абхазии. Мы останавливаемся на рассмотрении его ввиду общего интереса сделанных на основе его изучения теоретических и методических выводов.

Гагрский известняковый массив, расположенный у самого берега Черного моря между долинами рек Псоу и Бзыбь, своей высшей точкой, полувившей в 1960 г. название Пика Спелеологов, достигает абсолютной высоты 2757 м и, таким образом, превышает все остальные карстовые массивы Западного Закавказья. Его периферические части расчленены эрозионными ущельями рек, впадающих либо непосредственно в море (реки Сандрипш — Хошупсе, Жоеквара, Гагрипш), либо в Псоу, Бзыбь и приток последней — Гегу. Внутренняя, высокая, безлесная часть массива почти полностью лишена гидрографической сети, но носит признаки бывлой обводненности в виде мертвых долин, получивших троговую морфологию. Наиболее крупными из них по протяженности являются трог Богорупшты (3 км), Жоеквары (5 км) и правого притока Гегги, впадающей ниже устья Юпшары (4,5 км). Трог Богорупшты имеет 500 м глубины (считая от гребней ограничивающих его с севера и юга Гелгелукского и Берчильского хребтов) и оканчивается на высоте 1800 м н. у. м. у урочища Гелгелук, над крутым уступом, у подножья которого выходит вклюдза, дающая начало р. Богорупште (левый приток Сандрипша). Ущелье Богорупшты ниже вклюдзы достигает глубины 750—800 м и имеет эрозионный облик, с отчетливой террасой на правобережье верхнего течения. Трог Богорупшты имеет закарстованное дно, а отчасти и

борта, причем господствуют узкие, колодеобразные формы. Поднятие ГАРСКОГО массива приблизительно на 300 м должно было предшествовать оледенению, ибо последнее могло возникнуть только в высотных условиях, близких к современным. ЖОЕКВАРСКИЙ трог в своей средней части имеет глубину 400—600 м, а верхняя часть имеет вид закарстованной (формы — узкие) равнины размером 1,5×0,8 км, отделяющейся от верхних частей трогов БОГОРУПШТЫ и правого притока ГЕГИ невысокими (15—20 м) бортами трога, через которые происходило переползание льда. Ущелье ЖОЕКВАРЫ ниже оконечности трога, находящейся на абс. выс. 1950 м, углубляется до 800—850 м и, таким образом, амплитуда поднятия ЖОЕКВАРСКОЙ мертвой долины после прекращения эрозии близка к таковой мертвой долины БОГОРУПШТЫ (приблизительно, 300—350 м). Трог правого притока ГЕГИ врезан на глубину около 400 м, а находящееся ниже эрозионное ущелье — на 900—1000 м, считая от гребня юго-восточного (ХАРКСКОГО) отрога г. АРАБИКИ. Разность глубин вреза мертвого и активного отрезков этой долины равна 500—600 м, т. е. на 200—300 м больше, чем у долин БОГОРУПШТЫ и ЖОЕКВАРЫ. Возможно, что эта разница обусловлена изменением конфигурации системы р. БЫЗЬ за период после омертвления долин, — перемещением БЫЗЬИ к югу и обращением направления стока в бассейне р. ГЕГИ. Интересно, что по предварительным данным Д. Д. ТАБИДЗЕ, БЫЗЬ прежде протекала севернее, направляясь от своего среднего течения (от пункта, лежащего западнее котловины ПСХУ) не на юго-запад, как сейчас, а на северо-запад — к верховьям р. МЗЫМТА. Если это так, тогда ГЕГА должна была являться левым притоком БЫЗЬИ, течь с юга на север и впадать в последнюю где-то в районе среднего течения современной р. ЛАШИПСЕ. Расстояние от устья интересующего нас, стекающего с АРАБИКИ, правого притока БЫЗЬИ до среднего течения р. ЛАШИПСЕ равно 20—21 км, в то время как расстояние до современной БЫЗЬИ всего 2 км, и, естественно, что базис эрозии для притока БЫЗЬИ располагался тогда значительно выше современного базиса. Мертвый участок долины притока был поэтому врезан меньше, чем соответствующие отрезки непосредственно в ЧЕРНОЕ МОРЕ рек САНДРИПШ и ЖОЕКВАРА. После смещения нижнего течения БЫЗЬИ обстановка изменилась и приток ГЕГИ углубил свое ущелье на большую величину, чем две названные реки за тот же период.

Поскольку столь существенное преобразование БЫЗЬСКОЙ системы могло произойти только за достаточно длительный геохронологический срок и было связано с мощным проявлением тектонических процессов, датировать осушение верхних отрезков речных долин АРАБИКИ следует не позже, чем нижним плейстоценом. Как известно, во второй половине нижнего плейстоцена проявились орогенические движения, носящие в разных странах названия калинской или гафсской фазы.

На массиве КВИРА (между ущельями рек МАГАНА и ЧАНИСЦХАЛИ) мертвые долины верхних течений рек ИНЦРА и МОРОЖА врезаны на глубину нескольких десятков метров и своими нижними концами нависают над активными эрозионными ущельями тех же рек, имеющими 500—600 м глубины. При этом омертвевшие отрезки долин характеризуются значительным продольным уклоном и равномерной по всей их длине глубиной, что свидетельствует о поднятии. Амплитуда этого поднятия определяется в 400—450 м. Датировать его на данной ступени изученности района не представляется возможным.

Суммируя вышеизложенное, следует подчеркнуть большое значение мертвых долин карста для познания четвертичного и дочетвертичного прошлого, обусловленное их широким распространением; хорошей сохранностью в результате полного исчезновения как постоянного, так и временного водотока (образования подземного стока); более выразительной

связью с тектогенезом по сравнению с аналогичными долинами некарстовых районов; возможностью приблизительной датировки эпизода осушения долин в районах, не подвергавшихся оледенению, по размерам карстовых воронок.

Колодцы — ловушки. Узкие формы карстовых воронок — колодцы и шахты — часто заключают в себе обломочные накопления с костными остатками свалившихся туда случайно или сброшенных человеком диких и домашних животных. В одном из таких карстовых колодцев на хр. Азиш-Тау (верховья р. Белая, Сев. Кавказ) были обнаружены кости десяти видов средне- или верхнеплейстоценовых диких животных (Алексеева и Ломидзе, 1960). Некоторые из этих видов показывают, что ландшафт отличался от современного. Аналогичные колодцы—ловушки встречаются во многих карстовых районах Кавказа, Крыма и других стран.

Костный материал, залегающий на поверхности дна таких колодцев или в верхних слоях их рыхлого выполнения, принадлежит домашним животным (лошадям, козам, овцам, крупному рогатому скоту, собакам) и представителям современной дикой фауны местности. В более глубоких, нередко плотно сцементированных кальцитовым веществом горизонтах отложений колодцев содержатся остатки диких животных, причем иногда попадают виды, отсутствующие в современной фауне района или даже всей крупной географической области (пример — сурок и муфлон из вышеупомянутого колодца хр. Азиш-Тау) или вообще вымершие (пещерная гиена).

Широкое распространение колодцев—ловушек в карстовых областях ставит проблему их планомерного исследования с целью выявить палеозоологические свидетельства четвертичного прошлого. Животные попадали в них при различных обстоятельствах: во время боя самцов между собой, при преследовании травоядных хищниками, в поисках пищи или питьевой воды и пр. Особым типом таких ловушек являются «медвежьи ловушки», в которых бывают сосредоточены скелеты десятков и даже сотен особей пещерного и бурого медведей. Одна из них описана в гребневой зоне Рачинского хребта близ гор. Ткибули (колодец-пещера Цхраджвари со скелетами обоих вышеназванных видов).

Затрудняет планомерное исследование карстовых колодцев труднодоступность большинства их вследствие нахождения вдали от дорог, иногда в горной облесенной местности, а также из-за отвесных стен самих колодцев, преодолимых лишь при помощи специальных технических приспособлений (прочных веревок, вращающихся блоков, иногда лебедки). Кроме того, раскопки отложений колодцев представляют собой весьма трудоемкую работу, требующую больших расходов времени и материальных средств. Все это препятствует исследованиям многообещающих палеозоологических памятников в желательных для интересов науки масштабах.

Остальные поверхностные образования. Останавливаться подробно на палеогеографических аспектах изучения таких карстовых образований, как, например, поля и котловины, коррозийные останцы и др., в настоящей статье нет возможности. Отметим лишь намекающуюся закономерность в размещении карровых полей на известняковых массивах высокого карста Западной Грузии. На Арабике, в частности, хорошо сохранившиеся карровые поверхности приурочены к днищам и бортам трогов, освободившихся от ледового покрова не ранее начала среднего голоцена. При этом в массивных пластах известняка к юго-востоку от ур. Гелгелук (близ пропасти Вахушти Багратиони) карровые борозды имеют 1—1,5 м глубины, разделены зазубренными массивными перегородками и почти не тронуты физическим выветриванием, а в тонкослоистых известняках Жокварского трога более мелкие карровые образова-

ния частично разрушены морозным выветриванием или даже засыпаны собственными обломками. В частях Арабики, не подвергшихся оледенению, карры плохо выражены, что следует объяснить, очевидно, их разрушением под влиянием денудации и развитием почвенного и растительного покрова. Отсюда может быть сделан вывод о молодости и недолговечности карровых полей вообще (в условиях задерненного карста). Эти образования имели наилучшие возможности для формирования на только что освободившихся от оледенения поверхностях, а вне зоны четвертичного оледенения они возникали локально на участках, подвергавшихся эрозионному смыву после уничтожения лесного покрова.

Отложения источников — известковые туфы и травертины — широко распространены в карстовых областях, хотя довольно часто встречаются также и в местностях, лишенных поверхностных обнажений карбонатных пород. Эти отложения известны во многих странах, как места захоронения растительных остатков (листьев, плодов, стеблей древесных, кустарниковых и травянистых видов), а иногда и остатков фауны (моллюсков, млекопитающих). Флора и фауна множества травертиновых местонахождений различных стран уже предоставили науке о четвертичном периоде ценные палеогеографические данные. Можно полагать, что и в будущем сборы ископаемых остатков из травертинов будут снабжать исследователей четвертичного периода фактическим материалом для реконструкций растительного покрова и животного мира.

КАРСТОВЫЕ ПЕЩЕРЫ

С точки зрения палеогеографии четвертичного периода, карстовые пещеры представляют интерес во многих отношениях. Морфологические черты пещер, их взаимоотношения с наземным рельефом позволяют судить о развитии эрозионных форм последнего, неотектонических движениях, истории речной сети. С другой стороны, многие пещеры являлись аккумуляторами костных остатков позвоночных окружающей местности и предметов человеческой культуры, которые погребены в толщах рыхлого выполнения пещер. Наконец, пещерные отложения сами по себе (независимо от наличия в них палеозоологических и археологических остатков) могут явиться основой для палеогеографических выводов.

Морфологические признаки. Историческая интерпретация морфологии пещер имеет множество аспектов, хотя один из наиболее заманчивых по стройности и ожидаемому эффекту — сопоставление пещер с террасами — оказывается, при внимательном анализе, призрачным (об этом см. ниже).

Из морфологических особенностей пещер для нашей цели значительный интерес представляют стадии развития пещер; их ярусное расположение и высотные отметки ярусов; врезанные в дно пещер каньончики; террасы и меандры; обезглавленные и повисшие пещеры и т. д. Каждая пещера в процессе своего развития (если последнее не будет нарушено обвалом, подземным речным перехватом или каким-либо другим вмеща-тельностью) проходит цепь стадий, закономерно сменяющих друг друга во времени — трещинную, щелевую, каналовую, воклюзовую, водногалерейную (с тремя субстадиями — поточно-галерейной, периодическиводной и озерной), сухогалерейную и грото-камерную (по Г. А. Максимовичу, с дополнениями автора). Первобытный человек селился в пещерах в конце водногалерейной стадии (когда пещерный водоток сильно уменьшался или исчезал, оставив озера, а периодические потоки отсутствовали) или, чаще, в еще более поздние стадии, в сухих пещерах. По тому, к какой стадии относится пещера, можно судить о перспективности выявления отложений, содержащих палеозоологические и археологические

находки (кости животных, орудия труда человека и пр.). Обильно обводненная (находящаяся в воклюзовой или ранней поточно-галерейной стадии) пещера, если она своим нижним концом повисает на значительной высоте от современного тальвега речной долины, на ее борту, свидетельствует о недавнем эрозионном врезе. При этом, если относительная высота пещеры над тальвегом наземной долины не превосходит нескольких десятков метров, эрозионный врез может быть объяснен снижением базиса эрозии (спадом морского уровня), а в тех случаях, когда эта высота достигает сотен метров, необходимо допустить тектоническое поднятие. Пещеры с сифонной циркуляцией вод (изобилующие участками, целиком заполненными водой или даже проводящими последнюю снизу вверх) вообще могут служить надежными показателями молодых (верхнечетвертичных) тектонических поднятий карстового массива. Яркий пример этого — высокие известняковые массивы Западной Грузии — Охачкуз, Асхи и др., у подножия которых мощные воклюзы (реки Речи, Олори, Цачхури и др.) выходят из пещер, целиком заполненных водой, испытывая при этом восходящее движение.

Разумеется, при тектонической трактовке морфолого-гидрологического состояния карстовых пещер должны учитываться и особенности геологической структуры (наличие нерастворимых пород, прослаивающих или подстилающих карстующуюся толщу и характер трещиноватости). Наличие маловодных и безводных пещер невысоко над тальвегами наземных рек, наоборот, свидетельствует об относительной тектонической стабильности местности. В условиях тектонического покоя поточно-галерейная стадия развития пещеры может длиться десятки и сотни тыс. лет.

Многоярусные пещерные системы формируются всюду, где суша слагается подверженными карсту породами, за исключением погружающихся зон. Их возникновение связано со снижением гидрогеологической зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод в процессе углубления наземных эрозионных долин. Поскольку этот процесс в тектонически стабильных зонах стимулируется главным образом снижением морского уровня, а в поднимающихся зонах также и тектоникой суши, то первопричиной развития ярусности пещер следует считать именно эти факторы. Как известно, с эвстазией и тектоническими поднятиями связан также и другой ритмический процесс морфогенеза — террасообразование. Многие исследователи пытались установить закономерную связь между пещерообразованием и террасообразованием; они утверждают, что обе эти формы рельефа (пещеры и террасы) образуются в фазы тектонического покоя, и что поэтому равновысотные ярусы пещер и террасы одновозрастны (Максимович, 1963). В действительности, как показали новейшие исследования, соотношения гораздо сложнее, — ни ритм, ни высотное размещение тех и других образований не совпадают. Связь с эрозионным базисом у террас более тесная и непосредственная, чем у пещер. Формирование последних лишь в общих чертах зависит от эрозионного базиса; у карстовых процессов имеется свой собственный базис («карстовый базис»), который может располагаться ниже или выше тальвега долины в зависимости от литологических и структурных условий, протяженности линий карстового дренажа. Совпадение высотного положения одновозрастных пещеры и террасы может получиться лишь случайно. Понятие «возраст пещеры» применяется обычно расплывчато, без конкретного геохронологического и морфологического содержания. В отличие от террас, возраст которых определяется вполне конкретно по времени окончания формирования плоскости и начала вреза в нее, пещеры непрерывно развиваются на протяжении своего существования, которое может длиться в некоторых случаях 1,5—2 млн. лет, и остается неясным, от какой стадии развития считать их возраст. Если конкретизировать понятие возраста пещеры,

приняв за время ее формирования определенную стадию спелеоцикла, то окажется, что высоты одновозрастных пещер и террас редко совпадают.

Классическим примером многоярусной карстовой пещерной системы является 11-этажная пещера Цуцхвати около г. Кутаиси (Западная Грузия). Все ярусы ее размещены в высотном интервале около 70 м и сдвинуты в плане по отношению друг к другу, с общей горизонтальной амплитудой 100—120 м. Выработаны они речкой Шабата-Геле на ее подземном отрезке длиной около 200 м, проходящем под седлообразным понижением Окрибо-Аргветского хр. В наземных отрезках долины р. Шабата-Геле речные террасы почти не развиты, — единственная четко выраженная (эрозионная) терраса имеет около 80 м относительной высоты, старше всех пещерных ярусов, и увязывается с находящейся над ними седловиной. Дробный, частый ритм ярусообразования был здесь обусловлен хорошей растворимостью ургонских известняков, благоприятным характером их трещиноватости и небольшой протяженностью подземного отрезка р. Шабата-Геле, а также устойчивым расходом последней, который обеспечивается значительной площадью наземного бассейна. Переход речки на подземный режим и начало ярусообразования увязывается с южноокрибским надвигом, имевшим место, по А. И. Джанелидзе, в валахскую орогеническую фазу (конец плиоцена). Поскольку все древние ярусы, начиная с четвертого и выше, носят признаки человеческого обитания и должны в своих отложениях содержать разновозрастные культурные остатки (от палеолита до позднефеодальной эпохи), имеется заманчивая перспектива, произведя раскопки этих ярусов, увязать археологические датировки пещерных уровней с углублением долины р. Шабата-Геле и, через него, — с изменениями уровня Черного моря за четвертичный период. Аналогичные возможности должны существовать и в других многоэтажных пещерных системах¹.

Цуцхватская пещера зародилась в связи с надвигом, перегородившим речной сток Окрибского региона, но в дальнейшем ее ярусы формировались в условиях тектонического покоя. Пещерные системы, состоящие из большого числа (3—4 и более) гипсометрически близких ярусов, указывают на тектоническую стабильность местности за период их развития и, наоборот, системы из малого числа гипсометрически сильно удаленных друг от друга ярусов могут служить индикаторами поднятий.

В карстовых пещерах часто наблюдаются эрозионные формы в виде каньончиков глубиной 1—8 м и более, иногда сильно меандрирующих. В отличие от макромеандров с радиусом в десятки метров, обусловленных направлением первичных трещин вмещающей толщи, микромеандры каньонов с радиусом 1—3—5 м образуются путем попятной глубинной эрозии вдоль меандров, создавшихся на зрелом широком днище галереи предыдущего цикла в результате обычных эрозионно-аккумулятивных процессов. Иногда остатки этого древнего днища сохраняются в виде террас по краям каньончика, но в ряде пещер оно полностью уничтожено эрозией. В подобных случаях наличие микромеандров может служить надежным свидетельством двухъярусности пещеры, былого существования галереи, доведенной до зрелого состояния и позже омоложенной эрозионным врезом. Акт омоложения пещеры в свою очередь отражает либо понижение регионального базиса эрозии, либо местное тектоническое поднятие.

Наблюдаемые в карстовых пещерах морфологические и структурные признаки тектонических нарушений (сдвигов по разломам, складчатости)

¹ В 1970 и 1971 гг. комплексная экспедиция Института географии АН Грузинской ССР произвела разведочные раскопки четырех пещер Цуцхватской системы, выявившие культуру мустье и 22 вида ископаемых позвоночных.

иногда дополняют представления о строении местности, полученные путем обычных, наземных наблюдений и замеров (особенно в густо залесенных районах). Примером таких пещер могут служить пещеры польских Татр (Магурская и Горичкова), уступы стен которых фиксируют верхнеплейстоценовые и голоценовые разрывные дислокации (Максимович, 1963) и пещеры Демишпоква и Гараха в Одиши (Западная Грузия), вскрывающие мелкую складчатость меловых и неогеновых толщ.

Пещерные отложения. Ни один из компонентов карстового комплекса явлений не играет в деле изучения четвертичной истории Земли такую большую роль, как отложения пещер. Особую палеогеографическую ценность последним придают заключенные в них палеофаунистические и культурные остатки, накапливавшиеся на протяжении многих тысячелетий (иногда сотен тыс. лет) на ограниченной площади дна пещер.

Принципы палеоклиматической интерпретации пещерных отложений начали разрабатывать в 20-х годах нашего века, на материале средиземноморских пещер, преимущественно итальянские исследователи, и в первую очередь Бланк (G. A. Blanc, см. Цейнер, 1963). Из новейших отечественных работ, содержащих результаты подобных исследований, можно назвать работу А. Д. Колбутова (1961) о юго-осетинских пещерах.

Все генетические разновидности пещерных отложений (механические, химические, органогенные, антропогенные) и наблюдаемые в них вторичные структуры (тектонические, мерзлотные и пр.) обладают историческим (палеогеографическим) содержанием, ценность которого усиливается возможностью его увязки с археологической хронологией и общей эволюцией фауны позвоночных.

Механические отложения подразделяются на собственно гравитационные (субаэральные) и водно-механические разновидности. К первым относятся обвальные, осыпные и оползневые отложения, ко вторым — отложения пещерных озер и рек. Обвальный тип представлен в основном глыбовым материалом и в сочетании с вышенаходящимися накоплениями озерных глин указывает на запруживание пещерного водотока в прошлом (например, в пещере Джорцку в Одиши). Осыпи дают более мелкий, щебневый материал, с течением времени превращающийся в брекчию и свидетельствующий об интенсивном механическом выветривании. Прослойки брекчий в отложениях средиземноморских пещер тракуются Бланком, Ф. Цейнером и другими западноевропейскими исследователями (Цейнер, 1963) как показатели более холодного климата в прошлом. Этот вывод может быть распространен на южные карстовые области СССР (Крым, Кавказ). Глинистые толщи слоистой структуры отражают озерные фазы развития пещер, связанные с запруживанием пещерных речек (пещера Абрскила в Абхазии). Речные отложения в обычных, не очень длинных пещерах представлены неокатанным щебнем; наличие окатанной гальки в таких пещерах свидетельствует либо о вымывании ее из вмещающих пещеру толщ (напр., из базальных конгломератов), либо о попадании в пещеру наземных речных вод. Присутствие галечниковых прослоев в пещерных отложениях может служить показателем проникновения речных вод (снизу или сверху) в пещеру в прошлом, что наблюдалось в ряде пещер (Ахштырская около г. Сочи, Цона в Юго-Осетии).

Химические отложения подразделяются на кристаллические натски (сталактиты, сталагмиты, колонки, кальцитовая кора, бордюры озер и луж, геликтиты и т. п.), травертины, остаточные продукты химического выветривания (последние часто имеют химическо-гравитационный генезис и представлены суглинками из нерастворимых частиц, падавших с потолка и стен пещеры в процессе растворения известняка конденсационной влагой воздуха).

Формы выделения кристаллического кальцита обнаруживают ритмичность и цикличность развития, заключающиеся в наличии концентрических слоев и в существовании «бронированных сталактитов». Делались попытки определить возраст натечных форм по числу концентрических наслоений (колец), принимаемых за полугодовые образования (сводку их см. у Г. А. Максимовича, 1963). Однако результаты таких определений не всегда убедительны (возраст большого сталагмита Карлсбадской пещеры США, имеющего почти 5 м в поперечнике, получился равным 60 млн. лет, что невероятно), а это бросает тень на метод в целом,—очевидно, он нуждается в усовершенствовании. Возможно, что формирование натечных колец связано не со сменой сезонов, а с режимом атмосферных осадков, имеющим более частый ритм.

Более высокий хронологический ранг имеет ритмичность, формирующая «бронированные натёки». Такие образования обнаружены, например, в Жюекварской шахте на Арабике. Сталактиты и бесформенные натёки состоят здесь из внутренней и целиком облекающей ее внешней частей, причем части эти окрашены различно и легко отделяются друг от друга, обозначая собой три фазы развития натёка (образование внутренней части, перерыв в развитии и образование внешней части). Поскольку указанная шахта расположена на дне вюрмского трога, естественно предположить, что средняя фаза соответствует времени оледенения (прекращения поступления атмосферных вод), первая фаза — межледниковому (рисс-вюрмскому) времени, а третья — голоцену. В ледниковые эпохи рост натёков в пещерах, находившихся под ледовым покровом, должен был, в основном, замирать. Причиной резкого отличия внешней части от внутренней является, несомненно, различный химизм проникавшей в пещеру воды, который был обусловлен, возможно, влиянием растительности, покрывавшей местность над пещерой в доледниковое время (перед наступлением ледника). «Бронированные натёки» могут являться, таким образом, индикаторами древнего оледенения карстовых массивов.

В результате исследований карстовых пещер Средиземноморья сделан вывод о том, что травертиновые и сталагмитовые корки, прославляющие рыхлые отложения пещер (при условиях, что травертины и сталагмиты сейчас не образуются, а форма пещеры существенно не изменилась), обозначают собой эпохи с климатом более влажным, чем современный (Цейнер, 1963).

Остаточные суглинки накапливаются в пещерах, лишенных постоянных и временных водотоков, за счет частиц, которые образуются в результате растворения известняка влагой, выделяющейся из проникающего в пещеру и охлаждающегося воздуха, и падают затем с кровли и стен. Мощность накопившейся толщи суглинков зависит от ряда факторов — размеров и формы пещеры, химического состава известняков, климата, воздействия обитающих в пещере людей и животных, но в какой-то степени она является функцией времени. В пещере Бежиас-тба, соответствующей самому высокому (XII) этажу Цуцхватского комплекса, мощность суглинков, накопившихся на протяжении около 800 тыс.—1000 тыс. лет, равна 7—8 м. Пещера эта образовалась в начале плейстоцена и вскоре была покинута речкой, переместившейся на более низкий уровень, а затем рассечена наземными эрозионными балками и частично закупорена обвалами. Суглинки образовывались исключительно за счет химической деятельности конденсационной влаги. В них барсуками вырыты глубокие норы. Изучив, путем раскопок, серию подобных пещер, в будущем можно будет проверить и уточнить сначала региональную хронологию стадий развития культуры доисторического человека, изменений климата и других событий четвертичного периода, а затем, на основании взаимного сопоставления региональных схем, внести дополнения и уточнения в

общие представления о четвертичной истории крупных ландшафтных зон и областей Земли.

В ряде пещер умеренных широт найдены следы мерзлотных процессов в виде специфических структур пещерных отложений (морозных клиньев и пр.), отражающих суровый климат ледниковых эпох плейстоцена. Особая ценность таких находок заключается, как это показали раскопки в пещере «Дедова Скала» (Краковская Юра, Польша), в возможности увязать засвидетельствованные мерзлотными структурами климатические фазы перигляциальной зоны с археологически датированными культурными отложениями (Дылик, Хмелевска и Хмелевски, 1954). Аналогичные образования известны уже из ряда пещер Европы.

Огромное значение культурных отложений пещер для палеогеографии и хронологии четвертичного периода и изучения прошлого человечества не требует новых доказательств. Исследования этих отложений в самых различных частях Земли обогатили и продолжают обогащать ценными данными палеофаунистiku и археологию. В тех странах, в которых имеется много карстовых пещер, в четвертичное время укрывавших наших предков, обычно они изучены лучше. Роль человеческих пещерных стоянок в науке видна при простом просмотре капитальных работ по археологии, четвертичной стратиграфии, истории фауны млекопитающих (Обермайер, 1913; Ефименко, 1938; Громов, 1948; Цейнер, 1963; Верещагин, 1959). Характерно, что из 74 видов четвертичных млекопитающих, ископаемые остатки которых известны к настоящему времени для территории Грузинской ССР, в пещерах найдены 47 видов, из них 35 видов обнаружено только в пещерах². В отличие от наземных местонахождений ископаемой фауны, большинство которых представляет собой единовременные захоронения животных, живших в определенной, пространственно-ограниченной местности, пещерные местонахождения формировались в течение длительных периодов (в некоторых случаях 300—400 тыс. лет и более), подразделяются на отчетливые стратиграфические горизонты и заключают в себе остатки животных — охотничьих трофеев человека с довольно значительной территории (в горных странах — из нескольких ландшафтных поясов). Благодаря этому, а также совместному залеганию костных остатков фауны и орудий человека, пещерные ископаемые фауны таят в себе более широкие возможности палеогеографической и геохронологической интерпретации, чем на большинстве местонахождений других типов (исключая наиболее богатые «кладбища», вроде Бинагадинского асфальтового захоронения на Апшероне, Ленинанканской и Ахалкалакской озерных толщ, классических местонахождений четвертичной фауны в Европе, Африке и т. д.). Растительная пыльца, заключенная в пещерных отложениях, а также в травертинах и других поверхностных отложениях карстовых регионов, пока что почти не подвергается исследованию из-за технических трудностей ее выделения из плотного карбонатного вещества, но не исключено, что эти затруднения будут преодолены и палеогеографическое значение карста пополнится еще одним важным звеном.

² Карст занимает в Грузии лишь 6,4% общей площади республики.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И. и Ломидзе М. Г.* О находке плейстоценовой фауны млекопитающих в верховьях р. Белой (Северный Кавказ).— «Известия высших учебных заведений», Геология и разведка, 1960, № 2.
- Вережанин Н. К.* Млекопитающие Кавказа. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Дылик Я., Хмелевска М. и Хмелевски В.* Исследования пещерных отложений в Дедовой скале (резюме).— *Biuletyn peryglacialny* Nr. 1, Lodz, 1954.
- Ефименко П. П.* Первобытное общество. II изд. Л., 1938.
- Колбутов А. Д.* Геологические и геоморфологические условия местонахождений югосетинских палеолитических стоянок.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, т. 18. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Максимович Г. А.* Основы карстоведения. Том. I. Вопросы морфологии, карста спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь, 1963.
- Маруашвили Л. И., Тинтилозов З. К. и Чангашвили Г. З.* Результаты спелеологических исследований известнякового массива Арабика в 1960 г.— Сообщения АН Грузинской ССР, 1961, т. XXVI, № 3.
- Маруашвили Л. И.* О возрасте карстовых форм рельефа Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.
- Маруашвили Л. И.* Уникальная многоэтажная карстовая пещера Цуцхвати в Западной Грузии.— Сообщения АН Грузинской ССР, 1967, т. 47, № 1.
- Обермайер Г.* Доисторический человек. СПб, 1913.
- Цейнер Ф.* Плейстоцен. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

А. С. ЛАВРОВ

**ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ
СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Отложения и границы позднеплейстоценового оледенения на северо-востоке Европейской части СССР рассматриваются в работах А. А. Корчагина (1937), В. М. Янковского (1939), Ю. Л. Рудовица (1947), Г. А. Чернова (1947), В. В. Ламакина (1948), С. А. Яковлева (1956), Э. И. Девятовой и Э. И. Лосевой (1964), А. С. Лаврова (1966), Э. И. Девятовой (1969), Ю. А. Савинова (1971). В представлениях исследователей о положении границ ледниковых покровов существуют весьма серьезные расхождения, которые являются результатом не только недостаточной изученности стратиграфии позднеплейстоценовых отложений, но также и рельефа региона и в первую очередь рельефа водораздельных пространств. В последние годы эти проблемы постепенно ликвидируются благодаря применению дешифрирования аэрофотоматериалов.

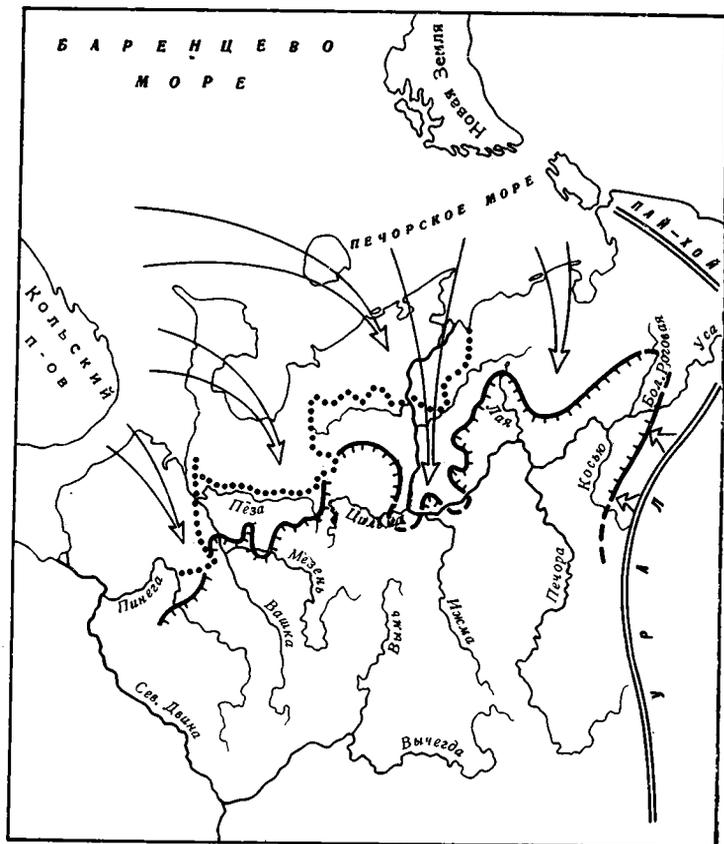
При аэрофотогеологической съемке были получены новые данные о распространении краевых ледниковых образований на обширных территориях Западного Притиманья, Северного Тимана и Печорской низменности. В результате дешифрирования, подтвержденного аэровизуальными и наземными наблюдениями, в Западном Притиманье, Северном Тимане и в северной части Печорской низменности установлено существование двух систем краевых ледниковых образований: внешней и внутренней (рис. 1). Почти все фрагменты этих систем описаны в работах, упоминавшихся в начале статьи. Однако указанные авторы, не имея достаточных данных о рельефе водоразделов, были вынуждены весьма произвольно соединять наблюдавшиеся ими или известные им из литературных источников участки развития краевых ледниковых образований, что и привело к появлению большого количества слабо обоснованных вариантов положения границ позднеплейстоценовых ледников.

Рельеф краевых образований формировался в период стабилизации положения ледникового фронта и в начальную фазу деградации, а также и при деградации массивов мертвого льда. В первом случае краевые образования представлены резко удлиненными холмами, или валами, которые группируются в полосы грядово-холмистого рельефа, имеющие обычно плавно изогнутую форму, четко обрисовывающую очертания языков ледникового края. Распространены как отдельные, изолированные друг от друга дуги грядово-холмистого рельефа, отражающие, по видимому, небольшие осцилляции ледникового края, так и серии дуг, которые соприкасаются концами и образуют вытянутые зоны грядово-холмистого рельефа, обрисовывающие конфигурацию края ледника в периоды его стабильного положения перед началом деградации. В отдельных пунктах полосы грядово-холмистого рельефа почти с фотографической точностью запечатлели поступательное движение небольших выводных ледников, прорывавших валы краевых образований (рис. 2).

В языковых депрессиях, очерченных дугами грядово-холмистого рельефа, нередко располагаются формы, связанные с мертвым льдом — группы крупных камней, разделенных ложбинами стока талых вод. Иногда

Рис. 1. Краевые ледниковые образования

- 1 — поздневалдайская (внутренняя) система краевых ледниковых образований;
- 2 — ранневалдайская (внешняя) система краевых ледниковых образований (а — установленная, б — предполагаемая);
- 3 — предполагаемые направления движения ледников



вместо камов развиты довольно большие озера изометричной формы с весьма неровной береговой линией. И камы и озера образовались в период деградации края ледника после возникновения линии отрыва. Последняя фиксируется новым поясом развития грядово-холмистого рельефа. Между поясами грядово-холмистого рельефа располагается сравнительно ровная поверхность с полями небольших изометрических холмов или камов, кое-где встречаются озы, иногда довольно крупные.

Как уже отмечалось (Асеев, 1969), грядово-холмистый рельеф определяет не самое крайнее положение края ледника. Максимальное продвижение ледника не закрепляется мощными краевыми образованиями. По-видимому, это явление отражено и в строении внутренней системы краевых ледниковых образований. Для нее характерно развитие на многих участках пояса мелкохолмистого рельефа, вытянутого вдоль внешнего пояса грядово-холмистого рельефа с его дистальной стороны. Мелкохолмистый рельеф такого рода развит по правому берегу р. Пезы и по левобережью р. Сулы. Характерно, что холмы по мере удаления от внешнего пояса грядово-холмистого рельефа становятся менее крупными, иногда уменьшается их количество. Внешняя граница пояса мелкохолмистого рельефа весьма нечеткая, что затрудняет определение положения ледникового края по геоморфологическим признакам.

До недавнего времени краевые ледниковые образования северо-востока Европейской части СССР датировались поздним плейстоценом (валдайское оледенение), так как не было достаточных оснований для

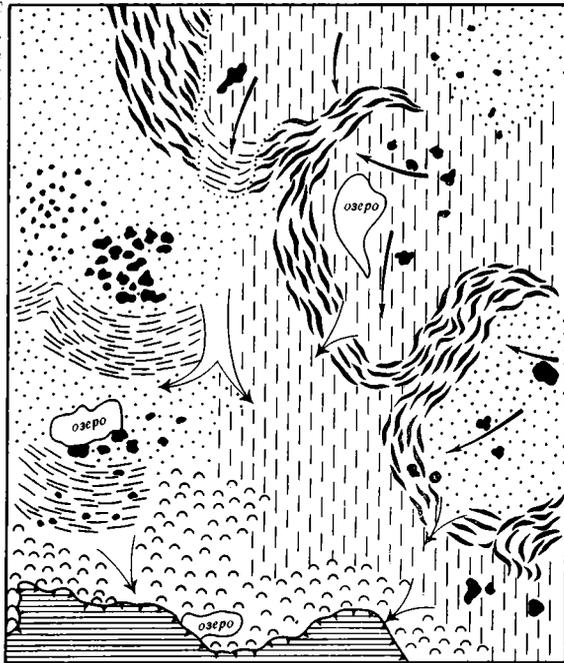
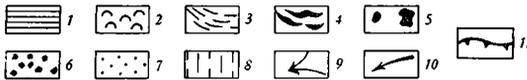


Рис. 2. Фрагмент поздневалдайской системы краевых ледниковых образований (масштаб около 1 : 500 000)

- 1 — приледниковое озеро;
- 2 — холмистый моренный рельеф;
- 3 — рецессионные маргинальные морены;
- 4 — напорные грядово-холмистые валы;
- 5 — крупные камы;
- 6 — поля небольших камов;
- 7 — озерно-ледниковые равнины;
- 8 — моренная равнина;
- 9 — направление стока талых вод;
- 10 — направление движения льдов;
- 11 — граница ледника



выделения отложений, отвечающих различным периодам валдайской эпохи (Девятова, Лосева, 1964). В последние годы сделаны попытки наметить границы ледниковых покровов различных стадий (Девятова, 1969; Савинов, 1971). Однако оба автора по-прежнему неточно сопоставляют отдельные краевые образования.

Надежное датирование систем краевых ледниковых образований возможно лишь на основе изучения соотношений их с позднеплейстоценовыми террасами. При этом возраст последних должен быть установлен посредством сопоставления геолого-геоморфологических и палинологических данных с результатами радиоуглеродных датировок серии образцов органических остатков из террасовых отложений, различных по своему стратиграфическому положению.

Нами была предпринята попытка пойти именно этим путем. Были изучены террасы всех основных рек рассматриваемого региона и большинства их притоков. Ниже излагаются основные результаты этих исследований, полученные в последние годы (Лавров, 1966; 1968; Потапенко, Лавров, 1970; Потапенко, 1971), а также самые новейшие данные.

В позднем плейстоцене в речных долинах северо-востока Европейской части были сформированы две террасы, которые с учетом их возраста были названы Л. М. Потапенко (1971) микулинско-ранневалдайской (более древняя и высокая) и средне-поздневалдайской (более молодая и низкая). Кроме того, в долинах повсеместно развита третья, самая молодая терраса, сложенная аллювием, образование которой началось в послеледниковое время и продолжается поныне, что и обусловило ее название — поздневалдайско-голоценовая (Потапенко, 1971).

Микулинско-ранневалдайская и средне-поздневалдайская террасы сложены аллювиальными и озерными отложениями. Аллювий распола-

гается в основании разрезов, озерные отложения перекрывают его и формируют поверхности террас. В северных (приморских) частях региона аллювий, по-видимому, замещается озерными и морскими отложениями, в верховьях рек, наоборот, отмечается выклинивание озерных отложений. Такое строение террас говорит о том, что долины рек, впадающих в моря Северного Ледовитого океана, в позднем плейстоцене пережили два этапа затопления, во время которых аккумуляция аллювия сменялась накоплением озерных отложений. Долины рек превращались в огромные озера, напоминавшие «губы» современных северных рек СССР.

Несмотря на то, что количество террас в бассейнах различных рек одинаково и образовались они в результате одних и тех же этапов развития рельефа региона, строение террас свидетельствует о ряде существенных различий локального значения. Именно эти различия и позволяют раскрыть некоторые важные детали геологической истории региона начиная с микулинского времени.

Поверхность микулинско-ранневалдайской террасы бассейна Печоры располагается на абс. высотах 80—100 м и обрамлена склонами водораздельных пространств, вдоль подножья которых прослеживаются почти непрерывно четко выраженные береговые линии. Благодаря им терраса является элементом рельефа, опознавание которого не представляет никакой трудности и это делает ее исключительно надежной при проведении различного рода сопоставлений в пределах огромных территорий Печорской низменности.

По данным палинологического анализа, проводившегося С. Н. Никифоровой, Т. Н. Шохиной, Л. А. Вязовкиным, Г. Я. Зайцевой и Л. Д. Никифоровой, аллювий и налегающие на него озерные и морские отложения содержат спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Встречается пыльца широколиственных пород. Вверх по разрезу климатическая обстановка постепенно ухудшается, что подтверждается исчезновением пыльцы широколиственных пород, уменьшением облесенности территории, развитием обширных заболоченных пространств. Верхние слои озерных отложений формировались в условиях перигляциального климата, и лишь отложения, залегающие непосредственно у поверхности террасы, накапливались в период небольшого, слабо выраженного в спорово-пыльцевых диаграммах потепления.

В бассейне р. Цильма поверхность микулинско-ранневалдайской террасы прослеживается от устья реки к западу до ее среднего течения. Отсюда она начинает постепенно повышаться, и на водоразделе рек Цильма и Пеза в районе оз. Сюрзи терраса, абсолютная высота поверхности которой повышается до 125—135 м, примыкает к полям флювиогляциальных и озерных отложений, обрамляющих внешнюю систему краевых ледниковых образований.

На северо-востоке Печорской низменности в долине р. Уса у ст. Абезь песчаные отложения этой террасы замещаются и перекрываются валунно-галечным материалом, слагающим краевые формы внешней системы, что доказывает синхронность накопления верхних частей озерной составляющей микулинско-ранневалдайской террасы и краевых ледниковых образований. Прослеживание поверхности террасы в долине р. Лая показало, что внешняя система является пределом, за который терраса не распространяется: ее поверхность сливается с поверхностью крупных ложбин стока талых вод, отходящих от краевых образований. Палинологический анализ отложений ложбин стока в месте сочленения их с микулинско-ранневалдайской террасой (р. Лая) дал результаты, совершенно идентичные полученным при анализе верхней части разреза террасовых отложений, т. е. подтвердил существование перигляциальной обстановки.

Аналогичный характер имеют взаимоотношения микулинско-ранневалдайской террасы Печоры с краевыми ледниковыми образованиями внешней системы в районе широтного колена Печоры. Севернее с. Усть-Цильма отложения микулинско-ранневалдайской террасы перекрыты ранневалдайской мореной.

Микулинско-ранневалдайская терраса Вычегды имеет абсолютные высоты поверхности в тыловых частях порядка 125—130 м. Вверх по течению Вычегды поверхность террасы, сложенная озерными отложениями, прослеживается вплоть до Кельтменской сквозной долины, через которую она проходит в бассейн Верхней Камы. Вниз по течению терраса прослежена нами до долины Северной Двины, а в пределах последней наблюдалась у границы валдайского ледника, по Э. И. Девятовой (1969); севернее терраса, по-видимому, не распространяется, однако эти данные требуют уточнения.

В палинологическом отношении терраса изучена недостаточно. Для нижнего течения Вычегды имеется составленная Л. Д. Никифоровой спорово-пыльцевая диаграмма аллювия и нижней части кроющих его озерных отложений, для которых характерны спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами микулинского межледниковья Русской равнины. Для района Верхней Вычегды имеется спорово-пыльцевая диаграмма по скв. № 157, составленная М. П. Гричук. Согласно заключению М. П. Гричук, накопление аллювия и нижней части озерной толщи происходило в межледниковой обстановке, а верхние слои накапливались в период валдайского оледенения.

В бассейне Мезени поверхность микулинско-ранневалдайской террасы не распространяется севернее внешней системы краевых ледниковых образований и, что очень важно, имеет различные абсолютные высоты. В долине Вашки тыловые швы террасы располагаются на абс. высоте 125 м, в то время как в долине Мезени береговая линия поднята до высоты 140—145 м. Мы объясняем это тем, что долинные озера Вашки и Мезени в период максимального распространения ледникового покрова, образовавшего внешнюю систему, были разобщены ледниковой лопастью, перекрывавшей Мезень несколько выше устья Вашки. Вашкинское озеро не теряло связи с вычегодским, с которым сообщалось через бассейн Пинеги, поэтому уровни их были одинаковыми. Уровень мезенского долинного озера, полностью изолированного ледником, повысился до 140—145 м, воды озера стали сбрасываться в вычегодское озеро, образовав сквозную долину прорыва между верховьями рек Ирва (приток Мезени) и Елва Вычегодская у д. Пегиншдор. Произошло снижение уровня мезенского долинного озера до уровня вычегодского.

По верхнему возрастному пределу микулинско-ранневалдайской террасы, учитывая характер ее взаимоотношений с краевыми ледниковыми образованиями, возраст внешней системы определяется как валдайский, а по результатам изучения времени и условий формирования II позднеплейстоценовой террасы — как средне-поздневалдайский, т. е. возраст этой системы — ранний этап валдайского оледенения.

Положение и очертания ранневалдайской системы краевых ледниковых образований позволяют считать, что в это время в пределах рассматриваемого региона развивались ледниковые покровы различных центров оледенения. Пинего-Цилемский участок системы образован скандинавским, Печорский и Лайско-Роговской — баренцевоморско-новоземельским, а Косью-Роговской — полярноуральским ледниками (см. рис. 1).

Средне-поздневалдайские террасы Печоры, Мезени и Вашки имеют весьма сходное строение, однако имеются и существенные различия. Они заключаются прежде всего в неодинаковом высотном положении

поверхностей террас и их тыловых частей, где нередко можно наблюдать остатки береговых линий долинных озер, в которых и происходило накопление отложений, образующих поверхности террас. В бассейне Печоры высоты средне-поздневалдайской террасы не превышают 65 м, в долинах Мезени и Вашки они равны и составляют 105—110 м абс. высоты.

Средне-поздневалдайская терраса Вычегды имеет абсолютную высоту одинаковую с террасами Мезени и Вашки: 105—110 м, но отличается более сложным строением озерной части разреза. По данным Л. М. Потапенко (1971). озерная толща, кроющая аллювий, состоит из четырех пачек глинистых или тонкопесчаных отложений, разделенных прослоями более грубого материала, что свидетельствует о нескольких этапах частичной регрессии вычегодского долинного озера.

Палинологические анализы, проведенные Л. Д. Никифоровой, В. Н. Барановой, Г. Я. Зайцевой и С. Н. Никифоровой, показывают, что накопление аллювия происходило в условиях несомненно межледниковых, в период широкого развития смешанных лесов с участием дуба, вяза, липы, орешника, которые занимают до 10%. Датирование аллювия радиоуглеродным методом, проведенное в Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ благодаря любезному содействию М. Г. Гросвальда (Институт географии АН СССР), показало, что возраст древесины из старичных отложений составляет 34350 ± 443 (МГУ — ИОАН № 217). Таким образом, результаты палинологического и радиоуглеродного анализов подтверждают предположение о начале формирования рассматриваемой террасы в период средневалдайского потепления.

Результаты палинологического анализа озерных отложений, основная часть которого проделана Л. Д. Никифоровой для отложений вычегодской террасы, показывают, что затопление вычегодской долины частично совпадает со стадиями оледенений. Исключение составляет третья (по Л. М. Потапенко) пачка озерных отложений, образование которой происходило в начале межстадиального периода. Аналогичные данные имеются и для озерных отложений средне-поздневалдайской террасы Печоры.

Изучение взаимоотношений средне-поздневалдайской террасы Печорского бассейна с системами краевых ледниковых образований показало следующее. В среднем течении р. Уса и в долине р. Колва эта терраса прорезает внешнюю систему, подтверждая тем самым ее ранневалдайский возраст. В нижнем же течении Печоры поверхность средне-поздневалдайской террасы ограничена с севера восточным окончанием внутренней системы краевых ледниковых образований, которые полностью отрезают средне-поздневалдайскую террасу от моря.

Свежесть ледникового рельефа внутренней системы в зоне контакта его с террасой, отсутствие даже следов абразионной или эрозионной переработки ледниковых форм рельефа, расположенных ниже уровня подпрудного долинного приледникового озера (30—50 м), и в то же время некоторая размытость краевых ледниковых образований на отдельных участках совершенно однозначно свидетельствуют о синхронности формирования внутренней системы и накопления озерной части средне-поздневалдайской террасы Печоры, т. е. о поздневалдайском возрасте этой системы краевых ледниковых образований.

В нижнем течении Мезени взаимоотношения средне-поздневалдайской террасы с краевыми образованиями поздневалдайской системы носят тот же характер. Это отмечалось еще Ю. Л. Рудовицем (1947) и подтверждается нашими наблюдениями в районе западных склонов Северного Тимана.

Взаимоотношения средне-поздневалдайской террасы Вычегодского бассейна с краевыми ледниковыми образованиями не установлены. Но сложное строение верхней, озерной части вычегодской террасы и палинологическая характеристика этих отложений говорят о том, что долина Вычегды в позднем валдае была заполнена водами подпрудного приледникового озера, уровень которого испытывал неоднократные колебания в результате осцилляций ледникового края. Более простое строение озерной толщи средне-поздневалдайской террасы Мезени, Вашки и Печоры, фиксирующее отсутствие заметных колебаний уровней долинных озер, по-видимому, следует объяснить тем, что устья Мезени и Печоры поздневалдайский ледниковый покров перекрывал только однажды, в то время как в районе Белого моря ледник осциллировал по крайней мере два раза.

Долгое время считалось, что ледник, образовавший поздневалдайскую систему, точнее ее часть, расположенную восточнее устья Мезени, двигался со стороны Новой Земли (Рудовиц, 1947; Яковлев, 1956; Девятова, Лосева, 1964). В последние годы Л. С. Коссовым (Яковлева, Коссовой, Легкова, Матвеева, Щукин, 1968) было указано на присутствие валунов пород Кольского полуострова значительно восточнее устья Мезени — в районе Северного Тимана и р. Индига.

Изучение состава 2500 галек и валунов, взятых с поверхности краевых ледниковых образований поздневалдайской системы в районе устья Печоры, как западнее его, так и восточнее, выявило значительную роль скандинавских пород (гнейсы, гранито-гнейсы). Вместе с тем во взятых пробах не были обнаружены валуны верхнедевонских базальтов Северного Тимана. Эти факты позволяют предполагать, что в период поздневалдайского оледенения нижнее течение Печоры перекрывал не новоземельский, а скандинавский ледниковый покров. Отсутствие тиманских базальтов, если таковое подтвердится дальнейшими исследованиями, даст основание предполагать также, что ледник, исходя из районов северо-восточной Скандинавии, достигал устья Печоры, обходя Тиманский кряж с севера, т. е. двигался по кривой, выпуклостью обращенной в сторону Баренцева моря (см. рис. 1). Подобная траектория в сочетании с пространственным положением и конфигурацией краевых образований восточной части поздневалдайской системы подтверждает вывод о сплошном материковом оледенении Баренцева шельфа в поздневалдайское время (Гросвальд, 1967). По-видимому, именно давление Баренцевоморского ледникового щита и отжимало к юго-востоку ледник скандинавского центра оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Рельефообразующая деятельность активного материкового льда древних европейских ледниковых щитов.— В сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». вып. 1, М., 1969.
- Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене (основные положения).— М-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, вып. 13. М., 1967.
- Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне Мезени. М., 1964.
- Девятова Э. И. Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей. Архангельская область.— В кн. «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР», М., «Наука», 1969.
- Корчагин А. А. О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезени.— Изв. ВГО, т. 69, вып. 4, 1937.
- Лавров А. С. Новые данные о границах распространения бореальной трансгрессии и калининского ледникового покрова в бассейнах Печоры и Вычегды.— В сб. «Верхний плейстоцен». М., 1966.

- Лавров А. С.* Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени.— Изв. ВГО, т. 100, вып. 2, 1968.
- Ламакин В. В.* Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 12. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Потапенко Л. М.* Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды.— Вестн. МГУ, сер. геогр., 1971, № 3.
- Потапенко Л. М., Лавров А. С.* Позднеплейстоценовые террасы северо-востока Европейской части СССР и условия их формирования.— В сб. «Северн. Ледовит. океан и его побережье в кайнозое». Л., 1970.
- Рудовиц Ю. Л.* О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Савинов Ю. А.* Четвертичная геология севера Русской равнины. Л., 1971.
- Чернов Г. А.* Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Яковлев С. А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956.
- Яковлева С. В., Коссовой Л. С., Легкова В. Г., Матвеева Г. В., Шукин Л. А.* Результаты изучения опорных разрезов Тимана и Притиманья.— Тезисы докл. рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генезиса кайнозойск. отл. с. в. Европ. части СССР. М., 1968.
- Янковский В. М.* Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфология Малоземельской тундры.— Тр. INQUA, т. 4. М., 1939.

В. И. АСТАХОВ

**КРАЕВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА
БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ**

Бассейн Верхней Печоры относится к числу наименее изученных районов Европейской части СССР. Состояние его изученности лучше всего характеризует непрекращающаяся дискуссия о происхождении валунсо-держащих рыхлых отложений, уже к концу XIX в. потерявшая актуальность в западных районах. Пионером исследования плейстоцена Верхней Печоры является В. А. Варсанюфьева. Ею еще в 20-х годах предложена схема стратиграфии четвертичных отложений, которой в дальнейшем с теми или иными отклонениями придерживалось большинство исследователей. Согласно В. А. Варсанюфьевой (1934) в Печорском Приуралье четко прослеживаются два комплекса осадков покровных оледенений — верхний и нижний. Нижняя морена сопоставлялась с риссом, позднее с днепровским оледенением, верхняя — с вюрмом, позднее с московским оледенением. Днепровская морена по составу валунов относилась В. А. Варсанюфьевой к новоземельскому оледенению, льды которого надвигались с севера, отклоняясь к востоку в западных предгорьях Урала. Московская морена считалась отложенной местным, уральским ледниковым покровом, распространявшимся с гор в юго-западном направлении.

Концепция двукратного покровного оледенения в среднем плейстоцене легла в основу стратиграфического расчленения рыхлых отложений Приуралья. Споры велись главным образом по вопросам наращивания разреза вверх и вниз, т. е. о характере ранне- и позднеплейстоценовых оледенений (И. И. Краснов, В. В. Ламакин, С. А. Яковлев, Б. И. Гуслицер, О. В. Суздальский, П. П. Генералов и др.). В 60-е годы, однако, в связи с общим оживлением дрейфовой гипотезы по Северо-Востоку Европейской части СССР, некоторые исследователи выступили с отрицанием ледникового происхождения рыхлых толщ бассейна Верхней Печоры (Л. С. Троицкий, В. В. Павленко, Н. Г. Загорская, И. Г. Гладкова и др.). Взамен ледниковой теории ими предложена схема развития плейстоценовых трансгрессий Полярного бассейна вплоть до Камско-Печорского водораздела. Теоретической базой этой концепции послужила идея А. И. Попова о синхронности морских трансгрессий и горных оледенений на севере Евразии, а существенное участие субаквальных фаций в строении рыхлого чехла Печорской низменности явилось главным пунктом геологической аргументации.

Сосуществованию взаимоисключающих палеогеографических концепций значительно способствовала крайне слабая изученность водораздельных пространств. Ортодоксальная геологическая методика изучения разрезов в эрозионных обрывах и буровых скважинах оставляла в неизвестности важнейшую характеристику четвертичных отложений — их рельефообразующую роль и позволяла некоторым исследователям вообще отрицать наличие ледниковых форм в данном районе. С начала 60-х годов положение стало меняться к лучшему, когда в бассейне Верхней Печоры развернулось среднemasштабное картирование четвертич-

ных отложений. В процессе этих съемок автору в 1964—70 гг. удалось основательно ознакомиться со строением рыхлого покрова Печорского Урала и прилегающих территорий между 62 и 64° с. ш. Учитывая пробелы в изучении междуречий, основное внимание обращалось на прослеживание геологических тел по площади и исследование аккумулятивных и выработанных форм рельефа. Эти задачи решались при помощи сплошного дешифрирования аэрофотоснимков и проверки его результатов маршрутными наблюдениями с большим количеством мелких горных выработок (шурфов и скважин глубиной до 20 м). Таким путем установлено наличие в междуречье Печора — Сев. Сосьева пяти ледниковых горизонтов с характерными литологическими и геоморфологическими признаками. Прослеживание их по обоим склонам Уральского хребта позволило их уверенно коррелировать и подтвердило ледниковую природу основной массы рыхлых отложений этого района (Астахов, 1971).

Три верхних ледниковых горизонта, относящихся к верхнему плейстоцену — голоцену, не распространяются за пределы горного Урала, и их происхождение не является объектом дискуссии. Нижний маркирующий горизонт — «серая морена», обычно относимая к максимальному (днепровскому) оледенению, выходит только в основаниях эрозийных обрывов и не образует специфических аккумулятивных форм. Ее ледниковое происхождение надежно устанавливается путем прослеживания от равнины в горы, где она в парагенезисе с ленточными глинами залегает в широких древних долинах на абс. отметках 500—600 м. Нижняя морена в горах — типично аллохтонная, т. е. будучи, как и на равнинах, существенно глинистой, содержит множество валунов пород западных предгорий Урала — силурийских и каменноугольных известняков, девонских и пермских песчаников. Этот факт подтверждает вывод В. А. Варсанюфьевой (1934) об отклонении к востоку двигавшегося в меридиональном направлении новоземельского ледника.

Наиболее отчетливые следы покровного оледенения связаны с московско-тазовским горизонтом, который имеет сплошное распространение на обширных равнинах и увалистых пьедмонтах Приуралья. Можно сказать, что почти вся территория бассейнов Печоры и Сев. Сосьвы, за исключением высоких гряд и горных вершин, представляет собой ледниковый рельеф эпохи первого постмаксимального оледенения. Типичный разрез верхнего водораздельного комплекса может быть представлен в следующем виде. Сверху залегает грубый валунно-галечный слой толщиной не более 3 м, а часто 0,5—1 м. Ниже идет слой желтых песков с галькой, переслаивающихся линзами галечников или валунных суглинков. На низких равнинах он замещается горизонтальнослоистыми песками и супесями. Мощность песчаной части разреза 20—30, иногда до 50 м. И, наконец, внизу залегают серые или бурые валунные суглинки мощностью 20—30 м. В Печорской низменности они часто расклиниваются песками и ленточными глинами. Нередко можно наблюдать латеральные замещения песчаных и глинистых пачек. Под этой толщей в Печорской низменности залегают слоистые пески с таежными спорово-пыльцевыми спектрами, которые большинство исследователей относит к одицовскому межледниковью.

Следует отметить, что изучение осадков московского ледникового комплекса по площади не подтвердило мнения В. А. Варсанюфьевой о резкой разнице в составе валунов нижней и верхней морены. Если рассматривать основную суглинистую морену, то можно отметить лишь относительно меньшее количество обломков подстилающих пород и большее — валунов пород горной полосы в составе московской морены по сравнению с днепровской. Это объясняется тем, что московский ледник двигался уже по мощному чехлу осадков максимального оледенения и в

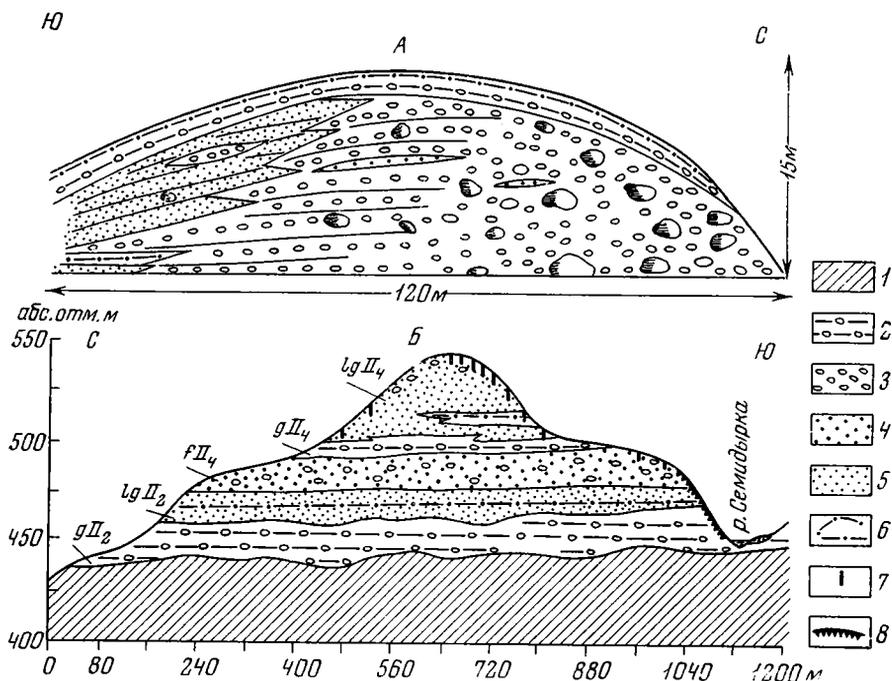


Рис. 1. Строение камов бассейна Верхней Печоры

А — разрез холма на правом берегу р. Илыч в 3,7 км выше устья р. Верхний Кос-Ю; Б — разрез холма на правобережье р. Тельнос: 1 — коренные породы; 2 — валунные суглинки; 3 — галечники; 4 — гравий; 5 — пески; 6 — алевриты; 7 — шурф; 8 — канава

меньшей степени мог ассимилировать коренные породы субстрата. Зато если рассматривать валунно-галечную покрывку абляционной морены, то она действительно по составу валунов весьма отлична от днепровской основной морены. В московской абляционной морене почти нет обломков пород низких предуральских депрессий, по которым двигался ледник (известняков разного рода), но много валунов из пород высоких горных вершин, оставшихся нунатаками (кварцитов, метаморфических сланцев, эффузивов).

Водораздельная осадочная толща имеет очень неровную кровлю. Междуречья усеяны коническими или куполообразными песчано-галечными холмами и червеобразными грядами, ничем не отличающимися от камов и озв западных районов. Такие формы хорошо прослеживаются по аэроснимкам от 150 м абс. высоты с Печорской низменности до 500—600 м в Уральских горах. При этом они настолько морфологически однообразны, что не оставляют сомнений в их приблизительной синхронности. Высота холмов колеблется от 5 до 60 м, чаще 15—30 м. По характеру слагающего материала отчетливо выделяются два типа холмов. Часть холмов сложена хорошо сортированными горизонтально слоистыми песками с линзами алевритов, иногда ленточнослоистых. Макушки холмов нередко покрыты маломощным бугристым слоем валунно-галечной абляционной морены. Эти образования ближе всего к лимногляциальным камам Прибалтики (Раукас и др., 1971). Они весьма обычны в среднем течении р. Подчерем, у устья р. Пыр-Ю, в нижнем течении р. Мартюр. Происхождение их проще всего объясняется медленной седиментацией в мелких водоемах, существовавших в кавернозном теле мертвого льда. Такие камы иногда достигают 50—60 м высоты, как на-

пример, холм с абс. отметкой 542 м в горной полосе на правобережье р. Тельпос (рис. 1, Б). Построенная по шурфам и канавам мощность рыхлых отложений в этом пункте, включая подстилающие осадки максимального оледенения ($lgII_2$, gII_2) превышает 90 м. Это уникальный памятник ледниковой эпохи, показывающий, что в московское время на Урале было не горно-долинное, а покровное оледенение. Помимо литологии и морфологии это доказывается тем, что в составе валунов аккумулятивного холма много обломков известняков и песчаников, «затащенных» из западных предгорий Урала.

Другой тип холмов, обычно не более 25 м высотой, сложен линзовидно переслаивающимися галечниками и валунными песками с закономерным изменением гранулометрического состава по простирацию (рис. 1, А). Такие холмы часто образуют цепочки и прерывистые скопления в продольных депрессиях западных предгорий Урала (верховья рек Илыч, Тельпос). Больше всего они напоминают флювиогляциальные камы Прибалтики (Раукас и др., 1971). Происхождение их обычно объясняется осаждением грубого материала в устьях подледниковых тоннелей или заполнением осадками быстрых потоков трещин в теле мертвого льда. Внутрiledниковое происхождение валунно-галечных камов подчеркивается и петрографическим составом грубых обломков, аналогичным составу валунов основной морены.

Озы в бассейне Верхней Печоры встречаются реже, чем в области валдайского оледенения. Тем не менее можно выделить два типа. Наиболее крупные — радиальные озы длиной до 17 км (среднее течение р. Подчерем) и высотой до 16 м (истоки р. Бадья), имеющие меридиональную и СЗ—ЮВ ориентировку на западном склоне Урала и широтную на восточном. Чаще всего они сложены хорошо отмытыми косослоистыми песками. Реже встречаются короткие маргинальные озы (верховья р. Илыч), состоящие преимущественно из грубого валунно-галечного материала.

Весьма показательно, что описанные аккумулятивные формы достаточно безразличны к абс. отметкам. Даже в горах нередки камы, сложенные мелкими песками (рис. 1, Б), а на равнине попадаются валунно-галечниковые разновидности. Однако несомненна приуроченность большинства аккумулятивных форм к понижениям рельефа коренного ложа на Урале, хотя неровности субстрата и не отражаются на литологическом составе. Если депрессии обладают достаточно крутыми бортами, то можно наблюдать на склонах однобокие камы типа террас (верховья р. Сочь), сложенные такими же мелкими песками, как хорошо оформленные холмы на дне депрессий. Основное различие аккумулятивного рельефа различных структурно-фациальных зон заключается в том, что если в горах камы встречаются поодиночке, то в предгорных депрессиях они образуют беспорядочные группы, а на равнинах концентрируются в мощные дугообразные гряды. Причем на равнинах уже несколько меняется литологический состав и, возможно, генезис холмов. В составе конечных гряд иногда попадаются глинистые холмы более вытянутых размеров, которые нельзя отнести к камам.

Дугообразные холмистые гряды составляют весьма заметный элемент рельефа междуречий на юге Печорской низменности. В плане они имеют форму фестонов, обращенных выпуклостью к югу. Это — Мылвинская гряда на левобережье Печоры, обнаруженная А. С. Лавровым еще в 1959 г., и установленные автором Верхне-Печорская и Когельская гряды на правобережье Печоры (рис. 2). Мылвинская гряда прерывисто прослеживается и к востоку от Печоры, достигая 220 км в длину. По данным А. С. Лаврова, она сложена линзовидно переслаивающимися песками, гравием и галечниками. Наиболее мощное скопление леднико-

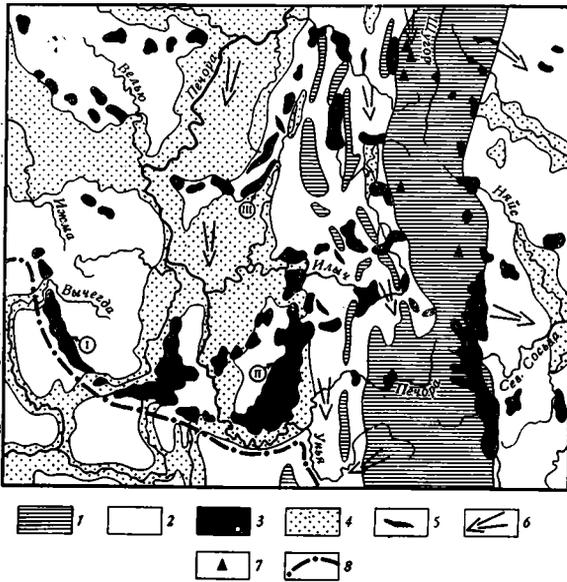


Рис. 2. Схема краевых ледниковых образований бассейна Верхней Печоры

- 1 — возвышенности с абс. отметками более 300—350 м;
- 2 — волнистая ледниковая равнина;
- 3 — аккумулятивный холмистый рельеф;
- 4 — плоские озерные и зандровые поверхности;
- 5 — наиболее крупные озера;
- 6 — предполагаемое направление движения московского ледника;
- 7 — разрезы аллохтонных днепровских морен с валунами пород предгорий;
- 8 — граница московского оледенения.

Краевые гряды:

- I — Мылвинская;
- II — Верхне-Печорская;
- III — Когельская

вых осадков представляет собой Верхне-Печорская гряда, абс. высота которой колеблется от 180 до 312 м, а ширина достигает 15 км. Относительные превышения гряды местами не менее 60—80 м. Она состоит из множества изометричных и вытянутых песчано-галечных холмов, разделенных заболоченными западинами. Вблизи высшей точки гряды на абс. отметке 285 м к поверхности выходит преимущественно глинистое ядро гряды. Здесь скважиной вскрыто сверху вниз:

- 0—11,5 м супеси и суглинки коричневые, книзу синеватые, очень плотные, неслоистые, с 20—30% гравия и гальки.
- 11,5—15,6 м гравийно-галечный материал средней окатанности с 30% разнозернистого песка коричневатого-серого цвета.
- 15,6—21,0 м супеси и суглинки голубовато-серого цвета, иловатые, с 5—10% гравия и гальки.

В других разрезах валунно-суглинистый материал встречается в виде линз и прослоев. Нижняя часть разреза гряды видимой мощностью 15—20 м вскрывается в речных долинах и представлена плохо сортированными галечниками и песками с невыдержанной по простираанию слоистостью. Споры и пыльца практически отсутствуют, если не считать переотложенные мезозойские и третичные формы.

По внешней стороне Мылвинской и Печорской гряд проводится граница московского оледенения (см. рис. 2), так как далее к югу встречаются только зандровые пески, по данным А. С. Лаврова залегающие на единцовских озерных осадках. К северу гряды сильно размыты тальными водами и распадаются на отдельные холмистые плато. Облик конечных гряд еще частично сохраняет самая северная Когельская возвышенность, по составу аналогичная Верхне-Печорской, но имеющая абс. отметки не более 200 м.

Между холмистыми грядами зажаты плоские заболоченные котловины, сложенные сверху слоистыми песками, реже супесями, а внизу — неяснослоистыми валунными суглинками и ленточными глинами. Они образуют серию постепенно снижающихся к северу ступеней с абс. отметками от 200 м в предгорьях Урала до 120 м вдоль долины Печоры. Выдержанный литологический состав, слоистость бассейнового типа, а также тот факт, что эти плоские ступени часто врезаются с абразионным уступом в холмистые гряды, позволяют считать их приледниковыми

озерными ваннами. Однако встречаются и постепенные переходы от грубообломочного грядового комплекса к сортированным озерным осадкам. Например, Когельская гряда с юга обрезана уступом главного Верхне-Печорского приледникового озера с уровнем 120—140 м, а к северу ее склон очень полого снижается на протяжении 90 км, переходя в озерную равнину бассейна р. Вуктыл. Такие явления хорошо известны в Прибалтике и согласно А. Б. Басаликасу (1965) означают, при наличии абразионного уступа, длительное стационарное положение края ледника, а при наличии пологого склона — медленное отступление кромки льда и постепенное и неуклонное снижение уровня подпружного озера. Эта схема подтверждается и тем, что севернее, на Средней Печоре, крайние гряды почти не развиты.

Ввиду общего наклона Печорской низменности к северу приледниковые озерные ступени здесь являются аналогами зандровых полей. Разгрузка талых вод лишь по внешнему краю самых южных гряд сопровождалась образованием долинных зандров и урштрмов в верховьях Печоры и Вычегды (см. рис. 2). Однако в эпоху максимума абляции приледниковые водоемы сбрасывали свои воды на юг, что было установлено еще в 30-х годах И. И. Красновым (1948). Это можно наблюдать по заболоченным и террасовидным площадкам с отметками 120—140 м, проходящим насквозь Камско-Печорско-Вычегодский водораздел (см. рис. 2) и сложенным песками флювиогляциального типа.

В настоящее время многочисленные ледниковые озера спущены и заболочены, что резко отличает ландшафты Верхней Печоры от области валдайского оледенения. Аккумулятивный рельеф хорошей сохранности, вложенные в него две верхнеплейстоценовые террасы и другие геоморфологические данные подтверждают московский возраст последнего покровного оледенения в бассейне Верхней Печоры.

Крайвые холмистые гряды и связанные с ними озерные котловины, скопления камов и озов, а также экзарационные и перигляциальные поверхности в горах дают возможность в общих чертах реконструировать события московской ледниковой эпохи в бассейне Верхней Печоры. Расположение крайних форм свидетельствует о меридиональном движении покровного ледника. Экзарационные и перигляциальные поверхности в горах также вытянуты меридионально. Занос валунов с запада в горы показывает, что московское оледенение, как и максимальное, было аллохтонным, т. е. центр его располагался значительно севернее исследованной территории. СВ—ЮЗ ориентировка длинных осей валунов к западу от Большой Пармы объясняется отклоняющим льды влиянием предгорных гряд. К востоку от возвышенности Большая Парма ориентировка длинных осей валунов субмеридиональная или по линии СЗ—ЮВ в соответствии с отклонением ледяных потоков к востоку.

Своеобразный петрографический состав валунов абляционной морены указывает, что значительные участки горного рельефа, в отличие от эпохи максимального оледенения, не покрывались льдом. Выглаженные транзитным ледником волнистые экзарационные плато наблюдаются в горах до 700 м абс. высоты, а выше они сменяются перигляциальными нагорными террасами. На восточном склоне Урала ориентировка форм рельефа и состав валунов свидетельствуют о местном полупокровном оледенении гор до высоты порядка 900 м. Автохтонные льды, отжимавшиеся транзитным ледником западного склона, стекали преимущественно на восток, сливаясь с ледяным щитом Западной Сибири. Деградация оледенения сопровождалась стадийными остановками, которые фиксируются крайними грядами на равнине и камовыми полями в предгорьях. Между 62 и 64° с. ш. можно насчитать 4 стадийных остановки. Таяние льдов происходило в условиях затрудненного стока

и широкого развития подпрудных озер в Печорской низменности, в связи с чем здесь даже основная морена иногда приобретает слоистость.

Изложенный выше материал позволяет утверждать, что рельеф обширных междуречий бассейна Верхней Печоры типичен для областей плейстоценовых материковых оледенений. Все данные говорят о том, что он сформировался в процессе таяния мощных ледниковых покровов, в среднем плейстоцене надвигавшихся вдоль Урала с севера. Одновременное развитие морской трансгрессии на Печоре представляется физически невозможным.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахов В. И.* Геоморфологическая корреляция ледниковых отложений западного и восточного склонов Северного Урала.— Сб. «Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии». Л., 1971.
- Басаликас А. Б.* Некоторые вопросы гляциоморфологии.— Сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
- Варсановьева В. А.* О следах оледенения на Северном Урале.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, III, вып. 2, 1934.
- Краснов И. И.* Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорского-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий.— Мат-лы по геоморфологии Урала. М.— Л., 1948.
- Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А.* Краевые образования Северной Эстонии. Таллин, «Валгус», 1971.

Л. М. ПОТАПЕНКО

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦАХ ЛЕДНИКОВ МОСКОВСКОЙ ЭПОХИ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВЫЧЕГДЫ

Одними из первых исследователей, наметивших положение границы скандинавского ледника московского времени в бассейне Верхней Вычегды в районе д. д. Усть-Кулом и Деревянк, были Г. Н. Огнев (1930) и В. М. Янковский (Яковлев, 1956). И. И. Краснов (1948), С. А. Яковлев (1956) и другие проводили границу московского ледника через те же пункты в направлении, близком к меридиональному, с небольшими отклонениями в ту или иную сторону. Н. Н. Соколовым (1947) граница московского оледенения, определяемая полосой полесий, проводилась через низовья Вычегды и далее к востоку вдоль ее правого берега. Иное положение края ледника дается в работе В. В. Ламакина (1948), который вслед за Е. И. Худяевым (1936) проводил границу через д. Бояркерос в нижнем течении р. Локчим и далее к востоку через верховья р. Прупт и д. Усть-Кулом. По данным В. В. Ламакина, московский ледник скандинавского центра оледенения перекрывал Печоро-Вычегодский водораздел крупной лопастью, огибавшей с севера возвышенность Джеджим-Парма. В настоящее время установлено (Лавров, 1970а), что полоса холмисто-моренного рельефа, которую В. В. Ламакину удалось наблюдать с самолета на Печоро-Вычегодском водоразделе, является частью краевых образований московского ледника уральского центра оледенения, а не скандинавского, как полагал В. В. Ламакин.

В результате проведенных геологических исследований в бассейнах Мезени и Вычегды получены новые данные о положении границы московского ледника скандинавского центра оледенения.

При установлении границы московского ледника мы руководствовались критериями, которые признаются большинством исследователей. К таким критериям относятся: развитие самостоятельного горизонта морены, сохранность и выраженность в рельефе краевых ледниковых образований и примыкающих к ним краевых зандров и озерных равнин. Кроме того, для уточнения максимального положения ледникового края проводилось изучение содержания и закономерностей территориального распространения обломков пород скандинавского происхождения в отложениях различного возраста и генезиса. Оконтуривание площадей распространения скандинавских валунов и галек в значительной степени облегчило уточнение положения границы московского ледника скандинавского центра оледенения.

Установление площадей развития основной морены позволяет лишь в общих чертах наметить положение края ледника.

Известно, что в бассейне нижнего и среднего течения Вычегды имеются две морены, разделенные межморенной песчано-глинистой толщей (Яковлев, 1956). Нижняя—днепровская морена, представленная темно-серыми валунными суглинками, по составу руководящих валунов (Яковлев, 1956), по ориентировке удлиненных обломков относится к отложениям ледникового покрова новоземельско-уральского центра оледенения.

Верхняя морена, представленная бурыми валунными суглинками, сплошным чехлом покрывает среднее и нижнее течение Вычегды и Лок-

гима, бассейн Вишеры и Нившеры. Крайний восточный выход ее отмечен в 1936 г. В. М. Янковским в обнажении у д. Деревянск. Г. Н. Огнев (1930) протягивал ее до с. Усть-Кулом, что подтверждается и более поздними данными, полученными при среднемасштабных геологических съемках. Вверх по долине Вычегды прослеживается только днепровская морена. В зоне выклинивания верхняя морена теряет сплошность, распадается на отдельные линзы и прослой, залегающие в верхней части песчано-глинистой (озерной) толщи, разделяющей обе морены.

Петрографический состав обломочного материала верхней морены существенно отличается от состава обломков, содержащихся в днепровской морене. Данные валунных проб, отобранных более чем в 50 пунктах из верхней морены и 100 пунктах из нижней, показывают, что эти различия заключаются прежде всего в присутствии в верхней морене кристаллических скандинавских пород — гнейсов, гранито-гнейсов, гранитов, нефелинового сиенита и полном отсутствии их в днепровской морене. Находки валунов нефелинового сиенита были отмечены М. А. Спиридоновым (1962) на р. Вычегде в районе сёл Эжол и Корт-Керос. Нами валуны нефелинового сиенита были обнаружены, как западнее (д. Маджа), так и восточнее (п. Озъяг), что подтверждает их распространение практически до восточных пределов развития верхней морены. Количество скандинавских пород, содержащихся в верхней морене, закономерно уменьшается по направлению с запада на восток от 15% до 1—2%. В то же самое время количество пород протерозоя и палеозоя Тимана, составляющих в днепровской морене Предтиманья 80—50% (уменьшение с востока на запад), сокращается в верхней морене до 35—50% (увеличение с запада на восток). Присутствие этих пород в верхней морене объясняется экарацией днепровских валунных суглинков.

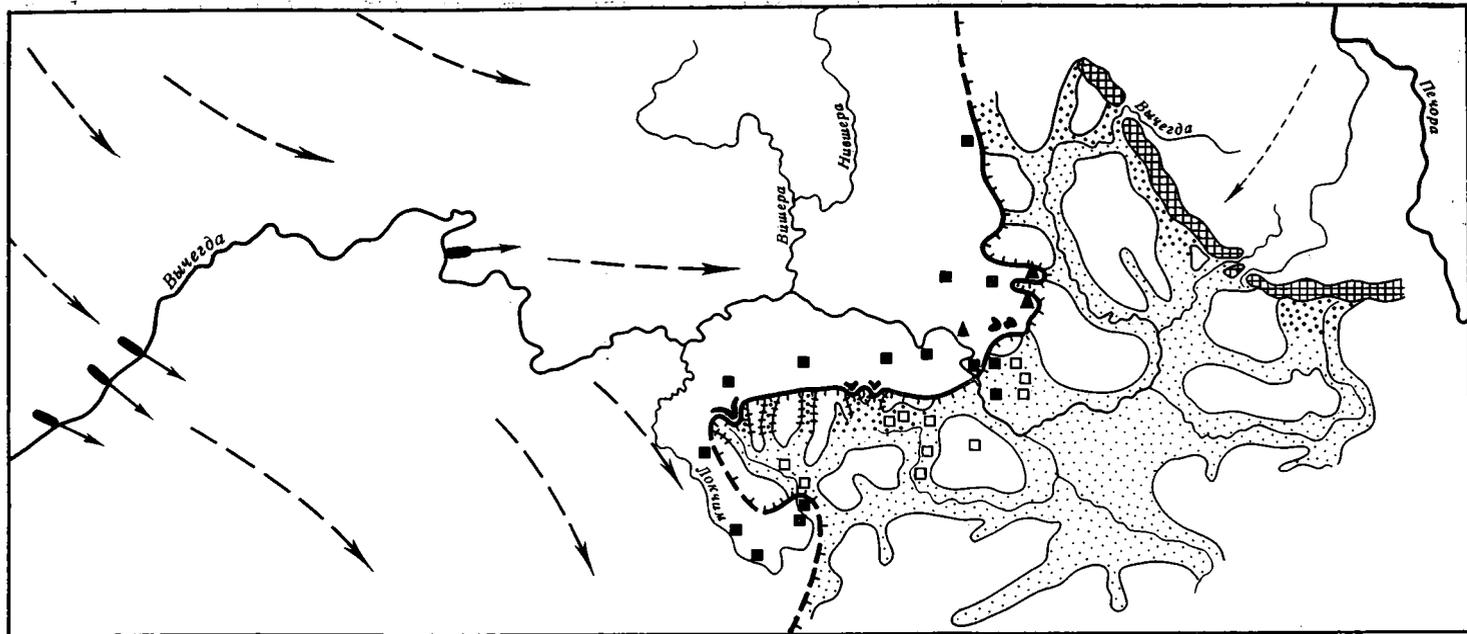
Ориентировка валунов и галек в обеих моренах также различна. Если в верхней морене длинные оси преимущественно направлены с северо-запада на юго-восток, приобретая в долине среднего течения Вычегды широтное направление, то для нижней морены характерна обратная ориентировка — с северо-северо-востока на юго-юго-запад (Лавров, Потапенко, 1971). Плоско-выпуклые валуны, располагающиеся в основании толщ валунных суглинков (Лавров, 1965, 1970б), однозначно определяют преимущественно юго-восточное и восточное в среднем течении Вычегды направление движения ледника, отложившего верхнюю морену и юго-юго-западное — отложившего нижнюю.

Таким образом, различия в петрографическом составе обломочного материала верхней и нижней морен, ориентировка обломков удлиненной формы и плоско-выпуклых валунов подтверждают принадлежность обеих морен к различным центрам оледенения: нижней — новоземельско-уральскому, верхней — скандинавскому.

Точное представление о границе максимального распространения московского ледника скандинавского центра оледенения могут дать краевые ледниковые образования (рисунок).

Для Центральной части Русской равнины, как отмечают М. И. Лопатников и С. М. Шик (1963), для района верхней Волги (Обедиевца, 1965) характерна значительная эрозионная переработка краевых ледниковых образований московского оледенения, которые отличаются сглаженностью форм, слабой выразительностью. Район Верхней Вычегды в этом смысле не является исключением. Плохая сохранность краевых образований, а иногда, по-видимому, и отсутствие их, явились причиной многовариантности проведения границы московского ледника скандинавского центра оледенения в верховьях Вычегды.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков и схем по площади в несколько тысяч квадратных километров и последующих наземных



Границы скандинавского и уральского ледниковых покровов московской эпохи в бассейне Верхней Вычегды

1 — граница скандинавского ледника:

a — установленная,

b — предполагаемая;

2 — краевые образования скандинавского ледника;

3 — скопления крупного валунного материала;

4 — местонахождения валунов и галек скандинавских пород;

5 — скопления гравийно-галечного материала, не содержащие скандинавских пород;

6 — направление движения скандинавского ледника, установленное по плоско-выпуклым валунам;

7 — направление движения скандинавского ледника по данным замеров ориентировки валунов и галек;

8 — одинцовско-московская терраса;

9 — краевые зандры;

10 — радиальные ложбины стока талых вод ледника;

11 — краевые образования уральского ледника;

12 — предполагаемое направление движения уральского ледника

наблюдений, краевые ледниковые образования были обнаружены в пределах Вычегодско-Локчимского водораздела и в южной части Тимана на участках, слабо затронутых эрозией.

В верховьях р. Локчим краевые формы представлены холмами, которые, располагаясь цепочкой, образуют дуги, обращенные выпуклой стороной к юго-востоку. Холмы сложены гравием, галькой и валунами, заключенными в бурый супесчаный заполнитель. Они имеют в плане изометричные очертания, достигают 200—500 м в поперечнике и свыше 10 м высоты. Холмы разделены крупными и мелкими вытянутыми, сильно заболоченными понижениями — ложбинами стока талых вод, имеющими плоские днища. Аналогичные краевые ледниковые образования установлены в верховьях р. Прупт. Все эти формы оконтуривают дистальные стороны небольших ледниковых лопастей, выдвигавшихся вперед по понижениям Вычегодско-Локчимского водораздела.

На правом берегу р. Вычегда в пределах возвышенности Джеджим-Парма (южная часть Тимана), имеющей абсолютные высоты свыше 280 м, краевые ледниковые образования представлены одиночными аккумулятивными холмами, или группами холмов, разделенных ложбинами. Высота холмов достигает 20 м и более, в поперечнике они превышают иногда 300—400 м. В стенках карьера, вскрывающего один из таких холмов, наблюдалось беспорядочное чередование неправильной формы прослоев и линз гравийно-галечных и галечно-валунных отложений, линз валунных суглинков и мелкозернистых песков. Среди валунного материала присутствуют скандинавские породы.

И, наконец, не менее важным, а некоторыми (Обедиентова, 1965) одним из основных критериев считается соотношение краевых ледниковых образований с зандрами и озерными отложениями, развитыми за пределами распространения ледника.

В верхнем течении р. Вычегда (восточнее с. Усть-Кулом) развита обширная, сложенная озерными отложениями равнина, занимающая всю Керчемскую низменность, верховья Вычегды и нижние отрезки долин впадающих в нее здесь притоков — Нема, Тимшера, Южн. Мылвы, Сев. Кельтмы, а также верховья р. Локчим и р. Прупт (см. рис.). Поверхность равнины имеет абсолютную высоту 140 м в центральной и 150—160 м в тыловых частях. Накопление большей части отложений, формирующих равнину, происходило, согласно данным палинологического анализа (проведенного Л. Д. Никифоровой и В. Н. Барановой), в межледниковый период, в условиях произрастания елово-березовых лесов с незначительной примесью дуба и орешника. Систематическое присутствие пыльцы ели секции *Otoriga* и сосны секции *Strobus* позволяет датировать это межледниковье средним плейстоценом, а стратиграфическое положение отложений, залегающих на днепровской морене, определяет их одинцовский возраст. Формирование верхней части отложений озерной равнины происходило во время существования крупных подпруженных приледниковых бассейнов в период максимального развития московского ледника в бассейне Верхней Вычегды, что подтверждается тесной взаимосвязью озерных отложений с краевыми образованиями ледников уральского и скандинавского центров оледенения (см. рис.). Последнее обстоятельство устанавливает верхний возрастной предел озерных отложений как московский и дает основание называть эту равнину одинцовско-московской террасой (Потапенко, 1971).

В верховьях Вычегды, Тимшера, Южн. Мылвы, Нема поверхность одинцовско-московской террасы переходит в поверхность долинных зандров и зандровых полей, которые примыкают к системе краевых ледниковых образований, фиксирующей максимальное положение края ледникового покрова уральского центра оледенения. Поверхность долинных

зандров по мере приближения к краевым образованиям повышается от 160 м до 170—180 м и более, а отложения их, представленные грубозернистыми песками с гравием и галькой, залегают на более тонких разностях озерных осадков, или замещаются ими в дистальном направлении.

В краевой зоне ледника скандинавского центра оледенения озерные отложения одинцовско-московской террасы перекрыты флювиогляциальными. Последние также или непосредственно примыкают к краевым ледниковым образованиям (верховья рек Локчим, Прупт), или же заполняют узкие ложбины, разделяющие краевые образования (холмы) и опирающиеся своими дистальными окончаниями на поверхность одинцовско-московской террасы. Эти ложбины — типичные радиальные ложбины стока талых вод ледника, по проксимальной стороне которых можно уверенно проводить его границу.

На основании изложенных выше новых данных граница московского ледника скандинавского центра оледенения проводится нами несколько иначе, чем предыдущими исследователями (см. рис.).

Закономерности территориального распространения обломков пород скандинавского происхождения, заключенных не только в валунных суглинках, но также и в озерных отложениях одинцовско-московской и аллювию более молодых террас, дополнительно подтверждают установленное положение ледникового края. Область распространения этих пород контролируется границей ледника, восточнее которой обломки скандинавских пород встречены в единичных случаях и в незначительном количестве.

В пределах территории, покрывавшейся ледником, валуны скандинавских пород в изобилии встречаются повсеместно, причем их высотное положение не ограничено каким-либо гипсометрическим диапазоном. Это характерно даже для очень узкой приграничной полосы, что весьма примечательно и требует более детального рассмотрения.

В краевой зоне московского ледника скандинавского центра оледенения обнаружен ряд скоплений крупного валунного материала, в том числе и валунов скандинавских пород, располагающихся на совершенно различных абсолютных высотах.

На правом берегу Вычегды в обнажении у п. Озъяг (абсолютная высота 110 м) в озерные отложения одинцовско-московской террасы вклинивается неправильной формы линза валунно-галечного материала мощностью свыше 10 м. Здесь же наблюдаются прерывистые линзы морены мощностью до двух метров. Формирование такого рода отложений нужно связывать, по-видимому, со спецификой осадконакопления в краевой зоне ледника, контактирующего с подпруженным озерным бассейном.

Валунно-галечным материалом, в состав которого входят и скандинавские породы, сложены краевые образования (холмы), располагающиеся в пределах возвышенности Джеджим-Парма на абсолютных высотах 180, 200, 220 м.

На одной из наивысших точек Джеджим-Пармы на абсолютной высоте 294 м у Вылыс-Керки также было обнаружено скопление валунного материала, в том числе и валунов скандинавских пород.

Далее к северу в долине р. Пожег на абсолютной высоте 150 м наблюдается скопление валунов в верхней части озерных отложений одинцовско-московской террасы. Этот материал был, по-видимому, оставлен ледниковым языком, спускавшимся в долину р. Пожег с запада.

Тщательные поиски обломков скандинавских пород за пределами границы ледника, как на водоразделах с абсолютными высотами 180—200 м, так и в долинах рек с урезами 95—100 м абсолютной высоты, дали отрицательные результаты (см. рис.). Единичные точки находок нескольких

валунов скандинавских пород располагаются в непосредственной близости от границы оледенения.

Таким образом, распространение скоплений грубообломочного материала, содержащего валуны скандинавских пород, имеет вполне определенную границу, совпадающую с границей оледенения, в пределах которой, однако, расположение их не контролируется каким-либо определенным диапазоном абсолютных высот. Из этого следует вывод, что агентом, доставившим валуны скандинавских пород на столь разные высоты, но лишь в пределах определенной границы, мог быть только ледник.

ЛИТЕРАТУРА

- Краснов И. И.* Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печоро-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. М-лы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.
- Лавров А. С.* К вопросу о генезисе валунных суглинков севера Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 5.
- Лавров А. С.* Четвертичные отложения бассейнов рек средней Печоры и Вычегды. Сб. «Сев. Ледовитый океан и его побережье в кайнозой», 1970а.
- Лавров А. С.* О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов.— Докл. АН СССР, 1970б, т. 191, № 3.
- Лавров А. С., Потапенко Л. М.* О генезисе валунных суглинков бассейнов Вычегды и Печоры. Сб. «Вопросы региональной геологии СССР», 1971.
- Ламакин В. В.* Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 12. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Лопатников М. И., Шик С. М.* Краевые образования валдайского и московского оледенений центральной части Русской равнины.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XXI. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Обедиентова Г. В.* Границы и характер оледенений на востоке центральной части Русской равнины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 30. М., «Наука», 1965.
- Огнев Г. Н.* Почвы юго-восточной части Коми АССР.— Тр. Ленингр. лаборат. Академии с/х наук СССР им. В. И. Ленина, вып. 8, 1930.
- Потапенко Л. М.* Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды.— Вестник Моск. Ун-та, сер. геогр., 1971, № 3.
- Соколов Н. Н.* О положении границ оледенения в Европейской части СССР.— Тр. Ин-та географии, вып. XXXVII. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Спиридонов М. А.* Четвертичные отложения Камско-Вычегодского междуречья.— Инф. сб. Всес. н.-н. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), № 52, 1962.
- Худяев Е. И.* Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист. 106, 1936.
- Яковлев С. А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Л., 1956.

С. М. АНДРЕЕВА, Л. Л. ИСАЕВА

**ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ
ПУТОРАНСКОГО И АНАБАРСКОГО ЦЕНТРОВ
В САМАРОВСКУЮ И ТАЗОВСКУЮ ЭПОХИ ОЛЕДЕНЕНИЯ**

Несмотря на большое количество работ, широко освещающих вопросы четвертичной геологии и оледенений Сибирской платформы, проблема четвертичных оледенений этого региона до сих пор носит дискуссионный характер. Рядом исследователей — В. В. Ермоловым (1953), Я. И. Полькиным (1957), Л. Л. Исаевой (1963, 1970), С. М. Цейтлиным (1964), С. А. Стрелковым (1965), С. Л. Троицким (1966) на севере Средне-Сибирского плоскогорья зафиксированы следы четвертичных оледенений, центром которых являлось плато Путорана. В разрезе отложений р. Нижней Тунгуски С. М. Цейтлиным, а затем Л. Л. Исаевой отмечены два горизонта морен. В бассейне р. Котуй Я. И. Полькиным, С. А. Стрелковым, Л. Л. Исаевой и С. М. Андреевой (Исаева, Андреева, 1970) также были зафиксированы следы двух покровных оледенений. Наряду с авторами монографических работ, доказывающих наличие нескольких оледенений на севере Сибирской платформы, ряд исследователей отрицает значительные долинные, не говоря уже о покровных, оледенения в этом районе (Пармузин, 1957; Загорская, Яшина и др., 1965).

В результате геологосъемочных работ последних лет (НИИГА и ВАГТ) на севере Сибирской платформы, в частности, в районе плато Путорана произведено дешифрирование аэрофотоснимков практически на всю территорию, позволившее проследить зоны конечно-моренных образований различных оледенений и их стадий, центром которых являлось плато Путорана. В отличие от сравнительно детальной изученности северной и восточной части плато Путорана, материалы по четвертичной геологии северо-востока Сибирской платформы (Анабарского кристаллического массива) почти отсутствуют. Практически, только работа М. Т. Кирюшиной (1952), посвященная проблемам оледенения Анабарского массива, несмотря на давность лет, остается единственной сравнительно полной и интересной. Ею выделены отложения трех оледенений: максимального среднечетвертичного — самаровского и двух верхнечетвертичных — зырянского и сартанского.

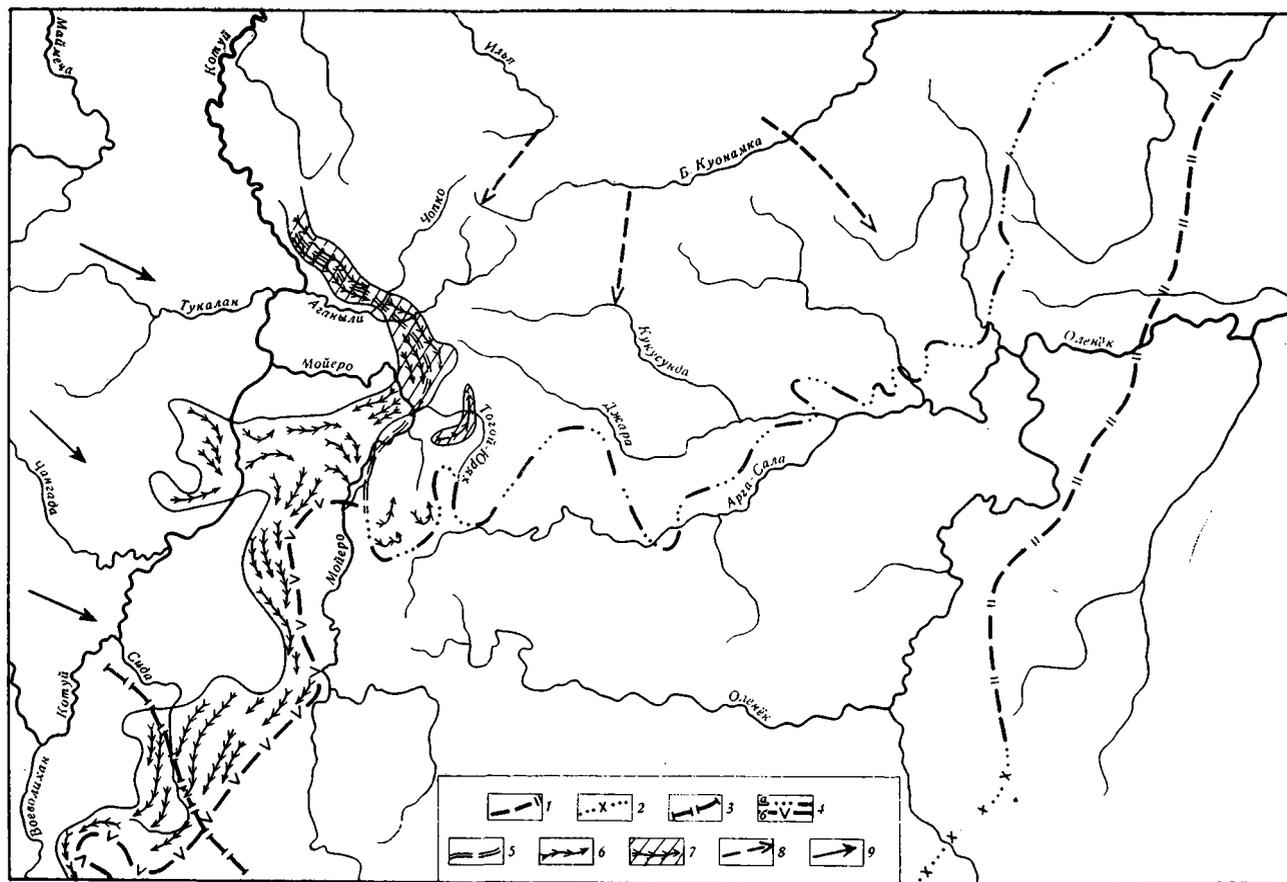
Авторами настоящей статьи в последние годы проделаны маршруты по долинам р. Котуй и его основных притоков: Чангада, Сиды, Мойеро, Ером-Хон, Аганыли. На междуречье Мойеро и Котуя был прослежен пояс конечно-моренных образований, ограничивающих Муруктинскую котловину¹. С помощью дешифрирования выявлено, что этот конечно-моренный пояс непрерывной полосой прослеживается и на юго-запад: пересекает долину р. Воеволи-Хан и систему притоков Нижней Тунгуски, спускаясь в долину последней языками по притокам Виви, Ямбуکان, Чискова.

Здесь установлен тазовский возраст этой морены (Исаева, 1970; Цейтлин, Исаева, 1971).

¹ Муруктинская котловина располагается в среднем течении р. Котуй на отрезке от устья р. Сиды до устья р. Чангада.

Соотношение ледниковых покровов Путоранского и Анабарского центров питания времени самаровского и тазовского оледенения

1 — граница максимального распространения самаровского ледникового покрова; 2 — то же, предполагаемая; 3 — линия соприкосновения Путоранского и Анабарского ледниковых покровов самаровского времени, восстановленная по распространению в морене пород анабарской петрографической провинции; 4 — граница максимального продвижения ледников времени тазовского оледенения; а — предполагаемая, б — по авторам; 5 — линия соприкосновения Путоранского и Анабарского ледниковых покровов тазовского времени, восстановленная по распространению в морене пород Анабарской и Путоранской петрографических провинций; 6 — краевая зона тазовского покрова Путоранского центра питания; 7 — тазоаская срединная морена с обломками анабарских пород, формировавшаяся на стыке Путоранского и Анабарского ледников; 8 — направление движения льда с анабарского центра питания; 9 — направление движения льда с путоранского центра питания



На северо-восток из Муруктинской котловины конечноморенные образования непрерывно протягиваются в долину р. Мойеро вдоль южного борта Аганылийской впадины, где они выше устья р. Багдама как бы распадаются на два конечноморенных пояса (рисунок). Более южный, представленный обрывками сравнительно невысоких конечноморенных валов, идет через водораздел в долину р. Арга-Салы. Более северный, состоящий из целой системы сближенных высоких конечноморенных гряд, пересекает Аганылийскую впадину и вдоль ее северного борта уходит в долину р. Котуй.

Повсеместно в долинах р. Котуй и ее притоков прослеживаются два горизонта морены, разделенные выдержанными толщами озерных глин, алевроитов и аллювиальных галечников.

В долине р. Котуй, на правом берегу в 65 км ниже р. Воеволи-Хан в разрезе 40-метровой V террасы наблюдаются следующие отложения сверху вниз:

		Мощность, м
alQ _{II} ^{zr}	1. Песок коричневый, разнозернистый, слабо суглинистый. Зырянские аллювиальные отложения.	12,0
glQ _{II} ^{tz}	2. Суглинок серый, содержащий до 30—40% разноразмерных (до 20—30 см) разноокатанных обломков, представленных породами трапповой формации (долеритами, базальтами, туфами, туфопесчаниками), известняками, песчаниками. Сортированность и слоистость в породе отсутствуют. Тазовская морена	8,0
alQ _{II} ^{ms}	3. Песок разнозернистый, отмытый, с прослоями хорошо окатанного гравия и гальки мощностью до 10 см. Мессовские аллювиальные отложения.	8—10
alQ _{II} sm	4. Суглинок серый, сильно глинистый, с обломками разноразмерными (до 30—40%), разноокатанными пород трапповой формации, известняков, песчаников. Самаровская морена.	10

В 72 и 76 км ниже р. Воеволи-Хан прослежены также два горизонта моренных суглинков, разделенные в первом случае тонкими озерными песками и алевроитами, а во втором — глинами. В обнажении протяженностью 1,5—2 км, в 3—5 км выше устья р. Сида, наблюдается горизонт морены, подстилаемый аллювиальными галечниками, лежащими на озерных глинах.

Наличие двух моренных горизонтов, разделенных озерными отложениями в едином стратиграфическом разрезе в долине р. Мойеро, иллюстрирует обнажение в 29 км выше р. Багдама на левом склоне долины. Здесь сверху вниз прослежено:

		Мощность, м
	1. Суглинок алевроитистый с мелкой угловато-окатанной галькой карбонатных пород.	0,5
	2. Толща переслаивающихся песков крупнозернистых, мелкозернистых коричневых и желто-коричневых, местами с параллельной волнистой слабо срезанной слоистостью, и коричневых алевроитов. Мощность прослоев 5—7 см.	6,2
glQ _{II} ^{tz}	3. Толща переслаивающихся песков мелкозернистых серых и алевроитов серых. Мощность прослоев до 20 см.	5,0
	4. Суглинок серый, сильно песчаный, с разноразмерными разноокатанными валунами (20—30 см) и галькой, составляющими 60—70% породы, представленными преимущественно карбонатными породами, в меньшей степени полимиктовыми песчаниками, породами трапповой формации. Тазовская морена.	1,0
lQ _{II} ^{sm-ms}	5. Глина пятнисто окрашенная в зеленовато-серые и темно-серые тона, с единичными включениями гравия, с обломками древесины в нижней части слоя. Самаровско-мессовские озерные отложения	4—10

Мощность, м

- glQ_{II}sm 6. Суглинок плотный серый с разноокатанными и угловатыми, иногда утужковой формы валунами и галькой, представленными карбонатными породами, подмиктовыми песчаниками и алевролитами, породами трапповой формации. Самаровская морена. до 10

В долине р. Аганьли, в 43 км выше р. Чопко, на левом берегу сверху вниз прослеживаются два моренных горизонта, разделенные толщами галечников и песков. Здесь, на выположенной наклонной поверхности серий шурфов глубиной до 0,8 м вскрываются:

Мощность, м

- glQ_{II}^{tz} 1. Суглинок желтовато-серый с разноразмерными (до 10 см) разноокатанными обломками, представленными в основном, карбонатными породами, кварцевыми красными песчаниками, в меньшей степени гранитоидами, реже долеритами. Тазовская морена.

10—12
(предполагаемая)

В обрыве к реке под суглинками слоя I вскрыты:

- alQ_{II}^{ms} 2. Толща песчано-галечных отложений. В верхней части галечники с редкими валунами составляют 60—65% объема породы, заполнитель — песок средне-мелкозернистый, алевритистый. Вниз по разрезу наблюдается тенденция к уменьшению процентного содержания валунно-галечного материала в породе (до 30%) и его размеров и осветлению песка до желтого. Валуны и галька представлены карбонатными породами, кварцевыми песчаниками, гранитоидами, гнейсами. Мессовские аллювиальные отложения. 12,0
- IQ_{II}^{sm-ms} 3. Толща песчано-алевритовых отложений. В верхней части — песок средне-мелкозернистый, алевритистый, желтый или пятнистый, серо-желтый, местами чередуются желтые и серые прослой по 0,5 м. Вниз по разрезу песок становится более мелким и переходит в алевриты. Самаровско-мессовские озерные отложения. 14,0
4. Суглинок желто-коричневый с разноразмерными (до 0,5 м) разноокатанными и неокатанными обломками, представленными карбонатными породами, кварцевыми песчаниками, редкими долеритами. Самаровская морена. 8—10

Верхний горизонт морены, повсеместно наблюдаемый в бассейне р. Котуй, сопрягается с отложениями конечноморенного пояса и является основной мореной тазовского оледенения. Соответственно нижний горизонт морены, отделенный от верхнего межледниковой толщей озерных алевритов и аллювиальных галечников (с межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами), можно считать основной мореной максимально-го самаровского оледенения. Краевые ледниковые образования самаровского оледенения прослеживаются восточнее и юго-восточнее рассматриваемой территории, в районе верховьев системы Вилюя, а затем уходят на юго-запад и юг, в долину Нижней Тунгуски и далее на водоразделы последней с Подкаменной Тунгуской (Исаева, 1968, 1970) и на левобережье Енисея в Западно-Сибирскую низменность, где они также рассматриваются исследователями как отложения самаровского оледенения.

В горизонте самаровской морены наблюдается следующая закономерность в распределении обломочного материала. В разрезах, прослеженных в долинах Аганьли и Мойеро, на их субширотном отрезке самаровская морена представлена светло-желтой супесью с обломками преимущественно карбонатного состава, с примесью пород анабарского кристаллического массива (красные и розовые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, гранитоиды) при почти полном отсутствии пород трапповой формации. Большое количество красных и розовых песчаников в морене отмечено в среднем течении р. Котуй, в районе устья р. Си-

да и на водоразделе верховьев рр. Сида и Мойеро, южнее краевых образований тазовского оледенения. В то же время в Муруктинской котловине и в остальной части бассейна р. Котуй обломочный материал в морене представлен в основном породами трапповой формации и местными нижнепалеозойскими карбонатными породами.

Таким образом, граница распространения в самаровской морене обломочного материала двух различных петрографических провинций пересекает водораздел Котуя и Мойеро восточнее верховьев р. Сида (см. рис.). Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что в самаровское время существовали два центра оледенения, ледниковые покровы которых смыкались по указанной выше границе и продолжали свое движение в юго-восточном направлении.

В составе обломочного материала морены тазовского оледенения в долине р. Арга-Сала большую роль играют красные песчаники протерозоя и гранитоиды, происходящие с Анабарского кристаллического массива. В моренных грядах центральной части Аганылийской впадины и ее северного борта состав обломков смешанный, они происходят как с Анабарского кристаллического массива, так и с восточных склонов плато Путорана. Обломочный материал в моренных грядах, протягивающихся вдоль Муруктинской котловины, по левобережью Мойеро и по всей площади распространения во впадине основной морены, представлен в основном нижнепалеозойскими карбонатными породами и траппами (от 30 до 70%) местного и путоранского происхождения. Можно предполагать, что моренные гряды, расположенные на северном борту Аганылийской котловины и в ее центральной части, являются срединной мореной, сформировавшейся на границе путоранского и анабарского покровов; конечные морены в долине Арга-Салы ограничивали анабарский покров, в Муруктинской котловине (долина р. Котуй в районе притоков Сида, Чангадо) — путоранский.

По конфигурации тазовского конечноморенного пояса, образующего в плане четкий полукруг с центром в районе плато Путорана, а также по преобладанию в морене обломков породы трапповой формации, можно судить о широком распространении тазовского покровного ледника путоранского центра, льды которого доходили до Анабарского кристаллического массива, вдаваясь языком по Аганылийской котловине (междуречье Мойеро и Аганыли).

Таким образом, тазовский ледник путоранского центра продвигался в северо-восточном направлении дальше самаровского и намного превосходил по мощности и по площади распространения ледник анабарского центра оледенения. Последний обтекал край ледника путоранского центра, вдающегося языком в Аганылийскую котловину, спускался в нее в ее центральной части, где, очевидно, свободно продвигался на юг до долины р. Арга-Сала (см. рис.).

Распространение в морене обломков различных петрографических провинций свидетельствует о том, что в самаровское время на севере Сибирской платформы существовали два центра покровного оледенения — путоранский и анабарский, причем площадь путоранского ледникового покрова незначительно превышала площадь анабарского ледника, а сливаясь они образовывали единый обширный покров.

В тазовское время, при общем уменьшении площади оледенения, взаимоотношения путоранского и анабарского ледников существенно меняются. Площадь распространения ледника путоранского центра, по всей вероятности, намного превышает площадь ледника анабарского центра.

Вполне очевидна более активная роль в тазовское время путоранского центра оледенения, где интенсивнее, чем в районе анабарского, формировалась мощная толща льда. Подобное перераспределение ледяных

масс могло быть обусловлено изменением условий питания льдов, т. е. значительной разницей в количестве осадков, выпавших в тазовское время на плато Путорана и в районе Анабарского кристаллического массива. В свою очередь резкое уменьшение осадков в восточном направлении могло быть отражением усиливающейся общей континентальности климата и более активного тектонического поднятия плато Путорана в предтазовское время.

ЛИТЕРАТУРА

- Ермолов В. В. О формировании основных элементов рельефа окраины Средне-Сибирского плоскогорья между реками Котуй и Попигай. Тр. Н. и. ин-та геол. Арктики, т. 72. Л., 1953.
- Загорская Н. Т., Яшина Э. И. и др. Морские четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей. Тр. Н. и. ин-та геол. Арктики, т. 144, Л., 1965.
- Исаева Л. Л. Следы четвертичных оледенений северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Исаева Л. Л. Палеогеография долины реки Нижняя Тунгуска и попытка ее сопоставления с палеогеографией долины реки Лены.— Тезисы доклада в кн. «Проблемы изучения четвертичного периода». Хабаровск, 1968.
- Исаева Л. Л. Палеогеография антропогена бассейна реки Нижняя Тунгуска (среднее и нижнее течение). Автореферат кандидатской диссертации. М., 1970.
- Исаева Л. Л., Андреева С. М. Предварительные данные о стратиграфии четвертичных отложений бассейна среднего течения р. Котуй.— Сб. «Корреляция новейших отложений Севера Евразии». Л., 1970.
- Кирюшина М. Т. Геоморфология и четвертичная история Анабарского кристаллического массива и прилегающих территорий. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1952.
- Пармузин Ю. П. Горы Путорана.— В кн. «Вопросы физической географии СССР». Изд-во МГУ, 1957.
- Полькин Я. И. Возраст и характер оледенения правобережья нижнего течения р. Котуй.— Инф. бюлл. Н. и. ин-та геол. Арктики, вып. 3. Л., 1957.
- Стрелков С. А. Север Сибири. М., «Наука», 1965.
- Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающих частей гор Бырранга. М., «Наука», 1966.
- Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковых и внеледниковых зон центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). М., «Наука», 1964.
- Цейтлин С. М., Исаева Л. Л. Тунгусский бассейн. В кн. «Плоскогорья и низменности Восточной Сибири». М., «Наука», 1971.

О. А. РАКОВЕЦ, Б. М. БОГАЧКИН

**ПРИЗНАКИ ДРЕВНИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ
В ДОЛИНАХ ЧУИ И КАТУНИ**

Вопрос о количестве и масштабах древних оледенений на Горном Алтае продолжает привлекать внимание исследователей. В последние годы эти проблемы рассматривались в работах Е. Н. Шукиной (1960), С. Ф. Дубинкина (1961), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963), Н. А. Ефимцева (1964), Е. В. Девяткина (1965), Л. Н. Ивановского (1967), Б. М. Богачкина (1967), О. М. Адаменко, Е. В. Девяткина и С. А. Стрелкова (1969), П. А. Окишева (1970), Б. М. Богачкина и О. А. Раковец (1971).

При этом у одной группы исследователей наметилась тенденция к сокращению размеров древних оледенений и отрицанию ледникового генезиса рыхлых образований, встречающихся в центральной части Курайской степи и в долинах Чуи и Катуня. Другая группа, в том числе и авторы статьи, придерживаются мнения о распространении многообразных следов проявления ледниковой деятельности в указанных районах.

Совершенно очевидно, что фактический материал, позволяющий реставрировать размеры древних оледенений в пределах таких крупнейших долин Горного Алтая, как долины Чуи и Катуня, имеет определяющее значение для понимания ледниковой истории всей этой горной страны.

По представлениям Н. А. Ефимцева (1964), О. М. Адаменко, Е. В. Девяткина и С. А. Стрелкова (1969), в долине р. Чуя ниже пос. Ярбалык вовсе нет признаков былого оледенения. Собственно ледниковые отложения в этом районе сменяются галечно-гравийными преимущественно водно-ледниковыми образованиями, в толще которых вырезан комплекс террас высотой до 75 м. Рыхлые образования, слагающие террасы Чуи и Катуня, Н. А. Ефимцев (1964) подразделил на две толщи: ининскую озерно-аллювиальную, в которой вырезаны высокие (выше 60 м) террасы, и сальджарскую аллювиального генезиса, вложенную в ининскую и слагающую террасы высотой до 60 м. Б. М. Богачкин (1967) считал возможным расчленить ининскую толщу на две самостоятельные пачки, разделенные глубоким разрывом: катунскую, тяготеющую к низам разреза, сложенную валунно-крупногалечным и частью глыбовым материалом и имеющую генетическую связь с ледниками максимального оледенения, и яломанскую, гравийно-дресвяную озерно-аллювиального происхождения. Кроме того, им выделена чуйская толща, которая соответствует в основном сальджарской толще Н. А. Ефимцева, но имеет более сложные соотношения с ининской толщей и прослеживается до относительной высоты не 60, а 90—100 м.

После проведения дополнительных полевых исследований, нам представляется более правильным считать катунскую и яломанскую толщу единым комплексом осадков, сохранив за ним предложенное Н. А. Ефимцевым название. При этом следует согласиться с мнением И. Г. Гране, В. П. Нехорошева, К. Г. Тюменцева, Ю. А. Кузнецова, Е. Н. Шукиной, П. А. Окишева о чрезвычайно сложной, но несомненной генетической свя-

зи этих отложений с древним ледником, спускавшимся по долине Чуи и далее по долине Катуня.

В долине р. Чуя ининская толща прослеживается ниже р. Эстула и сохранилась главным образом за выступами коренных бортов долины и в приустьевых частях боковых притоков. Как отмечает П. А. Окишев (1970), рыхлые отложения нередко образуют вал, перегораживающий днище боковой долины. Залегая на склонах долины от уреза реки до высоты более 300 м, толща представлена то грубыми галечниками и валунами, то горизонтальнослоистыми гравийно-галечными отложениями с включением эрратических глыб и валунов, размеры которых позволяют предполагать транспортировку их ледником. Фрагменты типично моренных отложений прослеживаются в цоколях террас р. Чуя в 2 км выше с. Ярбалык, в 1 км ниже устья р. Айгулак, у пос. Ядро и в других местах. В устье р. Эстула моренные образования полностью слагают террасу высотой 300 м и представлены неслоистым и несортированным валунно-галечниковым материалом разнообразного петрографического состава с включениями глыб размером до 3 м и супесчано-дресвяным заполнителем.

В правом борту урочища Белый Бом верхняя часть 240-метровой террасы сложена мелким галечником, заключенным в темно-серый песок и дресву. В нижней половине той же террасы (видно 30 м) выходит неслоистый и несортированный средне- и крупновалунный материал с примесью глыб разнообразного состава размером до 3 м и более. Крупные скопления подобных глыб видны на поверхности и склонах низких террас выше пос. Ядро, выше р. Айгулак и в других местах. Несомненно с ледниковой деятельностью связана шлифовка и штриховка на скалах на высоте от 50 до 450 м напротив устья р. Эстула, на высоте 150—200 м в районе Миних-Бома (в 8 км выше устья Чуи) и в других местах.

В долине Катуня фрагменты ледниковых отложений в составе ининской толщи можно наблюдать во многих местах в виде исключительно грубого материала. На левом борту долины в 5 км выше устья р. Аргут моренный материал прослеживается до высоты 650 м над Катунью (рис. 1). В пределах Яломанской впадины моренные отложения обнажаются до высоты 60—80 м над урезом Катуня в устьевой части оврага Сок-Ярык и прослеживаются до устья р. Нижний Инегень. Они представлены плотно сгруженным валунником, цементированным светло-серым пылеватым суглинком с включением крупных слабоокатанных глыб размером до 10—15 м. Состав глыб разнообразный (сланцы, песчаники, роговики, конгломераты). Обращает на себя внимание присутствие глыб серых и розовых гранитов, вынесенных, по всей вероятности, из долины Аргута, и очень крупных (более 15 м) глыб кристаллических сланцев, ближайшие коренные выходы которых расположены в 40 км выше по течению Катуня на южном склоне Теректинского хребта.

Глубообломочные отложения обнажаются также в цоколе террасы высотой 180 м гипсометрически ниже тракта в районе бома Уркош, где перекрываются горизонтально- и косослоистыми гравийно-дресвяными отложениями. Из ининской толщи происходят скопления крупных (до 10—15 м) глыб на поверхностях террас высотой 50—70 м ниже пос. Иня, ниже устьев рек Бол, Яломан и Кадрин, в районе пос. Куяс и в других местах.

О происхождении эрратических глыб в долинах Катуня и Чуя высказывались различные мнения. Н. А. Ефимцев (1964) предполагал их аллювиальный генезис. Идея селевого переноса глыб была высказана Л. Н. Ивановским (1967). Б. М. Богачкин (1967) считал, что разнос крупнообломочного материала происходил при помощи «айсбергов», откалывавшихся от конца мощного ледника. Однако, ни один из этих взгля-

Рис. 1. Соотношения комплексов четвертичных отложений в долинах Катунь и Чуи

Поперечные профили долины Катунь:

А — у с. Челош;

Б — в 1 км севернее с. М. Яломан;

В — в 1 км ниже устья Чуи;

Г — у устья руч. Сок-Ярык;

Д — в районе устья р. Уйгон

Поперечные профили долины Чуи:

Е — близ устья руч. Тутугой;

Ж — у с. Чибит

1—3 — комплексы четвертичных отложений:

1 — иининский,

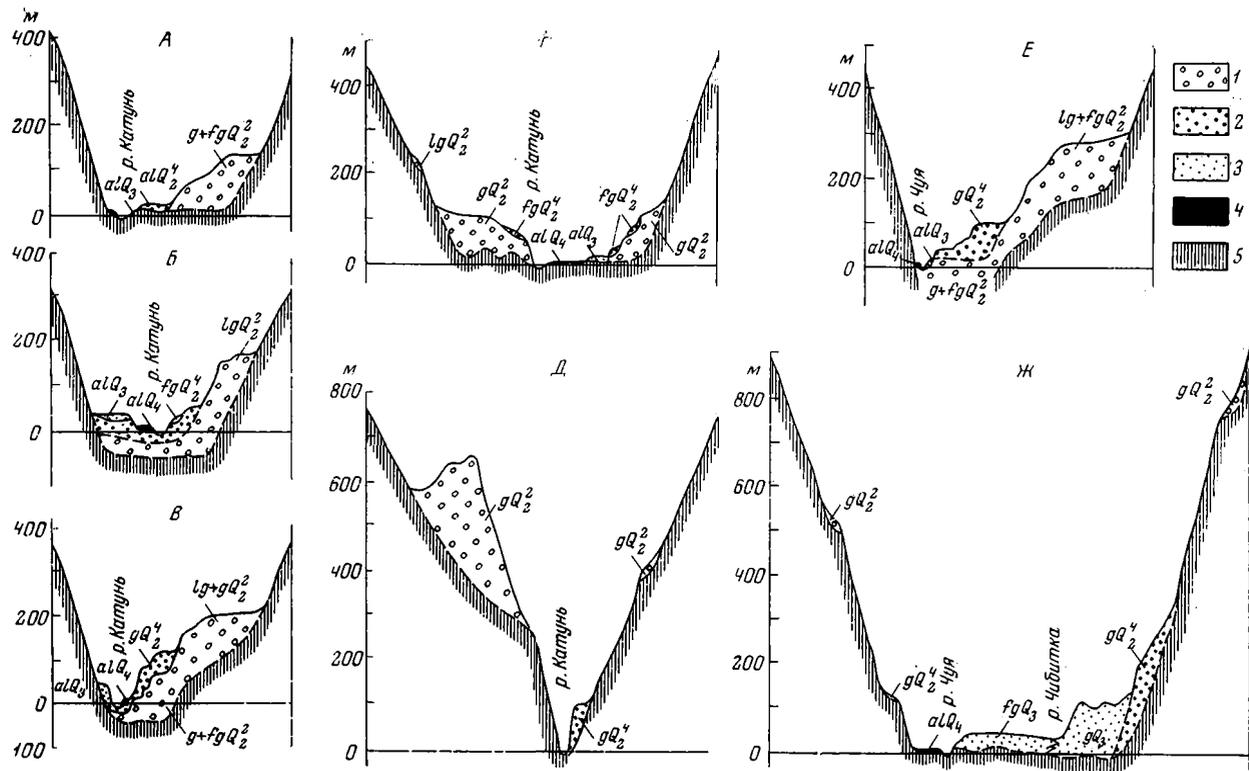
2 — чуйский,

3 — чибитский;

4 — современный аллювий;

5 — палеозойские породы.

Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 5 : 1



дов не дает удовлетворительного объяснения всех особенностей залегания крупноглыбового эрратического материала и особенно закономерной смены его петрографического состава вниз по долинам (перенос глыб не далее 20—40 км от мест коренных выходов). Наиболее приемлемо предположение о переносе глыб в долинах Чуи и Катуня непосредственно ледником. Присутствие же крупных глыб в слоистых отложениях связано, очевидно, с особенностями таяния ледника в долинах и местным размытием моренных образований. Вероятно, скопления глыб отвечают участкам длительной задержки конца ледника, отступавшего вверх по долине Катуня.

Признаки оледенения существуют и в среднем течении Катуня ниже Яломанской впадины. Былое присутствие ледника особенно ярко выражено на отрезке долины между устьями рр. Кадри и Урсул. Долина Катуня здесь узкая, изобилует крутыми поворотами и часто перегораживается останцами коренных пород, возвышающимися над серией террас высотой до 40—60 м. На останцах и на склонах долины в местах крутых поворотов реки ясно прослеживаются следы ледниковой эскаррации до высоты 300—400 м над урезом Катуня. Обработанные ледником участки морфологически резко отличаются от выше расположенных склонов долины. Характерно присутствие на них эрратических глыб и валунов, значительные скопления которых, как правило, наблюдаются перед останцами коренных пород.

Ниже устья р. Урсул, наряду с оглаженными ледником склонами, распространены высокие террасы. В основании 230- и 220-метровой террасы в устьях рек Урсул и Большая Аяла обнажаются несортированные грубовалунные отложения с включениями глыб и дресвяно-суглинистым заполнителем. Верхние части высоких террас, как и в пределах Яломанской впадины, сложены преимущественно гравийно-дресвяными и мелкогалечными осадками озерно-ледникового генезиса.

Высокие террасы прослеживаются и далее вниз по долине Катуня, заходя заливами вверх по долинам боковых притоков. В составе толщи, слагающей террасу ниже пос. Куюс, к крупному (до 1,5 м) валуннику, сцементированному светло-серым суглинком, примешиваются склоновые щебнистые суглинки, образующие прослой среди валунника.

В устье р. Элекмонар толща представлена грубыми валунногалечными отложениями с включениями крупных (до 4,5 м) отторженцев из рыхлых отложений: светло-серой супеси и красно-бурой щебнистой глины. У с. Чепош на коренном цоколе высотой 15 м залегает толща мощностью около 90 м плотно сруженного валунника размером до 1,5 м в поперечнике, в составе которого преобладают граниты, порфириды и известняки. У с. Манжерок в террасе высотой 100 м наблюдаются крупные глыбы размером до 2 м. Крупноглыбовый и крупновалунный материал встречен также в обрыве террасы высотой 55 м у пос. Маймы на спуске шоссеной дороги с поверхности террасы к Горно-Алтайску. В отличие от вскрытых рядом в карьерах слоистых грубообломочных осадков, эти отложения имеют моренный облик и представлены неслоистым, беспорядочно сгруженным валунником с включениями глыб более 1,5 м в поперечнике, заключенным в серый песок, гравий и светлый суглинок. Характерно присутствие легко разрушающихся валунов интрузивных пород и окатышей красно-бурых глин размером до 1 м. Кроме гранитов, в составе валунов встречены зеленоцветные эффузивы, темные и светлые мраморизованные известняки. Эти осадки залегают на ожелезненных бурых суглинках и галечниках, прослеживающихся почти до уреза р. Маймы, а гипсометрически выше на склоне выходят лёссовидные суглинки, строение которых можно видеть в карьерах на водоразделе Маймы и Катуня.

Кроме следов этого оледенения, максимального по размерам, в долине р. Чуи, как указывалось ранее (Богачкин и Раковец, 1971), просле-

живается серия стадияльных морен и водно-ледниковых отложений, поднимающихся до высоты 100—110 м над Чуей и вложенных в осадки иннинской толщи. Подобные соотношения прослеживаются на участке от руч. Дейлюгем (долина Чуи) до устья р. Б. Яломан (долина Катуня). У руч. Тутугой холмистая поверхность моренных образований с хорошо сохранившимся валом береговой морены находится на высоте 100 м над урезом Чуи, прислоняясь к щебнисто-галечным осадкам, слагающим террасу высотой 280 м. Моренные отложения, состоящие из несортированного галечно-валунного и глыбового материала, слагают склон 100-метровой террасы и вместе с подстилающими их осадками высокой террасы, образуют цоколь террас высотой 65, 50 и 35 м (см. рис. 1, профиль Е).

Контакт между иннинской толщей и моренными образованиями виден в склоне 35-метровой террасы. К последней примыкает терраса высотой 12 м. Слагающие её галечно-мелковалунные отложения выше по долине Чуи переходят в конечную морену у пос. Чибит, а фрагменты 100-метровой террасы увязываются в один уровень с террасовидным уступом высотой 160 м, перекрытым мореной, к коренному цоколю которого прислоняется чибитская морена.

Рыхлые отложения, выполняющие долину Чуи и вложенные в иннинскую толщу, Н. А. Ефимцев (1964) назвал сальджарской толщей, считая, что она фациальными переходами связана с мореной у с. Чибит. Формирование чибитской морены и соответствующих ей отложений большинство исследователей относит к верхнечетвертичному оледенению. Но, как следует из приведенных выше соотношений, рассматриваемые осадки являются более древними, поэтому правильнее сохранить за ними название чуйской толщи.

В связи с тем, что фрагменты ледниковых отложений тяготеют к нижним частям разреза высоких террас и нередко выходят в цоколях террас высотой до 100 м, не всегда бывает ясна их принадлежность к иннинской или чуйской толще. В долине Катуня соотношения этих двух комплексов отчетливо видны на участке между устьем Чуи и бомом Бичиктукая и в правом берегу Катуня в 1 км севернее села М. Яломан (см. рис. 1, профили Б и В).

В 1 км ниже устья р. Чуя валунно-галечные отложения чуйской толщи слагают верхнюю часть 110-метровой террасы и примыкают к террасе высотой 200 м, сложенной гравийно-дресвяными образованиями. Резкая граница размыва между ними расположена на высоте 65 м над рекой и опускается в юго-западном направлении до высоты 7 м. Толща сложена грубообломочным плохо промытым материалом и имеет вид моренного сгружения (рис. 2). Сохранившаяся от размыва пологохолмистая поверхность террасы также сложена крупновалунным и крупноглыбовым материалом разнообразного состава диаметром до 3 м и более, заключенным в мелкий галечник, гравийник и суглинок. Не менее резкую границу размыва между грубовалунными отложениями и тонкими ленточно-слоистыми супесями иннинской толщи можно наблюдать в глубоких промоинах, расчленяющих склон той же террасы в 0,5 км выше бома Бичиктукая. Вероятно, где-то здесь заканчивался выдвигавшийся из долины Чуи ледник, так как ниже по Катуня типично моренных образований в составе чуйского комплекса наблюдать не удается. В районе сёл Чепош, Манжерок, Майма этот комплекс представлен лишь аллювием.

Таким образом, рыхлые образования, выполняющие долины Чуи и Катуня, делятся в основном на две толщи: иннинскую и чуйскую, в которых явно присутствуют фрагменты водно-ледникового и собственно ледникового материала. Эти толщи, в связи с отсутствием палеонтологических данных, по аналогии с другими районами Алтая могут быть связаны с двумя среднечетвертичными оледенениями. Кроме этих двух

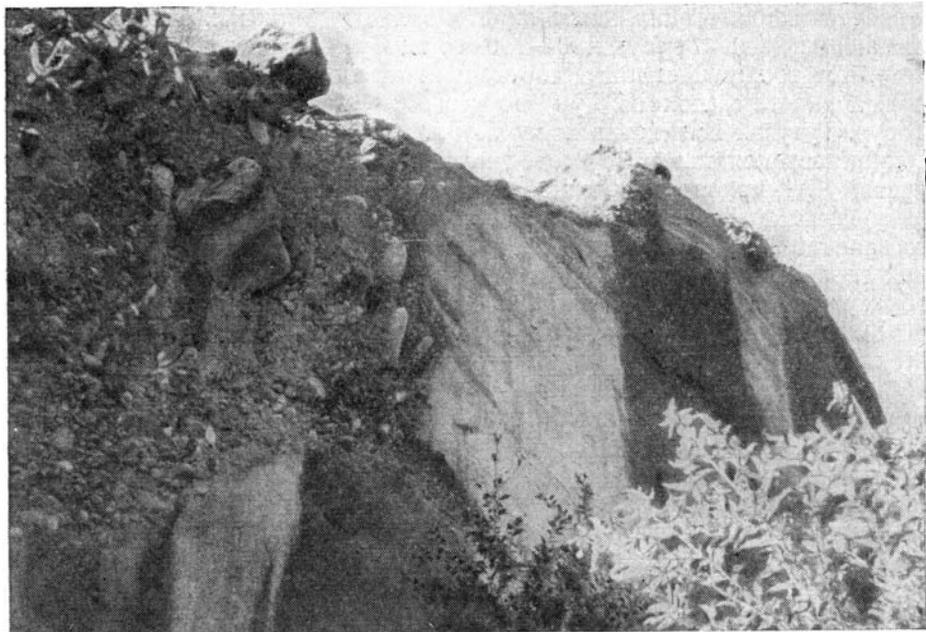


Рис. 2. Контакт между ининским и чуйским комплексами отложений в 1 км ниже устья р. Чуя

комплексов, в долинах Чуи и Катуня развиты водно-ледниковые и аллювиальные осадки, отвечающие верхнечетвертичной конечной морене у пос. Чибит. В связи с тем, что к салджарской толще Н. А. Ефимцевым отнесены в основном осадки чуйского комплекса, комплекс осадков, связанных с чибитской мореной, лучше называть чибитским. В нижнем течении Чуи и по долине Катуня к этому комплексу относятся аллювий террас высотой не более 36 м. Соотношение осадков чибитского и чуйского комплексов видно в склоне 36-метровой левобережной террасы севернее с. М. Яломан. А на правобережье в этом районе ясно прослеживается контакт между чуйским и ининским комплексами отложений. Подобные соотношения наблюдаются и в 1 км ниже устья р. Чуя (см. рис. 1, профили Б и В). Все три толщи, а особенно ининская и чуйская, в отдельных изолированных выходах и цоколях террас не могут быть разделены между собой только по литологическому составу, так как нередко даже в одном обнажении представлены различными фациями, быстро меняющимися, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Особенно разнообразное строение имеет ининская толща, что позволяет предполагать и сложный ее генезис. Видимо, формирование толщи осуществлялось в основном в процессе отступления ледника в орографически сложных условиях глубоко врезанной горной долины.

По мнению П. А. Окишева (1970), детально изучившего ининскую толщу в долине Чуи, накопление ее происходило в условиях взаимного влияния ледника, подпрудных озер и водотоков. Нарисованная этим исследователем яркая картина сложной жизни древнего ледника в условиях крутых поворотов горной долины кажется нам весьма убедительной. Есть все основания предполагать, что в долине Катуня эта жизнь была еще более сложной и несомненно осложнялась тектоническими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М., Девяткин Е. В., Стрелков С. А. Алтай. В кн. «Алтае-Саянская горная область». М., «Наука», 1969.
- Богачкин Б. М. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины (Горный Алтай).—Бюлл. МОИП, т. 4, № 4, М., «Наука», 1967.
- Богачкин В. М., Раковец О. А. К вопросу о следах древнего оледенения в Курайской впадине (Горный Алтай).—Геоморфология, 1971, № 2.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 126, М., «Наука», 1965.
- Ефимцев Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катуня в Горном Алтае.—Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 29, М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Дубинкин С. Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая.—Сов. геология, 1961, № 4.
- Дубинкин С. Ф., Адаменко О. М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий.—Сб. «Кайнозой Западной Сибири». М., «Наука», 1967.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение. «Наука», 1967.
- Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая.—Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1932.
- Окишев П. А. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая.—Докл. Томского отдела Геогр. о-ва СССР, вып. 1, 1970.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.—Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 22, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, М., Изд-во АН СССР, 1960.

С. А. НЕСМЕЯНОВ, В. И. МАКАРОВ

КОРРЕЛЯЦИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Для континентальных новейших отложений Тянь-Шаня предложено множество местных стратиграфических схем, корреляция которых осуществлялась по-разному.

Сводные схемы расчленения олигоцен-неогеновых моласс обычно двучленны (Шульц, 1948, и др.) или трехчленны (Петрушевский, 1955; Костенко и др., 1965). С. А. Несмеянов (1967) дал предварительную схему деления этих отложений на шесть горизонтов, названия которых отвечают наименованиям содержащихся в них комплексов млекопитающих. Сопоставление основывалось на комплексном литологическом анализе, в котором корреляция опиралась на климатически обусловленную окраску глинистых пород (Несмеянов, 1965а). Используя этот подход и учитывая палеонтологические данные, авторам настоящей статьи удалось проследить указанные горизонты во всех крупных впадинах Тянь-Шаня на территории СССР.

Начало четвертичного периода ознаменовалось резким увеличением интенсивности тектонических движений и воздымания горной области (Несмеянов, 1969). Поэтому большая часть четвертичных отложений связана с террасовыми уровнями и расчленяется главным образом с помощью геоморфологических методов. Такой подход уже в 30-х годах позволил Н. П. Васильковскому (1935б, 1957) и Ю. А. Скворцову (1939, 1956) предложить для Ферганы и Приташкентского района стратиграфическую схему, сохранившую свое значение до настоящего времени. Эта схема, включающая четыре крупных комплекса (макрокомплекса) осадков, может быть положена в основу сводной стратиграфической схемы четвертичных отложений Тянь-Шаня. В качестве ее подразделений также удобно использовать горизонты, которые могут отвечать разновеликим по продолжительности этапам геологического развития. Региональные стратиграфические схемы Тянь-Шаня связаны с впадинами, которые принадлежат к двум крупным речным системам: сырдарьинской, объединяющей Нарынский, Ферганский и Голодностепско-Кзылординский регионы, и чуйской, включающей Иссыккульский и Чуйский регионы с рядом разновеликих впадин (Несмеянов, 1965в).

Принятая методика позволяет скоррелировать разрезы большинства тяньшанских впадин, с выделением десяти горизонтов, отвечающих главным тектоно-климатическим этапам новейшего развития этой территории. Эти горизонты повсеместно получают близкую возрастную датировку. Следует отметить, что не все виды известных здесь органических остатков равноценны для корреляции и датировки толщ. Наиболее интересны данные по фауне наземных позвоночных. Для датировки четвертичных отложений большое значение имеют палеолитические стоянки. Реже возраст вмещающих пород определяется находками флоры. Наименее существенное стратиграфическое значение имеют эндемичные и еще слабо изученные пресноводные моллюски и остракоды, списки которых за недостатком места мы не приводим.

ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Ферганская депрессия

В западном Тянь-Шане наиболее полно и детально изучен разрез Ферганской депрессии (Несмеянов, 1965б, 1967).

Массагетская свита. Красноцветные, преимущественно тонкозернистые отложения, мощностью от 70 до 3000 м. В наиболее мощных и полных разрезах свита делится на толщи и слои.

Сумсарские слои — малиново-красные глины, аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов; мощность от первых метров до 100 м. Морская фауна: *Exogyra ferganensis* Rom., *E. galeata* Rom., *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Nonion usbekistanensis* Byk., *N. laevis* (Orb.), *Cibicides oligocenicus* Sam., *C. mundus* Byk., *C. bornemanii* Byk., *Rotalia canui* Such. и др. В ряде мест, например, в юго-западной Фергане, хорошо прослеживается фаціальное замещение сумсарских слоев кирпично-красными глинами. Красноцветные породы сумсарских слоев обычно залегают на размытой поверхности зеленых глин ханабадских слоев (Минакова, 1966).

Датировка сумсарских слоев не однозначна. В Решении Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии (1959) сумсарские слои предположительно отнесены к интервалу времени от верхов эоцена до низов среднего олигоцена. Г. П. Крейденков и Р. М. Давидзон (1966) предлагают целиком относить их к эоцену, О. С. Вялов (1964), Г. А. Беленький и С. Х. Миркамалова (1965) — к среднему олигоцену, а нижележащие ханабадские слои — к нижнему олигоцену. Анализируя зубы акул из разных районов Средней Азии, Л. С. Гликман и В. В. Ищенко (1967) пришли к выводу о миоценовом возрасте сумсарских и даже риштанских слоев. Однако уже наметилась большая группа исследователей, предлагающих близкие датировки. Так, опираясь на результаты анализа фауны моллюсков, Д. Д. Бузурков (1964) предлагает проводить границу эоцена и олигоцена по подошве сумсарских слоев. К аналогичному выводу пришли Н. Е. Минакова (1964), Р. К. Макарова и Л. В. Миронова (1964), которые сопоставляют сумсарские слои с туранглинской свитой, а нижележащие ханабадские слои — с верхами чеганской свиты Северного Приаралья (по схеме Н. К. Овечкина). Также к низам олигоцена относят сумсарские слои Н. К. Быкова (1959), В. Т. Балхаматова и Р. Х. Липман (1965), опиравшиеся на анализ фауны фораминифер. При этом два последних автора сопоставляют сумсарские слои с хадумским горизонтом. По-видимому, наиболее вероятным является отнесение сумсарских слоев к нижнему олигоцену.

«Кирпично-красная» толща — кирпично-красные тонкозернистые породы с прослоями мергелей, гипсов, соли, песчаников и вулканического пепла. В этих отложениях выделяются две локальные толщи:

1. Монотонно-красноцветные аргиллиты мощностью до 300—2000 м, в которых В. Г. Клейнберг (1957) отмечает палеогеновую микрофауну.

2. Ярвокрасненные пестроцветные глины, аргиллиты и алевролиты с пластами кирпично-красных и коричневых глин и каменной соли общей мощностью 500—900 м. В верхней части «соленосной» толщи присутствуют палеогеновые фораминиферы *Nonion aff graniferus* (Terg.), *N. laevis* (Orb.), *Cribronion ex gr. ferganensis* Byk., *Cr. rischtanicum* (Byk.), *Discobis ferganensis* Byk., *Cibicides cf. arteni* Byk., *C. infrapaleogenicum* Byk. и др. Большое число находок раковин этих фораминифер в разных горизонтах массагетской свиты и их хорошая сохранность заставляют нас присоединиться к мнению В. Г. Клейнберга, что данная фауна находится в первичном залегании. Таким образом, массагетская

свита, по всей вероятности, должна целиком или почти целиком относиться к олигоцену.

Аксарийская свита — часто чередующиеся пласты палеоцветных алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью от 100 до 3000 м. В наиболее прогнутых частях депрессии свита расчленяется на две региональные толщи.

«Бледно и пестро окрашенная» («гипсоносная») толща сложена бледно-розовыми, палевыми, зеленовато- и синевато-серыми алевролитами с пластами и прослоями гипсов, песчаников и конгломератов, в нижней части встречаются прослойки каменной соли; мощность от первых десятков до 1700 м. На сводах Чонгарской, Белесенкской и др. антиклиналей толща с разрывом и несогласием перекрывает более древние отложения. В верхах толщи присутствуют миоценовые моллюски и хары, большая часть которых переходит и в вышележащие отложения.

«Буровато-палевая» толща — палевые и бурые алевролиты, песчаники, конгломераты, в нижней части с прослоями мергелистых известняков и загипсованных алевролитов; мощность от 100 до 1800 м. Из верхней части толщи известна фауна неогеновых позвоночных, в том числе плиоценовый грызун *Cricetulus* sp. (Бакун, Вангенгейм, 1963). В ряде разрезов «буровато-палевая» толща разделяется на две локальные толщи:

1. Нижняя «бурая» толща иногда ложится с несогласием на более древние породы и представлена часто чередующимися красно-бурыми местами загипсованными алевролитами и песчаниками с прослоями мергелистых известняков; мощность 400—1200 м. Отмечаются известные из миоцена *Chara* aff. *escheri* Heer., *Ch. helisteres* Brongn., *Ch. medicaginula* Brongn., *Ch. vestiformis* Grov., а также флора, моллюски, остракоды. По мнению большинства исследователей, здесь присутствуют как позднемиоценовые, так и плиоценовые формы (Васильковский, 1935а; Грамм, 1959; Чихачев, 1959).

2. Верхняя «палевая» толща сложена преимущественно косослоистыми песчаниками с прослоями щебенчатых конгломератов; мощность до 600 м. Здесь обнаружены плиоценовая форма южного слона *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nesti), яйца страуса, флора, остракоды.

Коктурлюкская свита представлена серыми конгломератами с прослоями палео-серых песчаников, алевролитов и каменных лёссов. На сводах многих антиклиналей свита залегает с разрывом и несогласием на более древних отложениях. Мощность ее 80—400 м. Фауна позднеплиоценовых позвоночных *Archidiskodon meridionalis meridionalis* (Nesti), *Elasmotherium* sp. (*caucasicum*?) и четвертичная флора *Populus litwinowiana* Dode., *Acer fedschenkoanum* Kryscht., *Salix* cf. *karpea* L.

Нанайский макрокомплекс. На юго-западе депрессии останцы обширной поверхности выравнивания перекрыты каменными лёссами мощностью в первые десятки метров, местами с галечником в основании. Севернее их мощность увеличивается до 100 м, а в наиболее прогнутой части депрессии лёссы переслаиваются с аллювиальными галечниками. У северного борта депрессии эти отложения фашиально замещаются валунно-галечным и щебнисто-суглинистым пролювием. У пос. Учкурган на поверхности нанайских лёссов найден нижнепалеолитический (?) чоппинг. Не исключено, что с этим же уровнем следует связывать переотложенные нижнепалеолитический чоппер у пос. Пальман и ручное рубило (?) из района Ходжи-Гаир (Ранов и др., 1967). Возможно, что чоппинг из Учкургана и чоппер из Пальмана моложе отложений нанайского комплекса и относятся к раннеташкентскому этапу.

Ташкентский макрокомплекс представлен в горной области двумя

высокими региональными террасами, сложенными обычно валунно-галечным материалом, несущим покров лёссовидных пород. Последние неяснослоисты и окрашены светлее, чем нанайские. В центральных частях депрессии террасы сливаются в единую серию пролювиальных конусов с мощностью отложений до 100 м и более. В наиболее прогнутой части депрессии накапливались аллювиальные песчано-глинистые отложения с прослоями галечников.

Почти повсеместная двучленность ташкентских образований позволяет разделить их на два комплекса: древний шахристанский и более молодой джаркутанский. В группе кайракумских местонахождений видно, что переотложение ашеле-мустьерских (или раннемустьерских) изделий происходило, начиная с джаркутанской эпохи. Следовательно, их формирование относится к концу шахристанской или началу джаркутанской эпох (Ранов, Несмеянов, 1962). Это хорошо согласуется с возможной приуроченностью к началу шахристанской эпохи нижнепалеолитических изделий из Учкурмана и Пальмана. Изделия развитого мустье присутствуют на поверхности обеих ташкентских террас. При этом на местонахождении Джар-Кутан они встречены в пойменных суглинках джаркутанской террасы (Несмеянов, Ранов, 1962), а на местонахождении Аирбаз — в ее русловых галечниках (Ранов и др., 1967). Присутствие открытых стоянок финального мустье (Чонгара, Учкурман и др.) на поверхности джаркутанских террас позволяет допустить соответствие их началу голодностепского этапа (Несмеянов, Ранов, 1971).

Голодностепский макрокомплекс представлен двумя низкими региональными террасами, аккумулятивный чехол которых рыхлее и менее мощное, чем у ташкентских террас. Его верхняя суглинистая часть отличается ясной горизонтальной слоистостью. Выделяются два стратиграфических комплекса: древний охинский и молодой ходжагорский. Датировка охинского комплекса опирается на присутствие переотложенных верхнепалеолитических изделий в верхних слоях аккумулятивного чехла соответствующей террасы у пос. Охна в Южной Фергане (Ранов и др., 1967) и вероятную связь с началом охинского этапа наиболее поздних мустьерских стоянок. Возраст ходжагорской террасы определяется приуроченностью к ее поверхности и к самым верхним частям аккумулятивного чехла поздне-верхнепалеолитических изделий на местонахождениях Уртакурман близ Шахристана и Ходжа-Гор у пос. Чарку (Несмеянов, Ранов, 1964).

Сырдарьинский макрокомплекс представлен главным образом пойменными и низкими террасами, сопрягающимися с низкими террасами Сырдарьи. К востоку от Ленинабада наиболее древняя из этих террас образует Кайракумскую аллювиальную равнину — кайракумский комплекс. В ее поверхность вложены древнее, отмершее, и современное русла Сырдарьи, относящиеся к ходжаягонинскому комплексу. В пределах современного русла уже сформировались 2—4-метровая терраса и более низкая, ежегодно заливаемая пойма. Судя по времени заселения берегов древнего русла Сырдарья покинула его около 2,5 тыс. лет назад (Литвинский, Несмеянов, 1962). Изучение древней ирригационной сети в Восточной Фергане позволило О. А. Рыжкову (1957) оценить время формирования I и частично II террас р. Акбура в 3000 лет назад. С повышением тектонической активности, обусловившим усиление эрозии в начале ходжаягонинской эпохи, по-видимому, связано обрушение свода в навесе Ак-Танги, датированное интервалом 6—8 тыс. лет назад (Литвинский, Ранов, 1964). К раннесырдарьинскому врезу одного из правых притоков р. Нарын приурочен грот Ташкумыр. В нем с пойменным аллювием кайракумской террасы связаны мезолитические изделия, возраст которых, по В. А. Ранову, определяется в интервале от 9 до 13 тыс. лет назад.

Приташкентский предгорный прогиб

Для Приташкентского предгорного прогиба и ряда впадин Чаткало-Кураминских гор и юго-западного подножья Каратау уже намечалась единая стратиграфическая схема (Корсаков, 1965; Костенко, 1964; Костенко и др., 1965). Она имеет следующий вид снизу вверх:

Келесская серия объединяет, по Ф. П. Корсакову, красноцветные аналоги массагетской свиты Ферганы, мощность 60—500 м. В Ташсайском разрезе основание серии слагают кирпично-красные глины с *Exogyra galeata* Rom., являющиеся аналогами сумсарских слоев. Г. А. Беленький и С. Х. Миркамалова (1965) приводят для Ангренского плато разрез сумсарских слоев, в котором нижние 10 м представлены гравелитами, а выше залегают зеленовато-серые и кирпично-красные глины мощностью до 20 м с *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Ostrea longirostris* Lam., *Exogyra galeata* Rom., *E. ferganensis* Rom. и др. Некоторые исследователи исключают сумсарские слои из состава келесской серии и подразделяют ее на две части: агитминскую свиту — кирпично-красные алевролиты, мергели, песчаники, конгломераты, мощностью до 300 м, и залегающие с разрывом и несогласием красно-бурые алевролиты, песчаники, гравелиты, иногда с прослоями гипса и мощностью до 250 м. Таким образом, расчленение красноцветных отложений здесь аналогично ферганскому. К пограничным горизонтам между красноцветными и палеоцветными отложениями приурочена находка палеогеновой *Phumatogena duenvalii* Wat. (Синицын, 1937).

Строение вышележащих палеоцветных образований в данном районе напоминает строение их во многих районах Южной Ферганы. Не исключено, однако, что здесь в большинстве случаев выпадают из разреза аналоги раннеаксарайских бледноокрашенных пестроцветов. Это тем более вероятно, что осадки чирчикской серии часто залегают на красноцветах с несогласием, фиксирующим значительный перерыв осадконакопления (Костенко и др., 1965).

Чирчикская серия — красновато-бурые алевролиты, гравелиты и конгломераты с прослоями водорослевых известняков; мощность 150—400 м. Неогеновая фауна: *Hipparion* sp., *Rhinoceros* sp., жираф и др., флора — *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer. Эта серия отвечает «бурой» толще Ферганы.

Аксакатинская серия залегают на нижележащих отложениях с несогласием и подразделяется на две части.

Светло-бурые алевролиты, конгломераты, брекчии, прослой мергелей, мощность 50—400 м и более. Фауна позднеплиоценовых позвоночных: *Equus stenonis* Cochi, *Gasella* sp., *Rodentia*. Н. Н. Костенко (1964) отмечает присутствие типичной акчагыльской фауны *Limnocythere prae-diginalis* Mand., *L. ex gr. pliocenica* Sus. в синхронных осадках шахшахской свиты Кызылкумов. Эти отложения коррелируются с «палевой» толщей ферганского разреза.

Валунные конгломераты с прослоями алевролитов; мощность 100—200 м. Эти отложения, из которых известна скорлупа яиц страуса, принадлежат илийскому фаунистическому комплексу, Н. Н. Костенко (1964) относит к кокурюмской свите. Они сопоставляются с коктюрлюкской свитой Ферганы.

Нанайский макрокомплекс — высокая терраса, в аккумулятивном чехле которой нижние 260 м слагают галечники, а верхние 40 м — розовато-палевый каменный лёсс. В верховьях р. Чаткал аллювий сопрягается с флювиогляциальными отложениями наиболее древнего здесь оледенения (Алферов и др., 1965). На юго-западном склоне Каратау у пос. Кошкурган из буровато-зеленых песчаников и глин кошкурганской свиты, вло-

женной в конгломераты кокурюмской свиты, известны млекопитающие кошкурганского фаунистического комплекса: *Paracamelus gigas*, *Equus cf. mosbashensis*, *E. (Asinus) hudsonianus*, *Dicerorhinus etruscus*, *Bison griscus* subsp. (Костенко, 1964).

Ташкентский макрокомплекс представлен в предгорьях отложениями так называемой основной лёссовой террасы. Мощность ее русловых галечников достигает 20—40 м, а вышележащих лёссов—30—90 м (Мавлянов, Исламов, 1966). Из основания лёссов известен зуб *Elasmotherium sibiricum*, который некоторые исследователи считают переотложенным (Тетюхин, 1971). В горах эта терраса расщепляется на две. В верховьях долин к днищам обоих ташкентских эрозионных врезов приурочены морены максимального оледенения (Маматкулов, 1959). В Каратау на стоянке Карасу мустьерские изделия содержатся в пойменном суглинке III ташкентской террасы р. Аристанда (Бажанов, Костенко, 1962).

С концом ташкентского этапа связывается и позднемустьерское заселение грота Ходжикент. В пещерной стоянке Обирахмат изделия финального мустье распределены в мощной толще пещерных отложений, верхняя часть которых отвечает, по-видимому, уже началу голодностепского этапа (Несмеянов, Ранов, 1971).

Голодностепский макрокомплекс представлен террасовыми образованиями, в которых мощность галечников достигает 100 м, а вышележащих лёссов—20—40 м. В Приташкентском районе из разреза голодностепских отложений известны верхнепалеолитические изделия и кости *Equus hemionus* и др. Абсолютный возраст костных остатков составляет около 38 тыс. лет (Тетюхин, 1960).

Сырдарьинский макрокомплекс представлен обычно осадками поймы и двух первых надпойменных террас. Н. Ф. Федин (1955) оценивает возраст II террасы Сырдарьи у с. Чардар в 5—6 тыс. лет.

Таким образом, для впадин Западного Тянь-Шаня возможна детальная корреляция разрезов.

МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В основании моласс большинства межгорных впадин этой области залегает *коктурпакская свита*—красноцветные (малиново-красные и красно-бурые), реже зеленовато-серые глины, песчаники, известковистые гравелиты и конгломераты с прослоями комковатых известняков, базальтов и их туфов: мощность обычно не превышает первых десятков метров. В Тоюнской депрессии (КНР) аналоги коктурпакской свиты залегают с незначительным несогласием на известняках с фауной алайских и туркестанских слоев (средний и низы верхнего эоцена) и перекрываются кирпично-красной свитой конгломератов и песчаников, которые на северном борту Таримской впадины подстилаются сумсарскими слоями (Вонгаз, 1956). Последние, таким образом, соответствуют верхам коктурпакской свиты. Ее низы скорее всего отвечают верхнеэоценовым риштанским, исфаринским и ханабадским слоям. Это подтверждается присутствием в аналогичных отложениях Иссыккульской впадины (чонкурчакская свита, по С. С. Шульцу) эоцен-олигоценых *Prothyracodon*, *Deperetella*, *Teleolophus* (Жуков, 1970; Тарасов, 1970). Имеющееся определение абсолютного возраста базальтов Центрального Тянь-Шаня (около 55 млн. лет, по Крылову, 1960) указывает на возможность присутствия в коктурпакской свите и более древних отложений эоцена.

Иссык-Кульская впадина

В Иссык-Кульской впадине чонкурчакская (=коктурпакская) свита перекрыта кирпично-красными отложениями *джетыюгузской свиты*, в которой выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита—конгломераты, гравелиты и алевролиты общей мощностью до 600 м. Она содержит наземных черепах *Testudo sp.* и *Styemys karakolensis Rjab.*, последняя из которых относится к олигоцену или, во всяком случае, не выше нижнего миоцена (Рябинин, 1927). Верхняя подсвита отличается менее грубым механическим составом и менее яркой желто-красной окраской. Ее мощность достигает 800 м.

Эти подсвиты, по-видимому, являются аналогами двух верхних толщ массагетской свиты Ферганы.

Согутинская свита, залегающая выше, сложена конгломератами, брекчиями, розовато-серыми и бурыми мусорными глинами мощностью около 1,5 км.

Джуукинская свита завершает разрез заведомо неогеновых отложений. Это — в общем палево- и буровато-палевые песчано-глинистые отложения, разделяемые на две подсвиты. Нижняя подсвита отличается более густой окраской и более грубым составом. Ее мощность до 1 км. Верхняя подсвита сложена песчаниками, мергелями и глинами палевого, зеленоватого и голубоватого цвета; мощность 450 м. Из джуукинской свиты Т. А. Сикстель (1939) описаны остатки растений, переходных от миоцена к плиоцену. Костные остатки из верхней подсвиты относятся к илийскому фаунистическому комплексу (Курдюков, 1962б; Беляева, Курдюков, 1963; Кузнецов и др., 1964).

Палеонтологические данные и литологические особенности позволяют сопоставлять подсвиты джуукинской свиты соответственно с «бурой» и «палевой» толщами ферганского разреза. Таким образом, согутинскую свиту можно параллелизовать с нижней толщей аксарайской свиты.

Кочкорская впадина

В Кочкорской впадине кайнозойский разрез начинается красноцветными песчаниками и гравелитами с прослоями глин и мергелей, общая мощность которых составляет, по данным С. А. Тарасова (1970), 400 м. В основании красноцветной толщи отмечаются известняки и известковистые конгломераты мощностью 5—7 м, которые могут отвечать коктурпакской свите. Верхняя часть толщи содержит прослой зеленых глин и белых мергелей и, вероятно, отвечает верхней, пестроокрасочной толще массагетской свиты Ферганы. Остальная часть красноцветов Кочкорской впадины соответствует сумсарским слоям и монотонно-красноцветной толще.

Выше залегают мощный и богатый органическими остатками комплекс палеоцветных и пестроцветных отложений, объединяемых в *кочкорскую свиту*. Последняя делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита — песчаники, конгломераты и брекчии, алевролиты и глины с прослоями мергелей, известняков, гипсов и солей; суммарная мощность — от 300 до 1500 м. Характерна зеленовато-серая, зеленая, коричнево-серая окраска пород. По своему стратиграфическому положению, литологии и окраске эти отложения сопоставляются с согутинской свитой Иссык-Куля.

Средняя подсвита — табачно-зеленые, шоколадные, палево- и буровато-серые глины, алевролиты и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков. Мощность изменяется от 100—1500 до 600—1000 м. По фауне млекопитающих, черепах, птиц, рыб, на-

секомых и флоре вмещающие отложения относятся ко второй половине миоцена (Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Неймышев, 1965; Корнилова, 1966; Тарасов, 1970).

Верхняя подсвита — песчано-глинистые отложения с прослоями мергелей; общая мощность 220—850 м. Перемежаются бледноокрашенные слои палевого, желтого, светло-серого, голубовато-серого, зеленовато-серого, светло-розового и светло-коричневого цветов.

Подсвита охарактеризована плиоценовыми формами млекопитающих (Трофимов, 1959; Жегалло, 1961; Тарасов, 1970), а также моллюсков, остракод и флоры (Шульц, 1948; Корнилова, 1966; Абузярова, 1966), которые вместе с литологическими особенностями позволяют соотносить ее с «бурой» толщей ферганского разреза и павлодарской свитой Казахстана.

Айгырджальская свита постепенно сменяет кочкорскую вверх по разрезу и представлена светло-бурыми, буровато-палевыми, красновато-бурыми и розовато-серыми «мусорными» глинами, алевролитами и конгломератами общей мощностью 170 м. В ней найден зуб носорога и остракоды плиоценового возраста (Курдюков, 1962б). По своему стратиграфическому положению и литологии айгырджальская свита отвечает верхней части джуукинской свиты Иссык-Кульской впадины и «палевой» толще ферганского разреза.

Нарынская, Атбашинская и Аксайская впадины

Разрезы олигоцен-неогеновых отложений Нарынской, Атбашинской и Аксайской впадин, являющихся частями некогда единой депрессии, сходны между собой. Коктурпакская свита здесь повсеместно перекрывается красноцветными отложениями *киргизской свиты*, которая сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами с прослоями гипсов, реже мергелей и известняков. Мощность свиты составляет 400—600 м в Атбашинской и Аксайской впадинах, а в Нарынской — до 900—1000 м.

По своему стратиграфическому положению и кирпично-красной окраске киргизская свита впадин Центрального Тянь-Шаня соответствует джетыгузской свите Иссык-Куля.

Нарынская свита объединяет вышележащие неогеновые отложения. Она отличается преимущественно песчано-глинистым составом, значительным распространением гипса, солей и мергелей. Окраска отложений свиты изменяется от шоколадно-коричневой, а также голубовато-серой, палево-желтой, бурой и серо-зеленой в нижней части разреза, к розовато-палевой и бледно-пестроцветной в средней части и буровато-палевой вверху. Соли сконцентрированы главным образом в основании свиты, мергели — в верхней части, гипсы развиты по всему разрезу. Мощность свиты достигает в Нарынской впадине 4 км, в Атбашинской впадине — 4,5 км, в Аксае — более 2,5 км.

В соответствии с литологическими изменениями свита подразделяется на три подсвиты. В средней из них в Нарынской впадине найдены остатки антилопы, возраст которой не древнее среднего миоцена (Мишина, 1965). В верхней подсвите присутствуют неогеновые млекопитающие (олень и представители рода *Artiodactyla* в Нарынской впадине, *Gasella* sp. и *Hyaenidae* в Атбашинской впадине).

Нижняя подсвита нарынкой свиты по своей окраске, стратиграфическому положению и литологии может быть сопоставлена с согутинской свитой Иссык-Куля и нижней подсвитой кочкорской свиты, средняя подсвита — с остальной частью кочкорской свиты, верхняя подсвита — с айгырджальской свитой.

Заведомо неогеновые отложения впадин Северного и Центрального Тянь-Шаня перекрываются *шарпылдакской свитой*. Это — серые конгломераты, брекчии и гравелиты, а также супесчано-суглинистые породы. Их мощность достигает первых сотен метров. Свита занимает пограничное положение между охарактеризованными фауной позднеплиоценовыми и раннечетвертичными отложениями, отделяясь от них поверхностями размыва и угловых несогласий. По своему составу и положению в разрезе она сопоставляется с коктырлюкской свитой Ферганы и кулябской свитой Таджикской депрессии.

Четвертичные отложения Центрального Тянь-Шаня принадлежат к основному сырдарьинской системе регионов и по долине р. Нарын достаточно четко увязываются с западнотяньшанской схемой. Северный Тянь-Шань принадлежит чуйской системе регионов, в которой опорным является разрез Иссык-Кульской впадины. Этот разрез описан в многочисленных работах, среди которых следует отметить публикации К. В. Курдюкова (1962а), М. А. Талипова и В. Г. Королева (1970), Н. В. Макаровой (1971), З. В. Алешинской и др. (1971). Основываясь на данных перечисленных, а также некоторых других исследователей и на результатах полевых работ, В. И. Макаровым и Н. В. Макаровой предложена единая схема стратиграфии четвертичных отложений Северного и Центрального Тянь-Шаня, в которой выделяются (снизу вверх по разрезу) тепкинский комплекс, джергаланский макрокомплекс, тоссорский и токмакский комплексы. Эти стратиграфические единицы по своему составу, строению, геоморфологической характеристике и палеонтолого-археологической датировке хорошо коррелируются с макрокомплексами западнотяньшанской стратиграфической схемы.

Тепкинский комплекс включает обычно очень плохо сохранившийся аллювиальный и пролювиальный покров наиболее высоких сильно разрушенных террас VI яруса. В центральных частях впадин он содержит озерные отложения. Таковы «тепкинские слои» К. В. Курдюкова (1962а), вскрытые на 15—40 м в основании возв. Тепки (Иссык-Кульская впадина) и содержащие остатки *Dicerorhinus cf. etruscus*, *Rhinocerotidae* gen.?, *Cervus elaphus*, *Archidiskodon Wüsti*, *Palaeoloxodon turkmenicus*, которые характерны для тираспольского комплекса Европы или кошкуранского комплекса Казахстана (Курдюков, 1962а; Беляева, Курдюков, 1963; Талипов, Королев, 1970). Тепкинский комплекс отвечает нанайскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Джергаланский макрокомплекс объединяет отложения двух региональных террас и ледниковые отложения двух самостоятельных оледенений, образующие ранний и поздний комплексы. Морены раннеджергаланского комплекса характеризуют соответствующее оледенение как максимальное, во многих районах бывшее полупокровным. Второе (постмаксимальное) оледенение было преимущественно горнодолинным. Покровы террас V и IV ярусов состоят из валунно-галечного аллювия и щебнисто-суглинистого и лёссовидного материала пролювиального генезиса. В центральных частях впадин развиты песчано-глинистые аллювиально-озерные и озерные отложения. Непрерывный разрез таких отложений, залегающих с размывом и угловым несогласием на «тепкинских слоях» и объединяющих оба комплекса, вскрыт в нижней части долины Джергалан (восток Иссык-Кульской впадины). Произведенный Н. В. Макаровой (1971) анализ малакофауны вместе с результатами изучения макрофауны (Н. В. Александрова, Л. И. Турбин), а также палеоботаническими данными (Талипов, Королев, 1970; Алешинская и др., 1971) свидетельствует о том, что этот разрез включает отложения как ледниковых, так и межледниковых эпох.

Среднечетвертичный возраст их определяется присутствием в ниж-

ней половине разреза млекопитающих, соотносимых с хазарским фаунистическим комплексом (Курдюков, 1962а; Беляева, Курдюков, 1963; Талипов, Королев, 1970). Из аллювия раннеджергаланской террасы на р. Онарча (Нарынская впадина) известна находка ашельских орудий (Окладников, 1954). В Иссык-Кульской впадине суглинистый покров позднеджергаланских террас в ряде мест (долины Тоссор, Джууку, Сугетты — северная) содержит орудия позднего мустье (Костенко и др., 1970). Джергаланский макрокомплекс отвечает, очевидно, двучленному тащкентскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Тоссорский комплекс представлен отложениями низких речных террас III и II ярусов. Как и в Западном Тянь-Шане, мощность их аллювиальных галечников и щебнисто-суглинистых пролювиальных и делювиально-пролювиальных покровов заметно меньше, по сравнению со среднечетвертичными террасами. В верховьях долин повсеместно развиты морены, которые фиксируют две крупные стадии развития последнего оледенения и увязываются с двумя регионально развитыми речными террасами. В ряде мест достаточно хорошо видно, что последнее, позднелейстоценовое оледенение было единым, а современные ледники и непосредственно с ними связанные морены принадлежат последней стадии этого оледенения. Озерные и речные отложения тоссорского комплекса охарактеризованы фауной верхнепалеолитического комплекса (Талипов, Королев, 1970). К ним же приурочены отдельные находки верхнепалеолитических орудий. Тоссорский комплекс соответствует голодностепскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Токмакский комплекс представлен отложениями поймы и самых низких (I этаж) речных и озерных террас и конусов выноса, а также морен поздней стадии последнего оледенения. Их принадлежность голоцену в отдельных случаях подтверждена находками костных остатков современных животных, а также изделий неолита и более поздних культур. Токмакский комплекс соответствует сырдарьинскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

ОБЩАЯ СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ И СВОДНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

Итак, возможно достаточно детальное сопоставление разрезов кайнозоя Западного, Центрального и Северного Тянь-Шаня. Корреляция олигоцен-неогеновых ферганских моласс с молассами Таджикской депрессии, а также с молассами северных предгорных впадин была произведена ранее (Несмеянов, 1967; Несмеянов, Архангельский, 1972). Описанное выше распределение окраски тонкозернистых пород, деталей строения толщ, а также размывов и несогласий между ними свидетельствует о синхронности тектонических и климатических изменений на всей описываемой территории.

Все вышеизложенное показывает, что на фоне общего трехчленного деления разреза верхнетретичных моласс на «красноцветные», «палеоцветные», «сероцветные» отложения (в основном по окраске тонкозернистых пород) на территории всего Тянь-Шаня и даже за его пределами, удается проследить шесть более дробных стратиграфических единиц — горизонтов. Литологический состав и окраска последних в Казахстане и Тянь-Шане не всегда одинаковы, но каждый горизонт характеризуется своеобразной фауной млекопитающих (Несмеянов, Архангельский, 1972). Поэтому для обозначения этих горизонтов лучше использовать названия соответствующих фаунистических комплексов. Однако состав и стратиграфическая значимость ряда местных комплексов фауны позвоночных недостаточно выяснены. В этих случаях целесообразнее

связывать названия горизонтов с крупными местонахождениями и отступить от принимавшихся ранее наименований (Несмеянов, 1967). Изменения в названиях горизонтов, отвечающих фаунистическим комплексам Европы, обусловлены уточнением возраста соответствующих отложений.

Для трех более крупных подразделений можно сохранить термины, предложенные Б. А. Петрушевским: 1) усунская серия для «красноцветных» отложений, 2) карлукская серия для «палево- и пестроцветных» и 3) каракитайская серия для «сероцветных». Названия серий не отражают литологии слагающих их пород и не указывают на какие-либо определенные стратотипы. Следовательно, на них не скажется и некоторое, неодинаковое для разных впадин, изменение прежнего стратиграфического объема этих серий.

Усунская серия разделяется на два горизонта. Залегающие в ее основании монотонные красноцветы характеризуются так называемой индрикотериевой фауной. Это — *индрикотериевый горизонт*. Нижняя часть этого горизонта, при наличии в ней морской фауны, может обособляться в сумсарские слои. Индрикотериевая фауна характеризуется такими формами, как *Indricotherium asiaticum* Bor., *Pristinotherium breviceruiciale* Big., примитивный халикотерий *Schizotherium turgaicum* Bor., антракотерий *Hemimerix turgaicus* Bor., эквиды *Kusylkaxhippus orlovi* Gab. et Bel. и др. А. А. Борисяк (1948) считал эту фауну в основном позднеолигоценовой, а Е. И. Беляева и Б. А. Трофимов (1967) — преимущественно среднеолигоценовой. При этом следует помнить, что собственно индрикотериевая фауна характеризует лишь верхнюю часть этого горизонта. Для нижнеолигоценовых аналогов сумсарских слоев в Казахстане и Средней Азии достоверные комплексы млекопитающих не изучены, а крупные местонахождения не известны. Однако представители индрикотерийид присутствуют и ниже по разрезу. Поэтому мы вслед за В. В. Лавровым (1959) и многими другими исследователями объединяем в индрикотериевый горизонт все отложения, являющиеся более молодыми, чем ханабадские слои и чеганская свита, и более древними, чем аналоги асказансорской свиты с ее своеобразной фауной.

Верхняя пестроцветная часть усунской серии характеризуется фауной из асказансорской свиты Казахстана, где наиболее интересной формой является халикотерий *Phyllotillon betpakdalensis* (Fler.). Поэтому она может быть названа *асказансорским горизонтом*. А. А. Борисяк (1948) отмечает сходство асказансорской фауны с фауной слоев бугти Белуджистана. М. С. Кришнан сопоставляет указанные слои с нижней частью серии гадж и относит их к аквитанскому ярусу. К. В. Никифорова (1960) указывает на присутствие аквитанской флоры в стратиграфических аналогах асказансорской свиты.

Таким образом, асказансорский горизонт частично или полностью отвечает аквитанскому ярусу. Датировка последнего не однозначна. Как указывает М. Жинью (1952), аквитан по своим континентальным фациям и фауне млекопитающих несомненно должен быть отнесен еще к олигоцену, в то время как по палеогеографии своих морских осадков он ближе к миоцену. Видимо, на этом основании Е. И. Беляева и Б. А. Трофимов (1967) считают позднеолигоценовыми не только асказансорскую, но и более молодую аральскую фауны. Между тем уже во флоре асказансорской свиты много миоценовых элементов (Никифорова, 1960). В настоящее время большинство исследователей относят аквитанский ярус к миоцену, поскольку аквитанские и бурдигальские осадки зачастую не могут быть разделены и объединяются в жирондский ярус (Меннер, 1966; Коробков, 1964). В развитии Тяньшанского горного сооружения более существенный тектонический климатический рубеж отвечает не началу, а концу асказансорского этапа.

Карлукская серия делится на три горизонта. Нижний горизонт представлен зеленовато-серыми или бледно-пестроцветными отложениями. С ним в Казахстане связано три фаунистических комплекса. Наиболее древний комплекс хорошо известен по местонахождению у пос. Агыспе на северо-восточном берегу Аральского моря. Здесь наиболее интересно присутствие в составе фауны носорогов — *Paraceratherium prochorovi* (Bog.) и *Aceratherium aralense* Bog. А. А. Борисяк (1948) считал эту фауну более древней, чем асказансорская, а Е. И. Беляева и Б. А. Трофимов (1967) — несколько более молодой. Во всяком случае эти фауны близки по возрасту. Второй фаунистический комплекс этого горизонта опирается на местонахождения Кушук в Тургае, типичными представителями которого являются носороги — *Aceratherium depereti* Bog. и *Brachipotherium aurelianense* Nouel., характерные для бурдигальского яруса Франции, а также мастодонты, в числе которых *Serridentinus inopinatus* (Bog. et Bel.) имеет сходную форму в слоях бугги Белуджистана (Борисяк, 1948). Третий фаунистический комплекс — анхитериевый, среднемиоценовый, представлен местонахождениями на возвышенности Турме в Тургае и в овраге Кызыл-Булак в Северном Приаралье (Беляева, Трофимов, 1967). Опираясь на указанные местонахождения, данный горизонт назван *арало-турмейским*.

Средний горизонт карлукской серии представлен темными палеоцветными (бурыми), а в Северном Тянь-Шане и Казахстане — пестро- и красноцветными отложениями. Он содержит типичную гиппарионовую фауну и назван *гиппарионовым*. Е. И. Беляева и Б. А. Трофимов (1967), опираясь на павлодарское местонахождение, датируют гиппарионовую фауну Казахстана и Средней Азии как мэотис — понт, но указывают, что фауна из района гор Орток в Кочкорской впадине, залегающая в верхах этого горизонта, несколько моложе павлодарской. В. С. Корнилова (1966) пишет о сарматском возрасте кочкорской флоры.

Верхний горизонт карлукской серии, включающий более светлоокрашенные палеоцветные отложения, характеризует ранние этапы существования илийской фауны с гиппарионом. Данная фауна, по-видимому, отвечает «молдавскому русильону» и астию (Громов и др., 1965). На этом основании указанный горизонт назван *субастийским*. По всей вероятности он отвечает балаханскому и акчагыльскому ярусам. Присутствие акчагыльской фауны в коррелятных отложениях шахшахской свиты Кызылкумов было отмечено выше. Таким образом, карлукская серия охватывает почти весь миоцен и большую часть плиоцена.

Период формирования **каракайской серии** «сероцветных» отложений отвечает поздним этапам существования илийского фаунистического комплекса. Собранные в Фергане остатки архаичной формы южного слона и эласмотерия, близкого к кавказскому (?), позволяют считать, что эта фауна отвечает хапровскому комплексу. Позднеилийская фауна вероятно включает аналоги и таманского фаунистического комплекса (Громов и др., 1965; Бажанов, Костенко, 1962). Очевидно, верхнеилийская фауна отвечает верхнему виллафранку, а вмещающий ее горизонт может быть назван *субвиллафранкским*. Однако не исключено, что в самых верхах этого горизонта появляется и более молодая фауна кошкурганского комплекса.

Четвертичные отложения, как уже было сказано выше, включают четыре горизонта.

Аналоги нанайского макрокомплекса объединяются в *кошкурганский горизонт*, поскольку для его датировки наибольшее значение имеет фауна из района пос. Кошкурган. Кошкурганский фаунистический комплекс коррелируется с тираспольским фаунистическим комплексом (Бажанов, Костенко, 1962; Кожамкулова, 1969).

Ташкентский горизонт делится на два подгоризонта: джаргаланский и джаркутанский. С первым связаны местонахождения культур ашеля и прииртышского фаунистического комплекса с *Palaeoloxodon antiquus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus longicornis*, *Camelus knoblochi*, *Megaloceros giganteus guffi* и др. Основная часть млекопитающих этого комплекса входит в хазарский фаунистический комплекс Европы (Громов и др., 1965; Кожамкулова, 1969). Некоторые исследователи считают, что прииртышская фауна отвечает всему ташкентскому этапу (Бажанов, Костенко, 1962; Камбаридинов, 1969). Однако, джаркутанский подгоризонт датируется мустьерскими стоянками с верхнепалеолитической (ранние стадии?) фауной млекопитающих (Несмеянов, Ранов, 1971). Кроме того, с основанием покровных лёссовидных суглинков раннеджаркутанской террасы р. Зеравшан у г. Пенджикент связана разнообразная фауна позвоночных, которая относится к концу джаркутанской эпохи (Несмеянов, 1971а). По определению Б. Х. Батырова (1969), здесь присутствуют хоботные, парно- и непарнокопытные, хищные, зайцеобразные, грызуны, птицы и черепахи (всего 24 вида). Фауна в целом — верхнеплейстоценовая. Но Б. Х. Батыров считает ее среднеплейстоценовой, опираясь на присутствие в ней остатков носорога, которого он определил, как *Dicerorhinus ex gr. etruscus* — *D. mercki*. Этрусский носорог характерен для виллафранка и его сосуществование со столь молодой фауной крайне сомнительно. Носорог Мерка обычен для среднего плейстоцена, но, по В. Громовой (1965), не исключен и для верхнего, где он встречается совместно с культурой позднего мустье.

Голодностепский горизонт делится на охинский и самаркандский подгоризонты. Охинский подгоризонт датируется стоянками заключительных стадий финального мустье и начальных стадий верхнего палеолита, а также верхнепалеолитической (поздние стадии) фауной млекопитающих. На верхнепалеолитической стоянке Шугноу в Южном Таджикистане нижние (3-й, 4-ый) культурные слои, приуроченные к основанию покровной толщи охинской террасы, имеют возраст около 30 тыс. лет или несколько более (Ранов, 1970; Никонов, Ранов, 1971). Эти образования датируют начало самаркандского этапа. Завершение последнего фиксируется на Самаркандской верхнепалеолитической стоянке. Здесь к основанию покровной толщи позднеголодностепской террасы приурочены культурные слои, отвечающие второй половине верхнего палеолита в интервале 15—20 тыс. лет назад (Ранов, 1969). Эти культурные слои, по-видимому, отвечают уже началу сырдарьинского этапа.

Сырдарьинский горизонт делится на туткаульский и ходжаягонинский подгоризонты. Туткаульский подгоризонт наиболее полно датируется на стоянке Туткаул в Таджикской депрессии. Здесь к пойменным образованиям раннесырдарьинской террасы приурочен 3-й мезолитический культурный слой, возраст которого 12—13 тыс. лет назад. Основание покровных образований со 2-м культурным слоем, отвечающих началу ходжаягонинского этапа, датируется 7—8 тыс. лет назад (Ранов, Коробкова, 1971). Это хорошо согласуется с возрастом обвала кровли навеса Ак-Танги. Ходжаягонинский подгоризонт также двучленен. Как было отмечено выше, на Кайраккумской равнине в Фергане граница его подразделений имеет возраст около 2,5 тыс. лет назад.

Поскольку описанные выше серии и горизонты прослежены в наиболее полных разрезах всех крупных впадин Тянь-Шаня, они могут быть использованы в качестве унифицированных единиц межрегиональной стратиграфической шкалы новейших отложений Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

- Абузярова Р. Я. Неогеновые флоры горных районов Средней Азии и Южного Казахстана.— В кн. «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики». М., «Наука», 1966.
- Алëshинская З. В., Бондарев Л. Г., Воскресенская Т. Н., Лефлат О. Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Изд-во МГУ, 1971.
- Алферов Г. Ю., Когай Н. А., Скворцов Ю. А., Тетюхин Г. Ф., Якович Б. В. Четвертичные отложения Узбекской ССР. В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата, 1962.
- Бакун Н. Н., Вангенгейм Э. А. О возрасте бактрийской свиты юго-западной Ферганы по палеонтологическим данным.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
- Балхаматова В. Т., Липман Р. X. Микрофаунистическая характеристика палеогеновых отложений среднеазиатской части Тетиса.— Доклады советских геологов на XXII сессии МГК, пробл. 16 ж. М., «Наука», 1965.
- Батыров Б. Материалы по истории териофауны Южного Узбекистана в верхнем антропогене. Автореф. канд. дисс. Самарканд, 1969.
- Беленький Г. А., Миркамалова С. X. Палеогеография мела и палеогена Приташкенской депрессии. Л., «Недра», 1965.
- Беляева Е. И., Курдюков К. В. О новых находках ископаемых млекопитающих в Северной Киргизии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 28. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Беляева Е. И., Трофимов Б. А. Основные этапы развития фаун наземных третичных млекопитающих Азиатской части СССР. Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеогеннеогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967.
- Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих СССР.— Тр. Палеонтологического ин-та АН СССР, т. 15, вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Бузурков Д. Д. Фаунистическая характеристика и возраст ханабадских слоев Таджикской депрессии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.
- Быкова Н. К. Комплексы фораминифер морских палеогеновых отложений. «Геология СССР», т. 24, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Васильковский Н. П. Геология гор Супе-тар, Ак-бель и Ак-чоп.— Тр. Таджикостанской базы АН СССР, т. 4, Изд-во АН СССР, 1935а.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Мат-лы по геологии Средней Азии, вып. 2. Ташкент, 1935б.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Вонгаз Л. Б. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии.— Тр. ВАГТа, вып. 2, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Вялов О. С. Оligоценовые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Северного Приаралья—аналоги майкопской серии.— В кн. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Киев, «Наукова думка», 1964.
- Гликман Л. С., Ищенко В. В. Морские миоценовые отложения в Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Грамм М. Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины.— Узб. геол. журнал, 1959, № 6.
- Григоренко П. Г. Основные черты геологического развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертичном периоде.— Мат-лы по геологии кайнозоя и нов. тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе. «ИЛИМ», 1970.
- Громов В. И. и др. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии.— В кн.: «Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии». М., «Наука», 1965.
- Громова В. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М., «Наука», 1965.
- Жегалло В. И. Изучение местонахождения гиппарионовой фауны Орток.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1961.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952.
- Жуков Ю. В. О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тау (Тянь-Шань).— В кн. «Мат-лы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня». Фрунзе, «ИЛИМ», 1970.
- Ибрагимов А. X., Турдукулов А. Т. Третичные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня в северной части Киргизской ССР.— В сб. «Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии». Фрунзе, «ИЛИМ», 1966.

- Ибрагимов И. М., Талипов М. А.* К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины.— В сб.: «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Фрунзе, «ИЛИМ», 1965.
- Камбаридинов Р. К.* О сопоставлении фаунистических комплексов Средней Азии с местными стратиграфическими схемами антропогенных отложений.— Узб. геол. журнал, 1969, № 3.
- Клейнберг В. Г.* Третичная система. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы».— Тр. ВНИГРИ, вып. 110, Л., Госгеолтехиздат, 1957.
- Кожамкулова Б. С.* Антропогенная ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Корнилова В. С.* Региональные особенности миоценовых флор Северного Тянь-Шаня и их место среди синхронных флор Евразии.— В кн.: «Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии». Фрунзе, «ИЛИМ», 1966.
- Коробков И. А.* Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований.— Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.
- Корсаков Ф. П.* История тектонического развития Приташкентского района в олигоцене и неогене.— В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии». Ташкент, Изд-во Ташкент. гос. ун-та, 1965.
- Костенко Н. Н.* Континентальные кайнозойские отложения Южного Казахстана.— Науч. тр. Среднеазиатского гос. ун-та, нов. сер., в. 249, Ташкент, 1964.
- Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленков А. С.* Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана (пояснение редакторов схемы).— «К геохимии и литологии Средней Азии». Ташкент. Изд-во Ташкент. гос. ун-та, 1965.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В.* Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 27. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Костенко Н. П., Ранов В. А., Макарова Н. В.* Об использовании археологических данных в целях стратиграфии четвертичных отложений.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 36. М., «Наука», 1970.
- Крейденков Г. П., Давидзон Р. М.* К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений Таджикской депрессии.— Советская геология, 1966, № 11.
- Крылов А. Я.* Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонного метода к метаморфическим и осадочным породам.— Докл. сов. геологов на XXI сессии МКГ. Проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов В. В., Карабалаев К. К., Ибрагимов И. М.* Ископаемая наземная черепаха из Киргизии.— Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, вып. IV. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1964.
- Курдюков К. В.* Схема расчленения четвертичных отложений Северной Киргизии.— Докл. АН СССР, 1962а, т. 142, № 1.
- Курдюков К. В.* К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, вып. 20. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Лавров В. В.* Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959.
- Литвинский Б. А., Несмеянов С. А.* У древних берегов Сыр-Дарьи.— Природа, 1962, № 10.
- Литвинский Б. А., Ранов В. А.* Раскопки навеса Ак-Танги в 1961 г.— Тр. Ин-та истории АН Тадж. ССР, т. 42. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР, 1964.
- Мавлянов Г. А., Исламов А. И.* Четвертичные отложения. Приташкентский район.— «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 2. Ташкент, «ФАН», 1966.
- Макарова Н. В.* К использованию фауны моллюсков для стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня.— Ломоносовские чтения и VI научная отчетная конференция Геологического ф-та МГУ (Тезисы докл.). Изд-во МГУ, 1971.
- Макарова Р. К., Миронова Л. В.* О сопоставлении морских палеогеновых отложений Тургая, Приаралья и Средней Азии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.
- Маматкулов М. М.* К вопросу о количестве оледенений бассейна р. Сандалаш (р. Чаткал).— Докл. АН Узб. ССР, 1959, № 11.
- Меннер В. В.* К унификации стратиграфии кайнозоя.— В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии МКГ». М., «Наука», 1966.
- Минакова Н. Е.* К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений Кызылкумов.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, Л., 1964.
- Минакова Н. Е.* Палеогеновые отложения.— В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 2. Ташкент, «ФАН», 1966.
- Мишина А. В.* История формирования структуры западной части Центрального Тянь-Шаня в кайнозое. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Неймышев М. В.* Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете

- новых палеонтологических данных. В сб. «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Фрунзе, «ИЛИМ», 1965.
- Несмеянов С. А.* О методах стратификации континентальных моласс (на примере кайнозойских моласс Ферганы).— Жизнь Земли, № 3. Изд-во МГУ, 1965а.
- Несмеянов С. А.* К стратиграфии кайнозойских моласс Западной Ферганы.— В сб. «К геохимии и литологии Средней Азии». Изд. Ташкент, гос. ун-та, 1965б.
- Несмеянов С. А.* К вопросу о стратиграфических схемах четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 30. М., «Наука», 1965в.
- Несмеянов С. А.* Расчленение моласс и изменение природных условий Западного Тянь-Шаня в поздне третичную эпоху.— Жизнь Земли, № 4. Изд-во МГУ, 1967.
- Несмеянов С. А.* Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в Западном Тянь-Шане.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 36. М., «Наука», 1969.
- Несмеянов С. А.* Пенджикентская фауна млекопитающих, ее геологическая позиция и значение для стратиграфии среднеазиатского антропогена.— Ломоносовские чтения и VI научная отчетная конференция Геологического факультета МГУ. Изд-во МГУ, 1971а.
- Несмеянов С. А.* О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана.— Жизнь Земли, № 7. Изд-во МГУ, 1971б.
- Несмеянов С. А., Архангельский Д. Н.* Опыт корреляции стратиграфических схем континентальных верхнетретичных отложений Тянь-Шаня и Казахстана.— В сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», сб. 3. Изд-во МГУ, 1972.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А.* Палеолитические находки у Шахристана.— Докл. АН Тадж. ССР, 1962, т. V, № 6.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А.* О геологическом возрасте верхнепалеолитической стоянки Ходжа-Гор (Южная Фергана). Тр. Ин-та истории АН Тадж. ССР, т. 42. Душанбе, 1964.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А.* К палеогеографии мустьерских стоянок в горах Средней Азии.— Страны и народы Востока, вып. X. М., «Наука», 1971.
- Никифорова К. В.* Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 45. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Никонов А. А., Ранов В. А.* К характеристике средне-верхнеплейстоценовых отложений р. Яхсу в свете новых данных.— Докл. АН Тадж. ССР, 1971, т. XIV, № 12. Душанбе.
- Окладников А. П.* Археологические исследования в Киргизии.— Вестник АН СССР, 1954, № 9.
- Петрушевский Б. А.* Урало-Сибирская эпигердинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. И.* Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии.— Науч. тр. Среднеазиатского гос. ун-та, нов. сер., в. 249, Ташкент, 1964.
- Ранов В. А.* Самаркандская стоянка и ее место в каменном веке Средней Азии. Изв. отд. обществ. наук АН Тадж. ССР, Душанбе, 1969, № 3/58.
- Ранов В. А.* Раскопки в Дарвазе. «Коммунист Таджикистана», 1 ноября 1970. Душанбе.
- Ранов В. А., Коробкова Г. Ф.* Туткаул — многослойное поселение гиссарской культуры в Южном Таджикистане.— Советская археология, 1971, № 2.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А.* Физико-географический и геологический очерк Кайраккумов.— Тр. Ин-та истории АН Тадж. ССР, т. 33. Душанбе, 1962.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А., Конопля П. Т.* Палеолитические местонахождения в Южной Фергане.— В сб. «Древняя и раннесредневековая культура Киргизстана». Фрунзе, «ИЛИМ», 1967.
- Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1959.
- Рыжков О. А.* Новейшие и современные тектонические движения в Фергане.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Рябинин А. Н.* Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья.— Изв. Геолог. ком. 1927, т. 46, № 3.
- Садовская Н. А.* Распространение и стратиграфическое значение пыльцы и спор в кайнозойских отложениях Северо-западной Ферганы. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1954.
- Сикстель Т. А.* Растительные остатки из третичных отложений Северной Киргизии. Ташкент, Изд-во Ком. наук, Уз. ССР, 1939.
- Синицын Н. М.* Центральная часть Чаткальского хребта.— В кн.: «Геология Узбекской ССР», т. I, М.—Л., 1937.
- Скворцов Ю. А.* Четвертичные отложения.— В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 3. М.—Л., 1939.
- Скворцов Ю. А.* Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах.— Изв. Узб. фил. Всес. геогр. о-ва, т. 2(23), 1956.

- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965.
- Талипов М. А., Королева В. Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня.—Мат-лы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня». Фрунзе, «ИЛИМ», 1970.
- Тарасов С. А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины.—Мат-лы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1970.
- Тетюхин Г. Ф. К стратиграфии лёссовых пород Приташкентского района.—Уч. записки САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1960.
- Тетюхин Г. Ф. История формирования четвертичного покрова Узбекистана. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1971.
- Трофимов Б. А. Местонахождение гиппарионовой фауны в Киргизии.—Палеонтологический журнал, 1959, № 1.
- Федин Н. Ф. Об абсолютном возрасте террас низовий Сыр-Дарьи.—Изв. АН Каз. ССР, 1955, № 114, сер. геол., вып. 14.
- Чихачев П. К. Третичные отложения Северо-восточного и Центрального Таджикистана.—«Геология СССР», т. 24, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Шанцер Е. В. и др. Кайнозой центральной части Казахского щита. Изд-во МГУ, 1967.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.—Записки Всес. Географ. о-ва, т. 3. М., 1948.

У. К. АБДУНАЗАРОВ, И. А. ВОЛКОВ, И. Н. СТЕПАНОВ

РОЛЬ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА ПЛЕЙСТОЦЕНА В ФОРМИРОВАНИИ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА ПРИТАШКЕНТСКОГО РАЙОНА

Осадконакопление и рельефообразование протекает при взаимодействии двух процессов — тектонического и эрозионно-аккумулятивного. Поэтому реальное представление о рельефе и осадках той или иной территории можно получить лишь при учете влияний как тектонических движений, так и климатических колебаний. Связанное с изменениями климата перераспределение областей сноса и аккумуляции нередко внешне сходно с такими же преобразованиями, но вызванными тектоническими движениями. В связи с этим критическое разграничение климатически и тектонически обусловленных этапов седиментации и формирования рельефа приобретает особо важное значение. Однако приходится констатировать, что в последние годы исследователи Приташкентского и других районов Средней Азии сосредоточили свое внимание, в основном, на изучении лишь тектонического фактора. Между тем его объективная оценка немыслима без надлежащего учета экзогенных процессов, зависящих, в свою очередь, от глубины климатических изменений. Важен анализ отдельных климатических эпох, обусловивших активизацию сноса и аккумуляцию рыхлого материала и проявлявшихся более или менее одновременно и однообразно в различных структурно-тектонических областях.

Фактический материал, собранный нами в течение ряда лет, свидетельствует о том, что климатические колебания четвертичного периода оказывали и оказывают на эволюцию рассматриваемого региона весьма важное влияние. Совместная работа почвоведов, геологов и геоморфологов позволила выявить детали строения четвертичных толщ и рельефа, которые ранее не могли быть подмечены одним исследователем.

Влияние климата на ход событий четвертичного периода прослеживается как в речных долинах с их террасовыми уровнями, так и на прилегающих к ним горных склонах. Несмотря на различия в литогенезе долин и склонов, в обоих случаях мы находим синхронную ритмичность осадкообразования, обусловленную одной причиной — колебаниями климата.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ОСАДКОВ НА СКЛОНАХ

При осмотре террас Сырдарьи ниже устья р. Чирчик во время экскурсии Симпозиума по генезису лёссовых пород в 1969 г. было замечено резкое различие в строении террас ташкентского (Q_2) и голодностепского (Q_3) циклов. Ташкентская терраса повсеместно расчленена сложной сетью реликтовых ложбин стока; последние отсутствуют на нижерасположенной голодностепской террасе. Эти ложбины сейчас не функционируют; анализ гидрологических условий показал, что в современном сухом климате они формироваться не могут. Это дает основание полагать, что поверхность ташкентской террасы была вторично расчленена в условиях избыточного увлажнения, приведшего к образованию

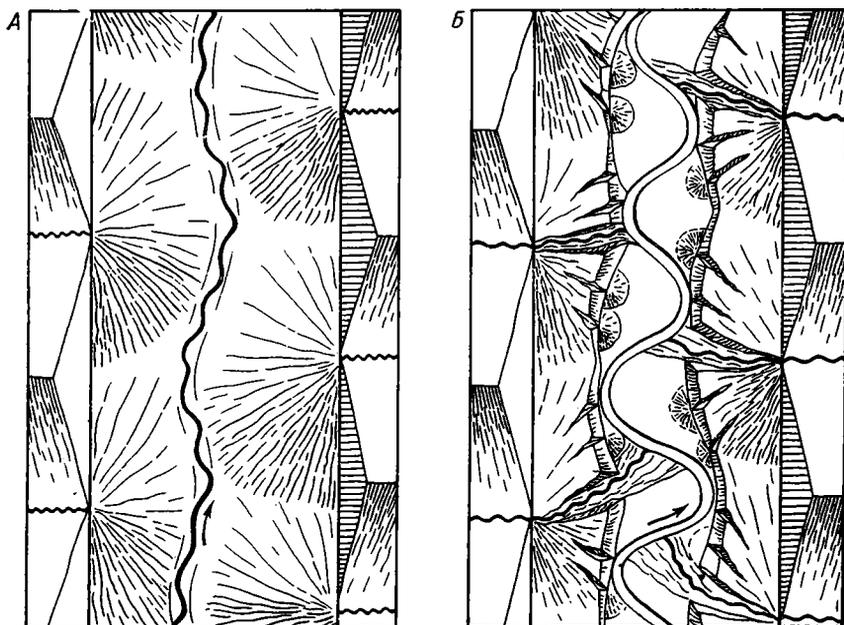


Рис. 1. Возникновение террасы и генерации конусов выноса в результате временного увеличения стока по долинам главной реки и ее притоков

А — этап слабого стока; долина главной реки загромождается наносами притоков. Б — этап обильного стока; транспортная способность потоков увеличилась, образовалась речная терраса и начали формироваться новые конусы выноса

ложбин. А. И. Москвитин (устное сообщение) предполагает участие в этом процессе вечной или сезонной мерзлоты, способствовавшей активизации поверхностного стока. Позже, когда завершался цикл образования голодностепской террасы, климат резко изменился. Он стал более аридным. Сток в пределах ташкентской террасы прекратился. В последующее время он если и проявлялся, то весьма слабо. Об этом свидетельствуют такие факты: дно суходолов, расчленяющих ташкентскую террасу, сопрягается по высотному положению с поверхностью голодностепской террасы. В пределах последней ложбины стока продолжения не имеют.

В низкогорьях Западного Тянь-Шаня, в бассейне р. Чирчик, в пределах абс. высот 800—1100 м, мы находим не менее убедительные признаки резких колебаний климата четвертичного периода.

Наиболее показательна в этом отношении ходжикентская терраса, возраст которой обычно определяется как раннеголоценовый. История ее формирования, по нашему мнению, такова. До формирования ходжикентской террасы существовал сухой климат. Сток по дну главной долины был скудным (рис. 1А). Он не в состоянии был вынести пролювиальный материал, поступающий из боковых долин и накапливавшийся в виде конусов выноса. При этом наиболее крупные конусы перекрывали главную долину почти до ее противоположного склона; если мысленно восстановить первичную поверхность этих древних конусов выноса, легко заметить, что их внешние пониженные части кулисообразно заходили друг за друга. Дно потока располагалось значительно выше современного его уровня, а также выше сформировавшейся позже поверхности ходжикентской террасы.

Последующее увлажнение климата привело к возрастанию водности рек (рис. 1, Б). Потоки мелких боковых долин прорезали конусы выноса

и стали впадать в главный водоток. Последний также врезался в толщу рыхлых наносов осевой части долины и в более древние породы. За счет выноса значительной массы аллювия вниз по течению, в горах формировалась полая эрозионная долина.

В последующую эпоху постепенное ослабление потоков, наряду с активизацией боковой эрозии, привело к заполнению аллювием этой полой эрозионной долины. В результате она расширилась, дно потока стало постепенно подниматься: сформировалась широкая поверхность аккумулятивной, реже цокольной скульптурной, ходжикентской террасы. В заключительные этапы ее развития мелкие боковые притоки начали формировать новую генерацию конусов выноса.

Новое увеличение водности потоков способствовало их эрозионной активности, углублению основного русла в тело ходжикентской террасы с образованием глубокого каньона. Река вскрыла отложенный ею ранее аллювий, пролювий, а местами и более древние коренные породы на глубину нескольких десятков метров. Обломочный материал выносился вниз по течению. В результате этого нового оживления процессов стока долины главной реки и ее крупных притоков приобрели современный облик.

Строение наносов ходжикентской террасы также ясно свидетельствует о существовании в прошлом этапов резкого увеличения и ослабления расходов речных вод, связанных с климатическими колебаниями. Так, каньон, прорезающий тело ходжикентской террасы, лишь изредка и на ограниченном протяжении обнажает коренные породы. Чаще всего он целиком выработан в толще древних речных и пролювиальных отложений значительной мощности. Это свидетельствует, что в некоторые эпохи четвертичного периода русло главной реки располагалось ниже его современного положения, т. е. ее долина была несколько переуглублена. В заключительный этап формирования этой террасы, наоборот, отложилась толща аллювия и пролювия, под которой оказалась погребена древняя долина. Погребение переуглубленной долины, вероятно, не связано непосредственно только с этапом формирования ходжикентской террасы. Тем не менее ясно, что в заключительный этап накопления аллювия ходжикентской террасы русла главной реки и ее притоков располагались на десятки метров выше их современного положения, а существовавшие ранее переуглубленные долины были погребены.

Изменения высотного положения древнего русла Чаткала по отношению к современному хорошо прослеживаются в каньоне, выработанном Чаткалом в ходжикентской террасе (рис. 2). В одном из разрезов близ пос. Бричмулла (в 4 км выше устья р. Коксу) обнажены следующие слои (от современных к более древним):

1. Аллювий современного русла и поймы р. Чаткал, представленный окатанной галькой и валунами. Максимальная высота поймы — 3 м.
2. Аллювий I надпойменной террасы, имеющей высоту 5—7 м. Преобладает хорошо окатанный галечник, местами покрытый слоем гравия и песка толщиной до 2 м.
3. Лёссовидный суглинок и аллювий ходжикентской террасы. Суглинок желтовато-серого цвета, содержит местами примесь неокатанного щебня, образует сплошной чехол. Аллювий представлен различно окатанной галькой и валунами. Последние образуют неодинаковой мощности прослой в основании и нижней части толщи. Сильно выветрелые валунов мало. Основание слоя повсюду резкое.
4. Мощная толща конгломерата из гальки, щебня и валунов сцементирована песчано-глинисто-карбонатным веществом, делится четко на две части: верхнюю — пролювиальную и нижнюю — речную.

Верхняя толща состоит из щебня и нескатанных валунов. Ясная слоистость полого падающая вправо от реки, к склону долины. В этом же направлении понижается и поверхность основания пролювия. Это осадки древнего конуса выноса одного из левых притоков Чаткала; до начала формирования ходжикентской террасы основание этого

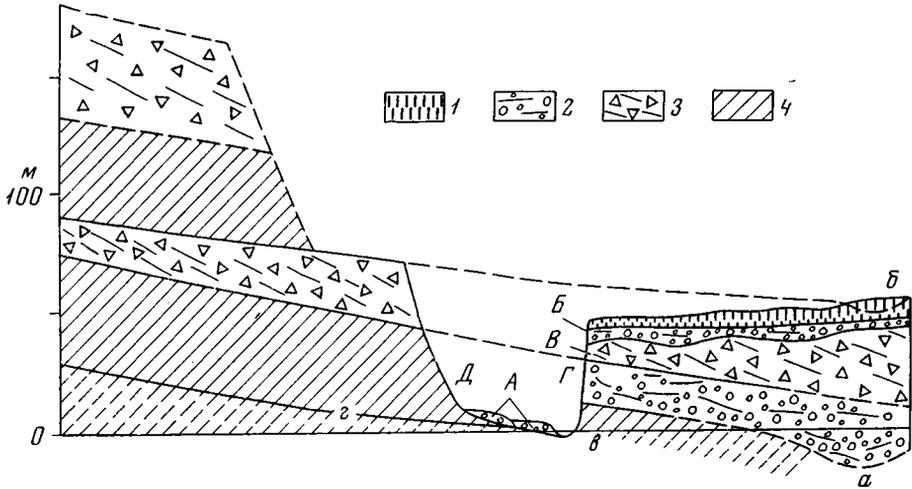


Рис. 2. Разрез ходжикентской террасы Чаткала в 4 км выше пос. Бричмулла

А — осадки поймы и I надпойменной террасы; Б — осадки ходжикентской террасы; В — пролювий древнего конуса выноса левого притока Чаткала; Г — древний аллювий Чаткала; Д — третичные дислоцированные породы: 1 — лёсс и лёссовидные отложения; 2 — аллювиальный галечник; 3 — щебнистый пролювий; 4 — красный параллельнослоистый суглинок

а — положение русла Чаткала во время отложения древнего аллювия; б — то же, во время завершения формирования древнего конуса выноса; в — современное русло Чаткала; г — дно левого притока Чаткала, прорезавшего отложенный ранее собственный конус выноса

конуса располагалось намного правее современного каньона. На это указывает положение поверхности конуса и особенности залегания пролювия.

Нижняя толща состоит из хорошо окатанных русловых валунов размером 10—40 см. Очень много сильно выветрелых валунов, разрушение которых, естественно, произошло после отложения аллювия. Следовательно, рассматриваемая толща значительно древнее, чем нижняя аллювиальная часть слоя Б. Основание толщи конгломератов резкое и слабо наклонено от реки в сторону правого склона долины, что свидетельствует о гипсометрически более низком положении древнего русла р. Чаткал по сравнению с его современным уровнем, а также о том, что оно располагалось значительно правее, чем теперь.

5. Дислоцированная параллельно-слоистая толща красных суглинков и глин. Она слагает нижние части склонов долины, дно и левый склон каньона за пределами древнего конуса выноса. Первоначальная горизонтальная слоистость толщи наклонена под углом 10—15° влево от долины. Это свидетельствует о том, что район относительно максимального неотектонического погружения располагался левее р. Чаткал. Таким образом, долина реки находится на территории крыла синклинальной складки. Наклон древних речных отложений и перекрывающего их аллювия первичный, так как ось синклинали расположена левее русла.

Строение разреза показывает, что накопление конгломератов и галечников в долине р. Чаткал протекало в условиях резко изменчивого стока реки, а само русло в связи с этим испытывало весьма существенные перемещения вниз и особенно вверх от его современного высотного положения.

Ясные следы неоднократного чередования этапов иссушения и увлажнения климата видны не только в строении отложений и рельефа нижних частей долин, но и в пределах более высоких склонов и плоских водоразделов. Здесь широко распространены лёссовидные отложения. Строение их изучалось нами в Бричмуллинской впадине. Эти отложения покровно залегают на разных по возрасту и генезису формах рельефа и имеют своеобразное строение: чередуются хорошо оструктуренные, относительно тяжелые по механическому (гранулометрическому) составу

слабо пористые погребенные почвы с бесструктурными, более легкими, высокопористыми суглинками.

Толща лёссовидных отложений налегает на породы различного генезиса и возраста (палеозойские, мезозойские и третичные скальные породы, четвертичные конгломераты, галечники и т. д.). Лёссовидные чехлы наиболее широко распространены на плоских водоразделах, сложенных породами мела и неогена. Именно здесь наиболее четко выражено чередование лёссовидных суглинков с древними погребенными почвами. Важное место в условиях залегания наиболее молодых горизонтов лёссовидных отложений принадлежит также экспозиции склонов. На склонах северной и западной экспозиции общая мощность чехла лёссовидных отложений обычно меньше, чем на склонах южной и восточной экспозиции, где развиты мощные ритмичнослойные толщи. На пологих (до 15°) склонах, обрамляющих впадину, и на выровненных участках вторичных водоразделов, мощность лёссовидного покрова с прослоями почв максимальная (25—30 м), на склонах круче 15° она обычно сокращается до 5—10 м.

Изучение около 100 глубоких шурфов, пройденных на склонах и водоразделах по поперечным профилям, а также крупномасштабное картирование четвертичных отложений показали, что лёссовидные толщи района Бричмуллинской впадины по своей стратификации сходны с лёссовыми толщами Европейской части СССР. Они состоят из чередующихся погребенных почв и горизонтов суглинков со слабыми признаками почвообразования. Погребенные почвы и разделяющие их суглинки обычно облекают неровности древнего рельефа. На склонах весь чехол и отдельные его горизонты залегают покровно, более или менее параллельно поверхности склонов. Почвы и суглинки различного возраста обладают некоторыми своеобразными особенностями строения. Это позволило произвести сопоставление отдельных разрезов толщи лёссовидных отложений и выявить регионально развитые разновозрастные горизонты. Для удобства стратиграфического расчленения разновременным почвам было дано наименование от современной к более древним заглавными буквами латинского алфавита (*A, B, C, D, E* и *F*). Разделяющие их горизонты суглинка были обозначены соответственно малыми буквами (*a, b, c, d, e, f*).

Мощность погребенных почв 1—4 м. Почвы одного и того же возраста имеют одну и ту же окраску: от коричневой у молодых, до буроватой — у древних. Водопроницаемость их значительно более высокая, чем у суглинков. Почвы имеют четко выраженную ореховатую структуру, орешки слабо пористые, водопрочные. Генетические горизонты обычно не сохраняются, так как материал почвы после ее образования переотлагался. Верхние и нижние контакты почв с суглинками нечеткие, местами со следами размывов. Часто, особенно в нижних лёссовидных толщах (Q_I , Q_{II} , реже Q_{III}), между почвой и суглинком прослеживается шоховый горизонт — плотный карбонатный осадок, свидетель быллого гунтового переувлажнения почв. Содержание в почвах общего гумуса 0,3—0,4%, CO_2 карбонатов — 7—10%. По механическому составу древние почвы — тяжелые суглинки, а разделяющие их лёссовидные породы — средние суглинки. Почвы, как и суглинки, имеют в составе поглощенных оснований до 50% магния, местами в бывших обширных впадинах они ритмично засолены. При этом максимальная величина плотного остатка не превышает 0,9%. Почвы не содержат конкреций (кроме почвы «E»).

Суглинки, разделяющие погребенные почвы, имеют мощность 1—3 м, для них характерны палево-серый цвет, высокая пористость, пылеватость, более легкий механический состав, повышенное содержание карбонатов, меньшая по сравнению с почвами водопрочность, отсутствие ясно выраженной структуры.

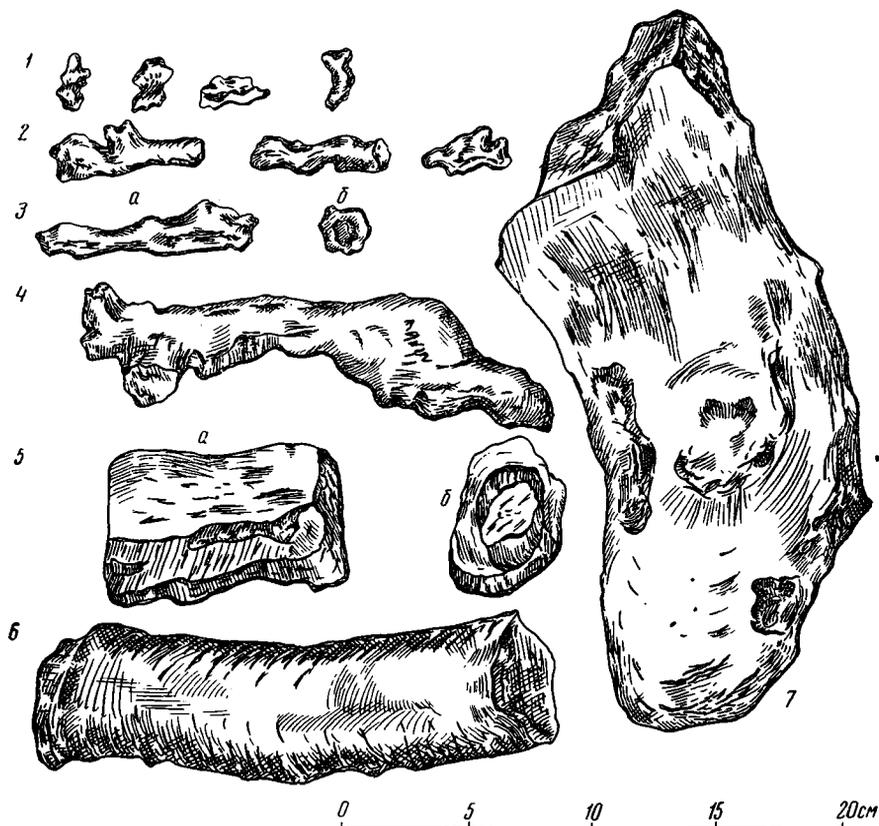


Рис. 3. Карбонатные конкреции — диагностические показатели разновозрастных суглинков и почв в лёссовидных толщах Западного Тянь-Шаня

1 — журавчики из суглинков «а»; 2 — куколки из суглинков «с»; 3 — трубочки из суглинков «d»: а — общий вид, б — поперечный срез; 4 — крупные дендройды из почвы «Е»; 5 — погремыши из суглинков «е»: а — общий вид, б — поперечный срез; 6, 7 — конкреции из суглинков, лежащих на контакте нижнечетвертичных и плиоценовых отложений

Каждый суглинистый горизонт обладает своеобразными, присущими только ему формами и размерами карбонатных конкреций. Суглинки «а», подстилающие современную почву, конкреций не имеют. Карбонаты здесь растворены в виде мучнистой массы по всей толще. В суглинках «в» они представлены мелкими (1—3 см) дендровидными журавчиками, в суглинках «с» конкреции имеют форму куколок, в суглинках «d» — трубочек, полых внутри, в почве «Е» — крупные, размером до 10—15 см, сплюснутые, дендровидные, в суглинках «е» — продолговато-круглые с полостью, внутри которой находятся круглые ядра, их диаметр 5—7 см, длина 10 см. Конкреции плиоценовых отложений отличаются большими размерами: длина 20 см, диаметр более 5 см, все они массивные, слитые (рис. 3). По данным палеонтологических, археологических и палеомагнитных определений возраст толщ, содержащих конкреции, определяется от голоцена до среднего плейстоцена включительно. Нижняя граница не определена достаточно четко. Уменьшение размеров конкреций по мере перехода от древних к более молодым горизонтам, вероятно, связано с прогрессирующим понижением естественной увлажненности территории, на фоне которой периодически возникали вспышки повышения количества атмосферных осадков.

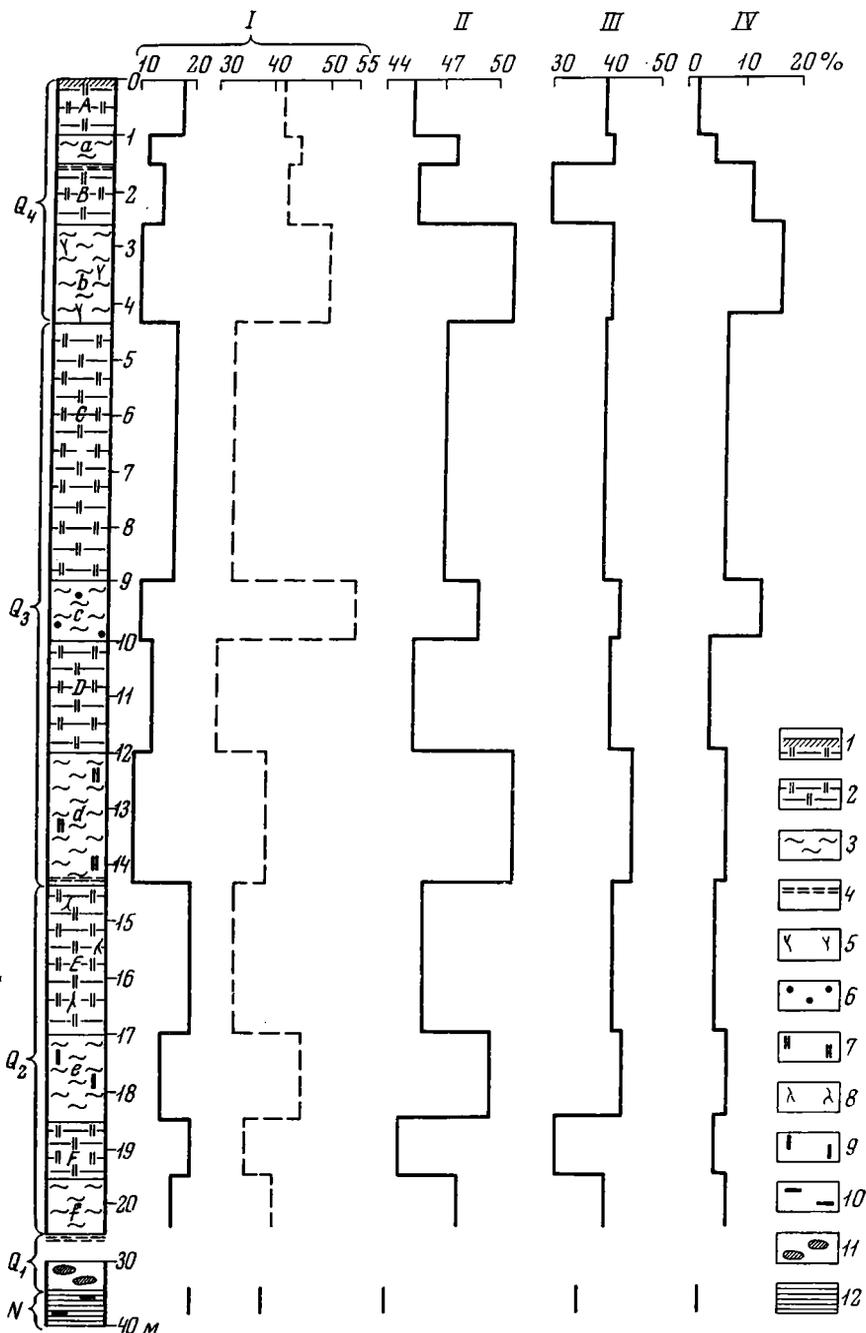


Рис. 4. Сводный литологический разрез четвертичной толщи на склонах Бричмуллинской впадины (Западный Тянь-Шань)

1 — современная почва; 2 — погребенные почвы; 3 — суглинки, разделяющие погребенные почвы; 4 — шоховые горизонты, плотные, карбонатные; 5—10 — карбонатные конкреции: из суглинков «a» (5), «c» (6), «d» (7), из почвы «E» (8), из суглинков «e» (9), из нижнечетвертичных — плиоценовых отложений (10); 11 — конгломераты; 12 — красноцветы неогена. I — содержание илстой фракции (частиц диаметром менее 0,001 мм — сплошная линия) и содержание крупной пыли (частиц размером 0,05—0,01 мм — пунктирная линия); II — пористость, %; III — содержание кварца, %; IV — содержание слюды (биотита и мусковита), %

Изучение почв и разделяющих их горизонтов суглинков показало, что эти образования обладают различными особенностями состава, структуры и текстуры. Как видно на рис. 4, современные и древние почвы характеризуются относительно высоким (16—20%) содержанием илистой (т. е. частиц диаметром менее 0,001 мм) фракции, сравнительно низким (30—35, в молодых — до 40%) содержанием пылевой (частиц диаметром 0,05—0,01 мм) фракции, кварца (около 40%, в более древних — до 30%), слюды (3—4%). Лёссовидные суглинки отличаются более низким (менее 16%) содержанием илистой фракции и относительно высоким содержанием пылевой фракции (до 50%). Пористость увеличивается до 50%, содержание кварца и слюды также высокое (кварца — до 44%, слюды — около 5%, в относительно молодых — до 10—15%).

Эти особенности состава и строения отражают различия климатической обстановки времени образования почв и горизонтов лёссовидных суглинков. Почвы формировались во влажные эпохи, которые характеризовались автоморфным увлажнением, отсутствием резких перепадов температур и общей активизацией био- и геохимических процессов. Суглинки же накапливались в условиях неустойчивого попеременно влажного и сухого климата, при котором почвообразовательные процессы имели слабое развитие, а накопление мелкозема происходило весьма активно.

Аналитические данные полностью подтвердили произведенное в полевых условиях морфологическое расчленение лёссовидных толщ. Эти толщи действительно состоят из древних почв и горизонтов суглинков, которые достаточно определенно отличаются друг от друга по составу и строению. Эти различия настолько существенны, что по тем или иным признакам любая из выделенных погребенных почв и любой горизонт суглинка могут быть прослежены не только непосредственно в пределах изучаемого района, но и в других районах Западного Тянь-Шаня и Средней Азии. В связи с этим дальнейшее всестороннее изучение стратификации лёссовидных толщ следует рассматривать как важнейшую проблему стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Средней Азии.

Итак, геоморфологические, геологические и палеопедологические данные свидетельствуют о формировании рельефа и осадков Приташкентского района в условиях неоднократных глубоких изменений климата плейстоцена, протекавших на фоне общего тектонического поднятия. В сухие эпохи происходило общее замедление выноса обломочного материала за пределы гор. В мелких долинах накапливались гравитационные, делювиально-пролювиальные осадки, крупные долины заполнялись пролювием, аллювием и иными рыхлыми осадками, русла поднимались вверх. На горных склонах и иных древних формах рельефа отлагался очередной покров лёссов и лёссовидных мелкоземистых отложений. Во влажные эпохи эрозионная и транспортная способность рек резко усиливалась, в связи с этим существенно возрастал и вынос материала за пределы гор. Русла углублялись в ранее отложенные осадки, на склонах формировался мощный почвенный покров лесостепного характера. Активизировались оползневые и иные склоновые процессы.

Проведенные исследования показали, что весьма существенные особенности строения толщи четвертичных отложений и рельефа Приташкентского района возникли в результате климатически обусловленной неравномерности процессов денудации, переноса и аккумуляции материала. Только всесторонний учет влияния этих колебаний климата может привести исследователя к реальной оценке роли эндогенных и экзогенных факторов в эволюции рельефа гор Средней Азии и примыкающих к ним равнин.

А. К. МАРКОВА

**ДАННЫЕ ПО МОРФОЛОГИИ ЗУБОВ
ИСКОПАЕМЫХ ПЕСТРУШЕК RODENTIA MISCOTINAE
(НА ПРИМЕРЕ НАХОДОК ИЗ ПРИДНЕПРОВЬЯ)**

Уже давно в целях стратиграфии применяются данные по ископаемым мелким млекопитающим, главным образом отряда грызунов (Rodentia). Наиболее перспективны в этом отношении представители семейства хомякообразных (Cricetidae), которые эволюционировали наиболее интенсивно. Особенно значительные изменения, выразившиеся в образовании новых видов, заместивших старые, наблюдаются у пеструшек (Когтос, 1938; Kretzoi, 1956; Шевченко, 1965а, б; Громов, 1959, 1967; Ербаева, 1970). В ряде работ эти изменения подвергаются детальному анализу (Зажигин, 1969а, б), а также приводятся сведения, касающиеся внутривидовых вариаций строения жевательной поверхности зубов пеструшек (Агаджанян, 1971).

В распоряжении автора имелись материалы из пяти местонахождений Приднепровья, приуроченных главным образом к аллювиальным отложениям террас Днепра.

Прежде чем перейти непосредственно к анализу жевательной поверхности зубов пеструшек из этих местонахождений, нам представляется целесообразным в краткой форме рассмотреть видовой состав мелких млекопитающих, а также их условия залегания. Это позволит разграничить возможности использования в стратиграфических целях всего состава фауны мелких млекопитающих и собственно остатков ископаемых пеструшек.

В бассейне Нижнего и Среднего Днепра распространена так называемая новохарьковская (по Д. П. Назаренко), остапьевская (по Н. Д. Дмитриеву) или кайрская (по И. Г. Пидопличко и Г. И. Молявко) терраса. Возраст этой террасы трактуется по-разному — от плиоцена до начала плейстоцена. Отложения новохарьковской террасы хорошо прослеживаются на левобережье Нижнего Днепра в обрывах к Каховскому водохранилищу. Находки ископаемой фауны млекопитающих из отложений этой террасы известны из разреза у с. Каиры (Пидопличко, Молявко, 1952; Пидопличко, Топачевский, 1962), а также — севернее, у с. Карай-Дубина (Васильев и Александрова, 1965).

В 1971 г. мы также проводили промывку аллювиальных отложений террасы у с. Карай-Дубина, залегающих на плиоценовых известняках под мощной толщей лёссов с горизонтами ископаемых почв. Из этих отложений, представленных пачкой косослоистых разнозернистых песков, было получено большое количество остатков мелких млекопитающих, главным образом грызунов (табл. 1)¹.

Видовой состав карай-дубинских находок, характеризующийся малым количеством корнезубых полевок рода *Mitomys* и архаичной некорнезубой цементной полёвки *Allorhaimys plioaenicus*, высоким содержанием полевок рода *Pitymys* и древних пеструшек рода *Prolagurus*,

¹ Определение фаунистических остатков проводилось при консультации А. К. Агаджаняна.

Состав фауны мелких млекопитающих из местонахождений Приднестровья

Род и вид	Карай-Ду- бна	Чиги- рин	Гуьнки			Прилу- ки	Арапо- вичи
			ниж. слой	сред. слой	верх. слой		
Insectivora:							
<i>Sorex praearaneus</i> Kormos *				+			
<i>Sorex</i> sp	+	+	+				
<i>Desmana termalis</i> Topacevski **	+						
<i>Desmana</i> sp.		+					
Lagomorpha:							
<i>Ochotona</i> sp.		+					
<i>Lepus</i> sp.		+					
Rodentia:							
<i>Marmota</i> sp.		+					+
<i>Citellus</i> sp.	+	+		+	+	+	+
Castoridae gen.		+					
<i>Sicista</i> sp.			+				
<i>Allactaga ex. gr. jaculus</i> Pall	+	+		+	+		
<i>Allactaga jaculus</i> Pall							+
<i>Spalax cf. minor</i> Topacevski	+	+		+			
<i>Spalax</i> sp.					+		
<i>Cricetus</i> sp.	+	+		+			
<i>Mimomys intermedius</i> Hinton	+						
<i>Clethrionomys</i> sp.	+	+					
<i>Dicrostonyx torquatus</i> Pall							+
<i>Lagurus (Lagurodon) praepannonicus</i> Topacevski	+						
<i>Lagurus (Lagurodon) arankae</i> Kretzoi	+						
<i>L. (Prolagurus) pannonicus</i> Kormos	+						
<i>L. (Prolagurus) posterius</i> Zazhigin	+						
<i>L. (Lagurus) cf. transiens</i> Janossy	+	+		+		+	+
<i>L. (Lagurus) cf. lagurus</i> Pall.		+		+	+	+	+
<i>Eolagurus simplicidens</i> Young	+						
<i>E. praeluteus</i> Schev.		+		+			
<i>Allophaiomys pliocaenicus</i> Kormos	+						
<i>Arvicola cf. terrestris</i> Lacep		+	+	+	+		
<i>Pitymys ex gr. hintoni</i> Kretzoi-gre- galoides Hinton	+	+					
<i>Pitymys arvaloides</i> Hinton		+					
<i>Microtus (Stenocranius) gregalis</i> Pall		+		+	+	+	+
<i>M. ex gr. arvalis</i> Pall			+	+			
<i>M. arvalis</i> Pall		+			+		
<i>M. ex gr. oeconomys</i> Pall	+						
<i>M. oeconomys</i>		+		+	+		
<i>M. sp.</i>	+	+		+			

* Определение В. А. Межжерина.

** Определение В. А. Топащевского.

позволяет сопоставить их с тираспольским фаунистическим комплексом. Фауна грызунов из нижнего слоя стратотипического разреза тираспольского фаунистического комплекса (аллювий V террасы Днестра, у г. Тирасполь), по-видимому, несколько моложе карай-дубинской, т. к. в ней Л. П. Александровой не обнаружена вымершая некорнезубая полевка *Allorhainomys rioucaenicus*. Довольно близка по видовому составу карай-дубинская фауна к фауне мелких млекопитающих из разреза у г. Петропавловска, которую относят к раннетираспольской (Агаджанян, 1972). Соотношение корнезубых и некорнезубых полевок позволяет считать карай-дубинскую фауну более молодой, чем петропавловскую. (Для петропавловской фауны это соотношение равно 39,5% к 60,5%, а для карай-дубинской — 2,3% к 97,7%).

В 1970 г. автором производились промывки древних аллювиальных отложений, выходящих в основании разреза, расположенного у г. Чигирин. Это местонахождение ископаемых мелких млекопитающих было обнаружено старшим научным сотрудником Института геологических наук АН УССР А. И. Шевченко. Наши работы на этом разрезе были начаты по ее рекомендации.

Разрез находится в старом карьере кирпичного завода, вскрывающего террасовидную поверхность, распространенную на левом берегу р. Сокировка (приток р. Тясмин). В стенках карьера прослеживается мощная серия лёссовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв, разделенная мореной днепровского времени. Под этой толщей залегает пачка диагонально слоистых аллювиальных песков, из которых было получено около 550 определенных остатков мелких млекопитающих (см. табл. 1). Исходя из стратиграфического положения аллювия относительно морены и подморенных горизонтов лёссов и ископаемых почв можно предположить, что в разрезе у г. Чигирин вскрываются отложения IV надпойменной никопольской террасы, отложения которой Г. И. Горецкий относит к нижнему плейстоцену (Горецкий, 1970).

Близкая по видовому составу фауна мелких млекопитающих была обнаружена в разрезе у с. Гуньки, расположенного на правом берегу р. Псёл. Этот разрез широко известен в литературе (Соболев, 1946; Дмитриев, 1956, и др.). В последние годы он комплексно изучался группой сотрудников Института географии АН СССР под руководством А. А. Величко. Работы на этом разрезе мы проводили в 1970—1971 гг.

В обрыве правого берега р. Псёл и в выходящем к реке овраге вскрываются отложения гуньковской (по Н. Д. Дмитриеву) или эквивалентной (по Д. Н. Соболеву) террасы. Покровные отложения этой террасы представлены надморенными и подморенными лёссовидными суглинками с ископаемыми почвами. Ниже, в виде маломощной линзы, расширяющейся к устью оврага, залегают пески, в которых обнаружено небольшое количество остатков ископаемых грызунов (см. табл. 1, Гуньки, верхний слой).

Непосредственно под песками выходят зеленоватые, насыщенные раковинами моллюсков, суглинки. Эти отложения также прослеживаются в виде линзы, мощность которой увеличивается по направлению к устью оврага. К ним приурочено основное количество находок ископаемых мелких млекопитающих (см. табл. 1, Гуньки, средний слой).

Большое количество остатков ископаемых мелких млекопитающих встречено в отложениях типа гиттии, залегающих под суглинками. Из этого слоя были определены 4 вида мелких млекопитающих (см. табл. 1, Гуньки, нижний слой).

Как можно видеть по данным таблицы 1, чигиринская и гуньковская фауны близки по видовому составу и характеризуются отсутствием корнезубых полевок рода *Mitomys*. В целом эти фауны по составу родов

близки к современной. Положение костеносных горизонтов в этих разрезах свидетельствует о том, что они сформировались задолго до днепровского оледенения. Эти фауны пока не имеют близких аналогов. По видовому составу они сопоставимы с фауной мелких млекопитающих из разреза Черный Яр, расположенного на Нижней Волге (Александрова, 1965), который является стратотипом хазарского фаунистического комплекса. По мнению А. И. Шевченко (1965б) фауну, обнаруженную в разрезе у с. Черный Яр в хазарских (черноярских по Л. П. Александровой) слоях, следует относить к самому началу среднего плейстоцена.

Небольшое количество остатков ископаемых грызунов было обнаружено в разрезе у г. Прилуки. Разрез расположен на правом берегу р. Удай, в карьере кирпичного завода. Он изучался многими исследователями (Москвитин, 1933; Соболев, 1946; Величко, 1961; Веклич и др., 1969 и др.). В стенке карьера кирпичного завода вскрывается мощная серия лёссов, разделенных мореной днепровского оледенения. Над мореной, в толще лёссовидных суглинков прослеживаются две ископаемые почвы. Ниже морены — три ископаемые почвы. Костные остатки были обнаружены в мелкозернистых светло-серых песках, залегающих под первой подморенной почвой (см. табл. 1). В этом слое отмечается большое количество кротовин, заполненных материалом из вышележащей почвы. Костные остатки, по-видимому, происходят именно из кротовин и, таким образом, относятся ко времени существования первой доднепровской почвы. На это указывает прежде всего хорошая сортированность песчаной толщи, отсутствие в ней прослоев грубозернистого песка, в которых обычно концентрируются костные остатки. Кроме того, все кости получены из одной промывки, а затем, несмотря на большое количество промытого материала, остатки мелких млекопитающих не были встречены.

Обнаруженные остатки мелких млекопитающих по видовому составу можно сопоставить с фауной из разрезов Гуньки и Чигирин. Таким образом, в нашем распоряжении имеются три близких по видовому составу местонахождения, находящихся в сходных стратиграфических условиях.

Наиболее молодая фауна получена из разреза у с. Араповичи, расположенного на правом берегу р. Десна, близ г. Новгород-Северский. Этот разрез широко известен в литературе и является одним из опорных лёссовых разрезов Русской равнины (Величко, 1961). Нами работы на этом разрезе проводились в 1967, 1970 гг.

В обрыве к р. Десна вскрываются отложения, представленные в верхней части мощной толщей лёссов с двумя ископаемыми почвами, залегающими на морене днепровского времени. Ниже выходят флювиогляциальные отложения. Костные остатки обнаружены в верхней ископаемой почве, сопоставляемой с брянским межстадиалом валдайского оледенения (Величко, 1961). Они происходят из кротовин, что свидетельствует о неперееотложенном залегании.

Видовой состав фауны из разреза Араповичи характеризуется наличием, с одной стороны, типично степных видов, которые составляют абсолютное большинство, а, с другой стороны, находкой остатков представителя тундры — копытного лемминга. Такое «смешение» видов разных природных зон характерно для фауны второй половины верхнего плейстоцена. Четкое стратиграфическое положение местонахождения в разрезе также свидетельствует о принадлежности его к этому периоду.

Таким образом, основываясь на видовом составе, а также на геологическом положении местонахождений мелких млекопитающих Приднепровья, удаётся с определённой отчётливостью заведомо древние мес-

тонахождения, содержащие вымершие роды и виды, а также наиболее молодые. При датировании близких в возрастном отношении местонахождений (в данном случае Чигирин, Гуньки и Прилуки) видовых определений становится недостаточно. Предложенный А. К. Агаджаняном метод выделения преобладающих морфотипов жевательной поверхности зубов лагурид внутри одного вида позволяет во многих случаях уточнить представления о возрасте того или иного местонахождения. Из всего многообразия передних коренных зубов пеструшек линии *Lagurodon*—*Prolagurus*—*Lagurus* им было выделено 9 основных типов строения, отличающихся качественным признаком (рис. 1, морфотипы I, II, III, VI—XI). Эти подразделения послужили основой при нашей работе.

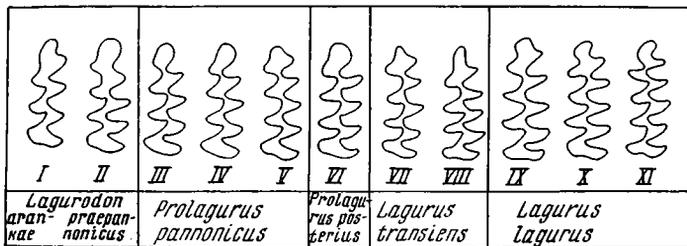


Рис. 1. Строение жевательной поверхности M_1 ископаемых пеструшек линии *Lagurodon* — *Prolagurus* — *Lagurus*

Морфотипы I—III, VI—XI даются по А. К. Агаджаняну

Остатки пеструшек из всех изученных местонахождений мы подвергли тщательному анализу с целью определения не только их видовой принадлежности, но также и выявления основных морфотипов жевательной поверхности внутри одного вида.

Наиболее древняя фауна и, соответственно, и остатки лагурид, была обнаружена у с. Карай-Дубина (табл. 2).

В этом местонахождении обнаружено несколько видов пеструшек родов *Lagurodon* и *Prolagurus*: *L. praerannonicus*, *L. arankaе*, *P. rannonicus* и *P. posterius*, а также небольшое количество остатков пеструшек рода *Lagurus* — *L. transiens* (рис. 2). Основная часть остатков относится к виду *P. rannonicus*. Виды *L. praerannonicus* (рис. 2, 1), *L. arankaе* (рис. 2, 2), *L. transiens* (рис. 2, 21) представлены каждый одним экземпляром. В таблице 2 приведены морфометрические данные передних коренных зубов пеструшек.

Размеры зубов всех видов пеструшек, обнаруженных в разрезе у с. Карай-Дубина, невелики. Их длина колеблется в пределах от 1,85 до 2,65 мм. Строение жевательной поверхности передних коренных зубов довольно изменчиво. Особенно легко наблюдать эту изменчивость у видов, представленных в этом местонахождении большим количеством остатков — *P. rannonicus* и *P. posterius*. Так, по строению параконидного комплекса M_1 *P. rannonicus* можно выделить по меньшей мере три морфотипа. У большинства M_1 *P. rannonicus* передний отдел параконида близок по форме к эллипсу (рис. 2, 3—7). Значительная часть M_1 имеет на передней непарной петле с наружной стороны едва заметный входящий угол (рис. 2, 8—12). У десяти M_1 передний отдел напоминает по форме соответствующую часть зуба *Lagurus transiens* (рис. 2, 12—14). Однако M_1 *P. rannonicus* отличаются от M_1 *L. transiens* «питимисным» расположением призм в основании параконида.

Наш материал не позволяет судить о стратиграфическом значении основных морфотипов M_1 *P. rannonicus*. Однако можно предположить,

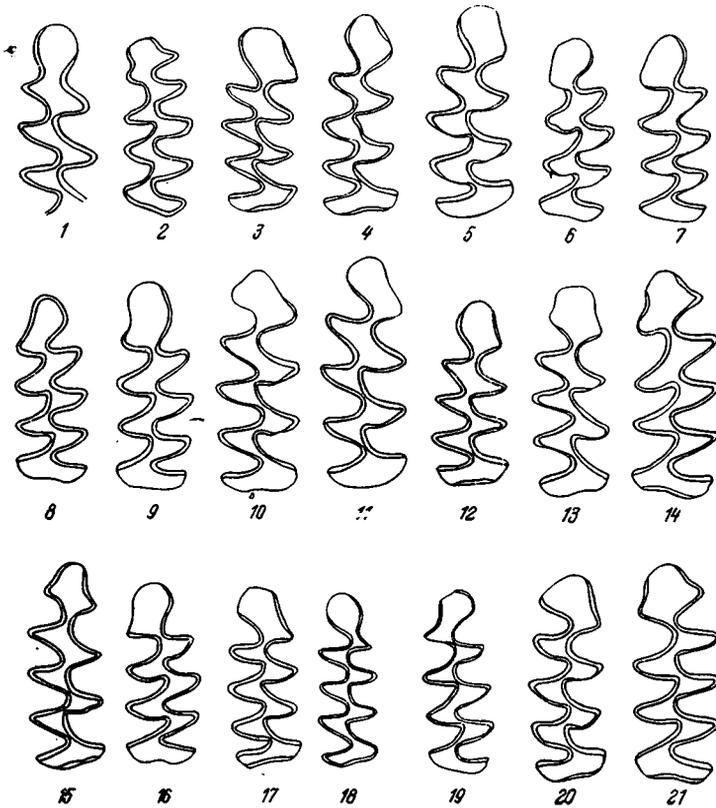


Рис. 2. Строение жевательной поверхности M_1 ископаемых пеструшек из разреза у с. Карай-Дубина

1 — *Lagurodon praeparannonicus*; 2 — *L. arankaе*; 3 — 15 — *Prolagurus pannonicus*; 16 — 20 — *P. posterius*; 21 — *Lagurus transiens*

что для близких по возрасту местонахождений преобладающий морфотип M_1 этого вида будет довольно показателен. По-видимому, наиболее примитивный морфотип (рис. 2, 3—7) будет характерен для более древних местонахождений, а M_1 с параконидом более сложного строения,

Размеры коренных зубов пеструшек

Вид, морфотип	Длина M_1				Ширина M_1			
	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n
<i>Lagurodon praeparannonicus</i> I	2,25	—	—	1	0,90	—	—	1
<i>Lagurodon arankaе</i> II	2,10	—	—	1	0,80	—	—	1
<i>Prolagurus pannonicus</i>	2,29	2,65	2,05	9	0,83	0,95	0,70	13
	2,29	2,65	1,85	40	0,88	1,10	0,75	49
	2,32	2,65	2,15	17	0,81	0,90	0,75	17
<i>Prolagurus posterius</i>	2,29	2,50	2,00	18	0,83	0,95	0,70	18
	2,25	—	—	1	0,90	—	—	1
<i>Lagurus transiens</i> VII	2,25	—	—	1	0,90	—	—	1

особенно M_1 с передней непарной петлей «транзиентного» типа — для более поздних местонахождений. Поэтому мы сочли возможным внести в схему, предложенную А. К. Агаджаняном, помимо морфотипа с закругленной непарной петлей параконида (рис. 1, III), два добавочных морфотипа (рис. 1, IV, V). У M_1 *P. posterius* также имеются некоторые различия в строении переднего отдела параконида. Часть M_1 (рис. 2, 15—16) по строению переднего отдела параконида близка к M_1 *P. rannonicus* второго морфотипа (рис. 2, 8—11).

Несколько передних коренных, характеризующихся острыми выдающимися углами и тонкой эмалью, имеют на передней петле довольно глубокий входящий угол (рис. 2, 18—19). У некоторых M_1 передняя петля расширяется к вершине (рис. 2, 20). Небольшое количество материала не позволяет с уверенностью считать эти морфотипы наиболее характерными для *P. posterius*.

Интересные закономерности выявляются при просмотре эмали зубов. У M_1 *L. праераппоникус* и *L. агапкае* эмаль практически не дифференцирована. У остальных видов разница в толщине эмали на разных частях зуба довольно значительна, хотя очень редко наблюдается картина, характерная для современных пеструшек, — частичное исчезновение эмали на задних поверхностях выступающих углов.

Как известно, строение жевательной поверхности зубов лагурид на протяжении плейстоцена усложнялось (Зажигин, 1969а, б; Агаджанян, 1971). Оно заключалось в увеличении длины режущего края зубов за счет появления на паракониде новых входящих углов и за счет «углубления» остальных входящих углов. С целью выявления степени разобщения элементов параконидного комплекса нами были проведены измерения свободного промежутка между полосами эмали входящих углов, отчленяющих передний отдел параконидного комплекса от остальной части зуба. За единицу измерения была взята максимальная ширина эмали данного зуба.

У *L. праераппоникус* эта величина равна 3,5 (1 экз.), у *L. агапкае* — 2,8 (1 экз.), у *P. rannonicus* — от 0,2 до 2,5 (66 экз.), у *P. posterius* — от 0,2 до 1,5 (18 экз.) и у *Lagurus transiens* — 0,8 (1 экз.).

Пеструшки из чигиринского разреза относятся к новому эволюционному этапу и представлены двумя видами рода *Lagurus* — *L. transiens* и *L. lagurus* (табл. 3). Изменчивое строение переднего отдела паракон-

Таблица 2

из разреза у с. Карай-Дубина

Длина M_2				Ширина M_2				% от общего количества M_1 степных пеструшек
ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n	
—	—	—	—	—	—	—	—	1%
—	—	—	—	—	—	—	—	1%
1,35	—	—	1	0,70	—	—	1	13%
1,36	1,45	1,30	4	0,71	0,75	0,70	3	49%
1,40	1,40	1,40	2	0,70	0,75	0,65	2	17%
1,50	—	—	1	0,65	—	—	1	18%
1,45	—	—	1	0,70	—	—	1	1%

Размеры коренных зубов пеструшек

Вид, морфотип	Длина M_1				Ширина M_1				Длина	
	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n	ср.	max.
Lagurus transiens										
VII	2,43	2,60	2,30	7	0,87	0,95	0,8	7	1,40	—
VIII	2,40	2,50	2,30	2	0,82	0,85	0,8	2	1,25	—
Lagurus lagurus										
IX	2,32	2,45	2,30	2	0,85	0,85	0,85	2	—	—
X	2,40	—	—	1	0,85	0,9	0,8	2	1,40	—

нидного комплекса позволяет подразделить эти остатки на четыре морфотипа, два из которых относятся к *L. transiens* и два к *L. lagurus*.

M_1 пеструшек вида *L. transiens* преобладают в этом местонахождении (75%). Причем среди них наиболее распространёнными являются M_1 с довольно широкой передней непарной петлей, стенки которой заметно сужаются к вершине (рис. 3, 1—3). Ко второму типу зубов *L. transiens* относятся два M_1 с сильно вытянутой непарной петлей параконидного комплекса, которая слегка сужается в верхней части (рис. 3, 4). Дифференциация эмали у этих зубов довольно значительна: эмаль на задних сторонах выступающих углов отсутствует. Величина «зазора» между передним отделом параконида и остальной частью зуба колеблется от 1 до 3 слоев эмали.

Можно выделить два морфотипа M_1 пеструшек вида *L. lagurus*. Два M_1 имеют паракониды довольно архаичного строения — с параллельными стенками передней непарной петли (рис. 3, 5). Эмаль этих зубов сильно дифференцирована. На задних сторонах выступающих углов и на вершине передней непарной петли она отсутствует. Ширина «шейки» между передним отделом параконида и остальной частью зуба равна 1,5 слоя эмали. Ко второму морфотипу относится один M_1 с типичным для современных пеструшек строением параконида в виде трилистника (рис. 3, 6). Дифференциация эмали и величина «зазора» у этого морфотипа и у первого морфотипа *L. lagurus* аналогичны.

Пеструшки рода *Lagurus* со сходным строением жевательной поверхности M_1 (51 экземпляр) были обнаружены в среднем слое разреза у с. Гуньки. Эти остатки, как и M_1 из разреза у г. Чигирин, можно отнести к четырем морфотипам. Два из этих морфотипов относятся к *Lagurus transiens* и два — к *L. lagurus* (табл. 4).

Пеструшки с M_1 , типичным для *L. transiens*, составляют около 60%, причем преобладают M_1 с параконидами более архаичного морфотипа (рис. 4, 1—4). Дифференциация эмали у M_1 этого морфотипа значительна. У большинства зубов эмаль на вершине передней непарной петли и на задних частях выступающих углов отсутствует. Лишь у четырех M_1 на этих поверхностях имеется тонкий слой эмали, в 3—4 раза более тонкий, чем на верхних сторонах выступающих углов. Величина «зазора» варьирует в пределах от 0,5 до 2,0 слоя эмали.

Ко второму морфотипу *L. transiens* относится семь M_1 , особенность которых — сильно удлиненная передняя непарная петля параконида (рис. 4, 5, 6). Для этих зубов характерны те же закономерности дифференциации эмали и степени слияния переднего отдела параконида с остальной частью зуба, что и для передних коренных зубов первого морфотипа.

Таблица 3

из разреза у г. Чигирин

M ₂		Ширина M ₂				Длина M ₃		Ширина M ₃		% от общего количества M ₁ степных пеструшек
min.	n	ср.	max.	min.	n	ср.	n	ср.	n	
—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	58,32
—	1	0,7	—	—	1	—	—	—	—	16,67
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,67
—	1	0,8	—	—	1	1,9	1	0,85	1	8,34

Пеструшки вида *L. lagurus* представлены в этом местонахождении 23 экземплярами. У 15 M₁ передняя непарная петля имеет параллельные боковые стенки (рис. 4, 7—9). M₁ такого типа у современных пеструшек составляет 22,4% от всего количества и обладает наиболее архаичным строением среди современных степных пеструшек (Агаджанян, 1971). В разрезе у с. Гуньки доля этих зубов от общего количества

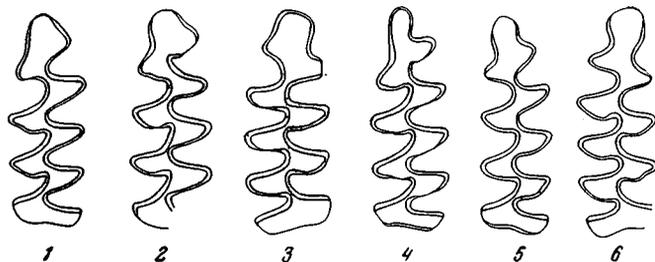


Рис. 3. Строение жевательной поверхности M₁ ископаемых пеструшек из разреза у г. Чигирин

1—4 — *Lagurus transiens*; 5, 6 — *L. lagurus*

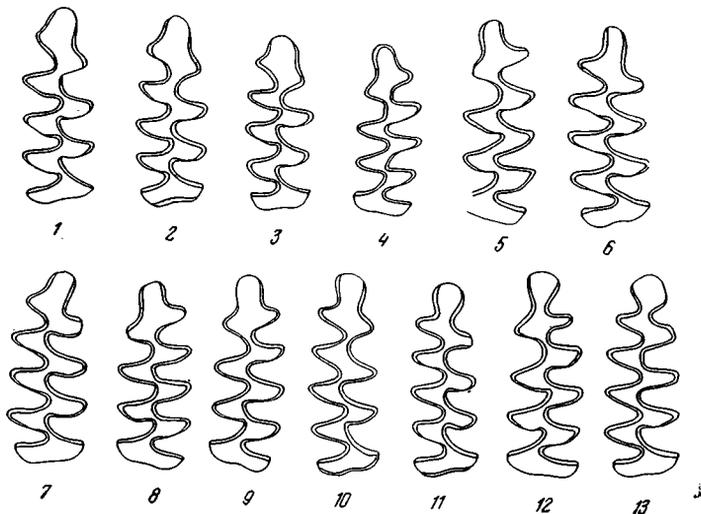


Рис. 4. Строение жевательной поверхности M₁ ископаемых пеструшек из разреза у с. Гуньки

1—6 — *Lagurus transiens*; 7—13 — *L. lagurus*

передних коренных зубов вида *L. lagurus* равняется 63,7%. Так же как и у предыдущих морфотипов, эмаль зубов сильно дифференцирована. «Зазор» равен 1,0—2,0 слоя эмали. У M_1 *L. lagurus* передний отдел параконида имеет форму трилистника. Эмаль во всех случаях, кроме одного, отсутствует на задних частях выступающих углов и на вершине передней непарной петли (рис. 4, 10—13).

Соотношение морфотипов жевательной поверхности степных пеструшек из Чигирина и Гуньков позволяет предположить, что гуньковская фауна имеет несколько более молодой облик.

Большая часть костных остатков из разреза у г. Прилуки принадлежит степным пеструшкам. Обнаруженные M_1 этого вида, так же как и в местонахождениях Чигирин и Гуньки, делятся по строению передних коренных зубов на четыре морфотипа (табл. 5). Нужно отметить, что M_1 всех морфотипов из разреза у г. Прилуки имеют относительно большие размеры (большие, чем у современных и более древних степных пеструшек). Наиболее примитивный рисунок переднего отдела параконида имеют всего два M_1 . Эти зубы близки к зубам типичных *L. transiens* (рис. 5, 1). Длина M_1 — 2,45; 2,50. Величина «зазора» между передним отделом параконида и остальной частью зуба равна одному слою эмали. Дифференциация эмали не столь заметна (эмаль полностью не исчезает, хотя и утончается).

Размеры коренных зубов пеструшек

Вид, морфотип	Длина M_1				Ширина M_1				Длина M_2				
	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n	ср.
<i>L. transiens</i> VII	2,38	2,65	2,10	19	0,88	0,95	0,80	22	1,50	1,50	1,50	2	0,75
	VIII	2,25	2,45	2,10	7	0,87	0,95	0,55	7	—	—	—	—
<i>L. lagurus</i> IX	2,37	2,65	2,05	14	0,81	0,95	0,65	15	1,33	1,40	1,25	3	0,65
	X	2,39	2,55	2,20	8	0,85	0,90	0,80	8	1,40	—	—	1

Размеры коренных зубов пеструшек

Вид, морфотип	Длина M_1				Ширина M_1			
	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n
<i>L. transiens</i> VII	2,45	2,5	2,4	2	0,82	0,90	0,75	2
	VIII	2,59	2,75	2,55	5	0,90	1,0	0,85
<i>L. lagurus</i> IX	2,55	2,65	2,50	5	0,90	0,95	0,85	6
	X	2,43	2,50	2,45	3	0,87	0,90	0,85

Размеры коренных зубов пеструшек

Вид, морфотип	Длина M_1				Ширина M_1				Длина M_2			
	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n	ср.	max.	min.	n
<i>L. transiens</i> VII	2,47	2,60	2,35	2	0,87	0,90	0,85	2	1,45	—	—	1
	IX	2,50	2,65	2,35	13	0,94	1,15	0,90	13	1,50	1,7	1,4
<i>L. lagurus</i> XI	2,26	2,35	2,20	3	0,78	0,80	0,75	3	—	—	—	—

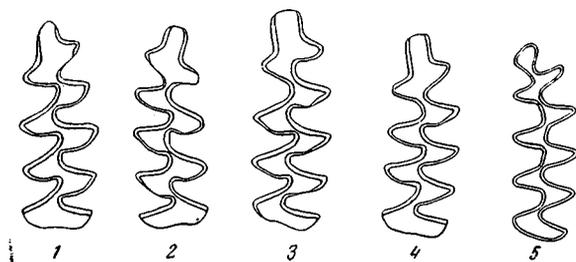


Рис. 6. Строение жевательной поверхности M_1 пеструшек из разреза у с. Араповичи

1 — *Lagurus transiens*; 2—5 — *L. lagurus*

Двенадцать M_1 определены как *L. lagurus*. Шесть из них имеют переднюю петлю в виде прямоугольника, боковые стенки которого почти параллельны (рис. 5, 4, 5). У этих M_1 «зазор» между передним отделом параконида и остальной частью зуба равен 0,5—1,5 слоя эмали. Дифференциация эмали выражается в следующих соотношениях (первая цифра — толщина эмали на нижней поверхности выступающего угла, вторая — на верхней) 1 : 3; 1 : 3; 1 : 2,5. Три M_1 относятся к морфотипу более совершенного строения с передним отделом параконида в виде трилистника.

Для M_1 этого морфотипа характерны те же закономерности, что и для M_1 предыдущего морфотипа (рис. 5, 6, 7).

Таким образом, особенностью зубов лагурид из разреза у г. Прилуки являются их крупные размеры и относительно слабая дифференциация эмали. Вариации в рисунке переднего отдела параконида позволяют отнести эту фауну к более позднему времени, чем фауну из разреза у с. Гуньки и, тем более, чем фауну из разреза у г. Чигирин.

В местонахождении у с. Араповичи, так же, как и в разрезе у г. Прилуки, большинство остатков принадлежит степным пеструшкам. Обнаруженные в Араповичах остатки зубов лагурид делятся по строению параконида на три группы (табл. 6). Два M_1 имеют довольно примитивный передний отдел параконида, напоминающий параконид *L. transiens*, с сужающейся к вершине передней непарной петлей (рис. 6, 1). Все петли слабо слиты. «Зазор» равен 1,2 и 1,5 слоя эмали. Эмаль на задних частях выступающих углов отсутствует.

Вторая группа M_1 , представленная 13 экземплярами, имеет рисунок передней петли параконида в виде прямоугольника с параллельными боковыми стенками (рис. 6, 2—4). Величина «зазора» равна 0,8—1,5 слоя эмали. Все петли слабо слиты. У большинства зубов эмаль отсутствует на вершине передней петли параконида и на задних сторонах выступающих углов. Этот морфотип является преобладающим в данном местонахождении.

И, наконец, три M_1 имеют передний отдел параконида наиболее сложного строения (рис. 6, 5) с глубоко входящими углами, отчленяющими переднюю непарную петлю от остальной части параконида. Характерно, что все эти зубы имеют небольшие размеры (2,20; 2,25; 2,35), что, возможно, свидетельствует о принадлежности их молодым животным. Среди M_1 современных пеструшек такие усложненные зубы принадлежат главным образом молодым экземплярам (для сравнения нами были просмотрены M_1 степных пеструшек из коллекции Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова). Однако отсутствие M_1 степных пеструшек с параконидом подобного строения в более древних местонахождениях позволяет связывать их появление с новым этапом развития лагурид. Приуроченность этих остатков к четкому стратиграфическому горизонту, а также залегание их в непереотложенном состоянии позволяют отнести эту фауну ко второй половине верхнего плейстоцена.

При сравнении M_1 пеструшек из рассмотренных выше местонахождений удалось проследить их изменения на протяжении значительной части плейстоцена.

Эти изменения заключаются в усложнении строения жевательной поверхности зубов пеструшек, главным образом параконидного комплекса M_1 , которое нашло выражение также в увеличении степени отчленения передней непарной петли параконида от остальной части зуба.

Эта величина довольно мала у пеструшек древнего рода *Lagurodon*, увеличивается у пеструшек рода *Prolagurus* и становится особенно значительной у лагурид рода *Lagurus*. Величина «зазора» у пеструшек рода *Lagurus* с разными морфотипами жевательной поверхности практически не меняется.

Довольно значительные изменения происходят и в характере дифференциации эмали. У пеструшек архаичного рода *Lagurodon* она практически не дифференцирована, а у лагурид рода *Prolagurus* отмечается её утончение на задних поверхностях выступающих углов. У большинства M_1 пеструшек рода *Lagurus* эмаль на этих поверхностях отсутствует.

Как уже отмечалось многими исследователями, наиболее характерны изменения, выразившиеся в преобразовании формы M_1 . Именно этот признак — один из основных критериев при выделении вида у ископаемых полевок. Однако видовые определения не всегда могут удовлетворить требования стратиграфии. Метод выделения преобладающих морфотипов жевательной поверхности M_1 пеструшек внутри одного вида позволяет уточнить представления о возрасте того или иного местонахождения, полученные на основании анализа видового состава.

В нашем распоряжении имелись главным образом местонахождения фауны мелких млекопитающих, сопоставимые с хазарским фаунистическим комплексом. Более тонкого расчленения этих фаун на основании изучения видового состава сделать не



Рис. 7. Количественное соотношение основных типов строения M_1 пеструшек в плейстоценовых местонахождениях Приднепровья

- 1 — количество M_1 одного морфотипа от общего количества M_1 степных пеструшек данного местонахождения, %;
- 2 — количество M_1 пеструшек из данного местонахождения от общего количества M_1 степных пеструшек из всех местонахождений

удалось. И только определение преобладающих морфотипов жевательной поверхности M_1 позволило выделить более раннюю — чигиринскую, промежуточную — гуньковскую и наиболее позднюю — прилукскую фауны (рис. 7). Видимо, в дальнейшем, и при изучении более древних фаун, содержащих архаичные виды пеструшек, этот метод позволит во многом уточнить представления об их относительном возрасте.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. П.* Грызуны из хазарских отложений низового Поволжья (Черный Яр).— В кн. «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.
- Агаджанян А. К.* Грызуны плейстоцена центра и юга Русской равнины. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1971.
- Агаджанян А. К.* Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья и Дона.— В кн. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». Изд-во МГУ, 1972.
- Васильев Ю. М. и Александрова Л. П.* Новые находки ископаемых грызунов (*Rodentia, Microtinae*) в раннеантропогенных отложениях бассейнов Днепра и Дона.— В кн. «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.
- Величко А. А.* Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Веклич М. Ф.* и др. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Часть II. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Горейский Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., «Наука», 1970.
- Громов И. М.* Некоторые вопросы подвидовой систематики ископаемых позднечетвертичных грызунов.— Зоол. журнал, 1959, 33, № 10.
- Громов И. М.* Антропогенная история современной фауны грызунов СССР. (Факты и некоторые проблемы исследований).— Зоол. журнал, 1967, 46, № 10.
- Дмитриев Н. И.* О возрасте шестой террасы среднего Днепра.— Изв. АН СССР, серия географ., 1956, № 5.
- Дмитриев Н. И.* Яготинская и остапьевская террасы среднего Днепра и их аналоги в бассейне нижнего и среднего Дона.— Наук. записки Харьковск. державного педагог. ин-та, т. IX. Харьков, 1946.
- Ербаева М. А.* История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов селенгинского среднегорья. М., «Наука», 1970.
- Зажигин В. С.* К истории развития пеструшек (*Rodentia, Microtinae*) в антропогене Евразии.— Докл. АН СССР, 1969а, т. 188, № 3, сер. биолог.
- Зажигин В. С.* Значение пеструшек (*Rodentia, Microtinae*) для стратиграфии и корреляции отложений эоплейстоцена Вост. Европы и Зап. Сибири. Междун. коллоквиум по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы. Тезисы докладов. М., ВИНТИ, 1969б.
- Москвитин А. И.* Геология Прилукского округа Украины.— Тр. Всес. геолого-разв. объединения НКТП СССР, вып. 2, 1933.
- Пидопличко И. Г., Моляк Г. И.* Новые материалы к познанию фауны позвоночных древнеаллювиальных отложений Нижнего Днепра.— Геол. ж., 1952, 12, вып. 1.
- Пидопличко И. Г., Топачевский В. А.* Значение остатков млекопитающих для палеонтологического обоснования стратиграфии неогена и антропогена.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 20. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соболев Д. Н.* О стратиграфии террас Среднеднепровья.— Зап. Харьковск. с.-х. ин-та, т. 5(42), 1946.
- Шевченко А. И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины.— В кн. «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965а.
- Шевченко А. И.* Некоторые вопросы биостратиграфических исследований антропогена.— В кн. «Материалы по четвертичному периоду Украины». Киев, «Наукова думка», 1965б.
- Kormos T.* *Mimomys newtoni* F. Major und *Lagurus pannonicus* Korm., zwei gleichzeitige verwandte Wühlmause von verschiedener phylogenetischer Entwicklung. Ungar. Acad. Wiss.— Math.-naturwiss., Anz., 57, 1938.
- Kretzoi M.* Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villanyer Gebirges.— Geol. Hungar., ser. paleontol., fasc. 27, 1956.

Л. В. ФИРСОВ, С. Л. ТРОИЦКИЙ, Т. П. ЛЕВИНА,
В. П. НИКИТИН, В. А. ПАНЫЧЕВ

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ И ПЕРВАЯ ДЛЯ СЕВЕРА СИБИРИ СТАНДАРТНАЯ ПЫЛЬЦЕВАЯ ДИАГРАММА ГОЛОЦЕНОВОГО ТОРФЯНИКА

Значение стандартных палинологических диаграмм для познания геологической истории голоцена не требует особых пояснений. Абсолютные марки времени обеспечивают сопоставление местных и зональных диаграмм по изохронам (Хотинский, 1964), высокую точность реконструкций изменения растительности и климата за последние 10—12 тыс. лет.

Для территории СССР стандартные или близкие к ним по информативности диаграммы, обеспеченные 6—15 радиоуглеродными датами, построены примерно для 10—12 пунктов, лежащих в умеренной полосе Русской равнины от Балтийского моря до Урала (Виноградов и др., 1963а, б; 1966; Ильвес и др., 1968, 1969, 1970; Лийва и др., 1966; Хотинский и др., 1966; Шульц и др., 1967). Голоценовые диаграммы Сибири и Дальнего Востока в лучшем случае опираются на 1—3 даты. Палеоботаническое изучение и радиоуглеродное датирование разреза торфяника возле м. Каргинского на Енисее, расположенного около 70° с. ш., в подзоне южной тундры, дало возможность получить первую для Севера СССР стандартную палинологическую диаграмму с большим числом дат.

Торфяник мощностью до 1,7—2 м обнажен в верхней части 32-метрового уступа правого берега Енисея в 1,2 км выше м. Каргинского (рис. 1). Поверхность над уступом—32—35-метровая терраса, образованная позднеледниковыми слоистыми алевритами и ленточными глинами (5), перекрывающими поздне-зырянскую морену (6), под которой лежат морские алевриты и пески (7). Осадки приледникового бассейна и морена были прорезаны древней протокой или речкой; долина ее почти целиком выполнена 9-метровой пачкой речных накоплений: русловым галечником (4), косослоистым песком (3), серым пойменным алевритом с остатками бобровой плотины (2). Ветки ольхи из плотины датированы пробой ГИН-260—9540±50 лет (Кинд и др., 1969). Выше залегают торф (1), заполнивший русловую ложбину на древней речной пойме.

Монолит мерзлого торфа мощностью 1,74 м для транспортировки был разделен на три блока (0—0,5; 0,5—1,17; 1,17—1,74 м). В лабораторных условиях из него были вырезаны подряд 35 образцов по 3—5—7 см для палинологического изучения, 4 больших образца для палеоботанического исследования и 12 последовательных секций для радиоуглеродного датирования.

Для приготовления бензола материал каждой секции использован целиком, с предварительным удалением гуминовых кислот. Две подсекции были поделены пополам по вертикали и каждая часть датирована отдельно (всего 14 проб и столько же дат). В качестве эталона использована древесина возраста 230 лет от 1970 г. Счет β-активности проведен на сцинтилляционной установке, защита — неактивная сталь 190—200 г/см². Для расчета возраста принят период полураспада C¹⁴ 5570 лет. Ниже приведены средние значения возраста (не менее, чем из двукратных определений для каждой пробы) и действительные отклонения. Каждая дата

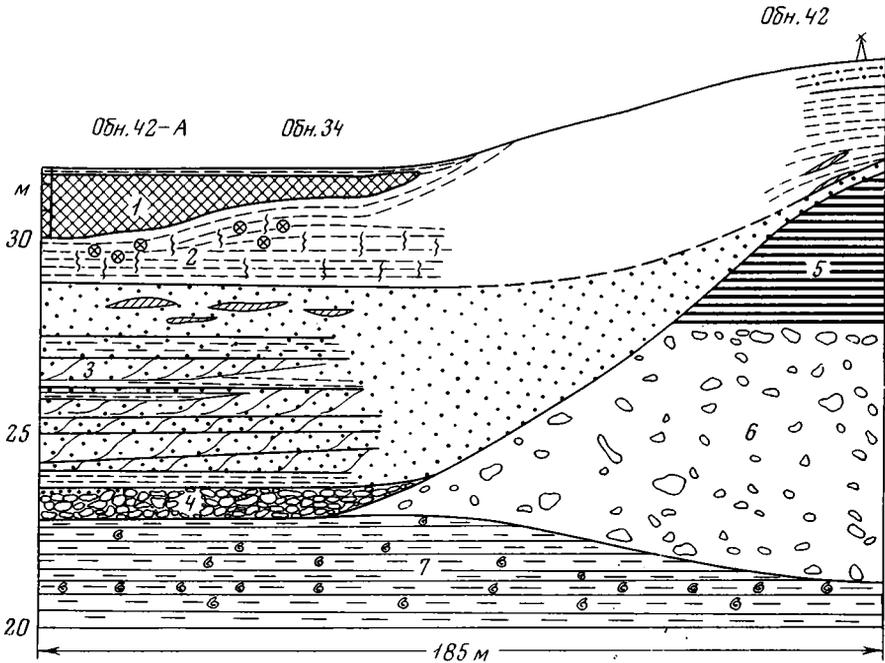


Рис. 1. Строение разреза у мыса Каргинского

1 — торф; 2—4 — речные слои: 2 — алеврит с остатками бобровой плотины, 3 — слоистые пески, 4 — галечник с валунами; 5 — глины ленточные; 6 — морена; 7 — морские алевриты и пески

представляет средний возраст торфа в секции; поскольку секции примерно равновелики, вполне допустимо осреднение смежных дат для определения возраста границ секций, слоев, пыльцевых зон (табл. 1).

Строение торфяника следующее (сверху — вниз):

	Мощность, м
Покровный слой	
А. Супесь буро-желтая, окрашенная в верхней части гумусом	0,13
Торфяник	
Б. Торф светло-бурый, травяно-моховый, плотный, неразложившийся	0,11
В. Торф черно-бурый, травяно-древесно-моховый, слабо разложившийся	0,10
Г. Торф светло-бурый, травяно-моховый, слабо разложившийся	0,40
Д. Торф черно-бурый, древесно-осоково-моховый, слабо разложившийся	0,94
Речные слои	
Е. Алеврит зеленовато-серый и палевый, слабо слоистый, с тонкими стволками ольхи, погрызенными бобрами (в верхней части слоя)	2,2
Ж. Речные пески	2,2

Почти во всех слоях (исключая слои А и Ж) были найдены остатки бореальных растений, ареалы которых расположены сейчас значительно южнее м. Каргинского (табл. 2).

Пыльцевые зерна и споры для всех проб подсчитаны до суммы 500—590. Пыльца кустарников включена в группу древесной. Анализ диаграммы (рис. 2) позволил выделить три зоны (I—III), отражающие таежную, лесотундровую и тундровую растительность. Нижняя из них (I) разделена на четыре подзоны (а, б, в, г), а верхняя — на две (а, б). Соотношение зон со слоями, секциями датирования и их хронологические рамки показаны в таблице 1; можно добавить лишь то, что лесные группировки существовали и в интервале 8—9,5 тыс. лет, судя по остаткам растений из

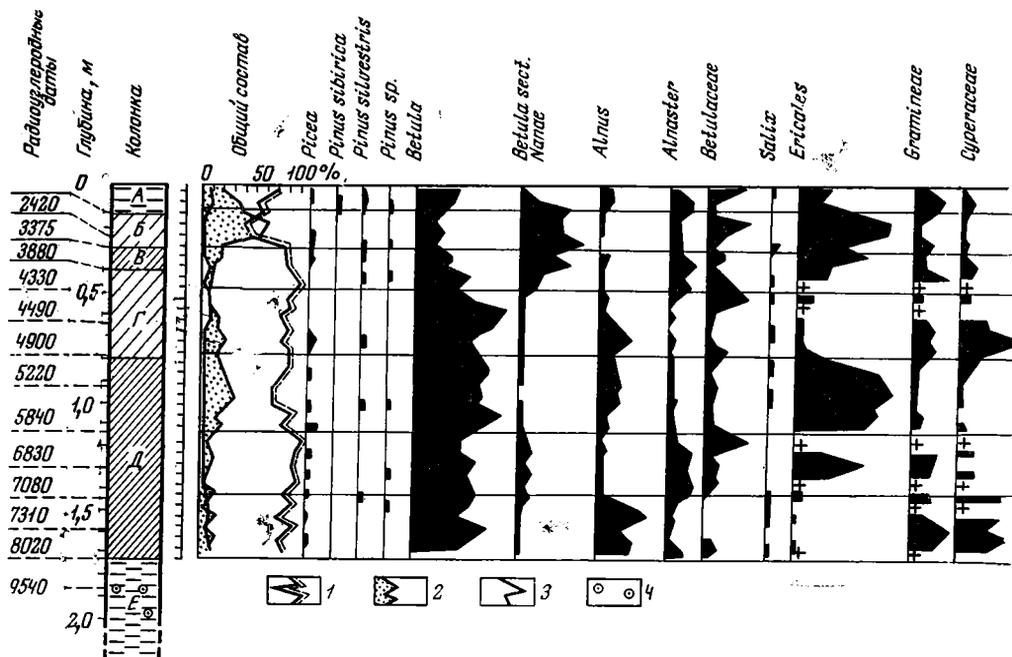


Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма торфяника около мыса Каргинского
1—3 — кривые спор и пыльцы: 1 — споры, 2 — пыльца трав и кустарничков, 3 — пыльца древесных;
4 — остатки бобровой плотины

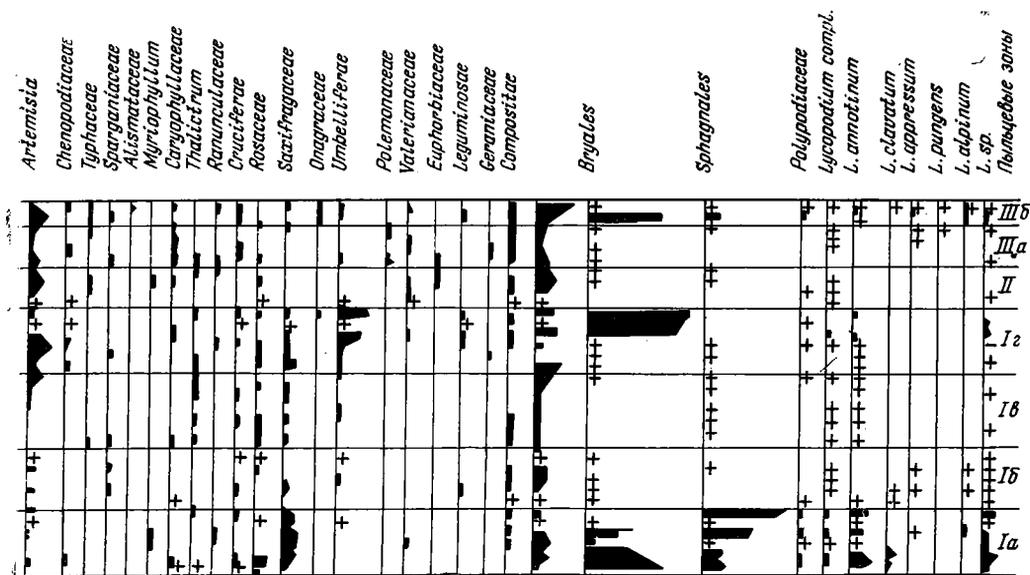
слоя Е. Последовательность зон, подзон и фаз непрерывна, и в разрезе не отмечено каких-либо перерывов в накоплении этой части отложений.

Возрастная корреляция диаграммы со схемами для севера Западной Сибири, Русской равнины и Скандинавии показывает четкое совпадение основных рубежей изменения растительности. В таблице 1 проведено сопоставление со скандинавской схемой (Nilsson, 1964). Дата рубежа IIIa/IIIб, полученная экстраполяцией, близка к началу субатлантического времени (Хотинский, 1969; Nilsson, 1964), рубежа II/IIIa — к началу «позднего голоцена» (Нейштадт, 1969), Iг/II — к началу суббореального времени в Восточной Европе, Iв/Iг — к той же границе в Скандинавии и Западной Европе (Хотинский, 1969), Iб/Iв — к «стандартной» между ранним и поздним атлантическим временем (Nilsson, 1964), Ia/Iб — к началу западно-сибирского «среднего голоцена» (Левковская, 1970), наконец, начало накопления торфяника (экстраполировано от смежной даты) очень хорошо совпадает с началом атлантического времени (Хотинский, 1969; Nilsson, 1964). Можно считать, что совпадение с хронологическими рубежами скандинавской схемы — почти полное.

Торфонакопление на м. Каргинском продолжалось в течение 6 тыс. лет, с начала атлантического времени до конца суббореального, однако тундровая растительность появилась около 3,6 тыс. лет назад, а лесотундра сменила березовые леса на тысячу лет раньше, в первой половине суббореального времени.

Отметки времени для границ секций, полученные осреднением смежных дат, позволили вычислить скорость торфонакопления. Приведенные значения (см. табл. 1), разумеется, не следует принимать как очень точные, однако порядок величин весьма показателен.

Средняя скорость накопления торфа была около 0,15 мм/год. Это в 2—4 раза меньше, чем для торфяников умеренной полосы (0,5—1 мм/год) и в 5—10 раз меньше, чем на Потийских болотах (1—2 мм/год и более).



В колонке между Compositae и Bryales — неопределимые формы.

Разница обусловлена неодинаковой продуктивностью болотной и окружающей растительности в каждой из ландшафтно-климатических зон. Максимум прироста торфа приходится на атлантическое и начало суббореального времени; замедление — на вторую половину атлантического. Максимальные значения (0,53—0,58 мм/год) близки к средним величинам для торфяников умеренной полосы, а это — в полном согласии с пыльцевыми данными — показывает, что по крайней мере дважды в течение голоцена климат Таймырской низменности был гораздо менее суровым, чем нынешний. Прогрессирующее похолодание началось около 4,5 тыс. лет назад; во время отложения слоя Б прирост массы был минимальным (едва ли больше 0,1 мм/год) и около рубежа нашей эры торфяник оказался погребенным под слоем супеси.

Геологическое и стратиграфическое исследование разреза выполнил С. Л. Троицкий, палинологическое изучение торфяника провела Т. П. Левина. Радиоуглеродный возраст определялся в Геохронологической лаборатории Института геологии и геофизики (Сибирское отделение Академии наук СССР, Новосибирск) Л. В. Фирсовым при участии В. А. Панычева. Определение макроостатков растений любезно взял на себя В. П. Никитин (Палеокарпологическая лаборатория Новосибирского территориального геологического управления Министерства геологии РСФСР, Новосибирск); были привлечены также определения О. Н. Станищевой (1967), палеокарполога Института геологии Арктики (Ленинград) из сборов С. Л. Троицкого.

В заключение статьи авторы приносят благодарность Н. А. Халфиной и Л. Д. Сулержицкому за сотрудничество в проведении полевых исследований, тщательно выполненную подготовку и доставку монолита, послужившего затем основным объектом исследования. Л. Д. Сулержицкий (Геологический институт АН СССР, Москва) сделал также весьма интересные наблюдения на разрезе и обнаружил под торфяником остатки бобровой плотины.

Макроскопические остатки растений

Растения	Слой											
	А	Б	Б-В	В	Г ₁	Г ₂	Г ₃	Г+Д ₁	Д ₁	Д ₂₊₃	Е	Ж (речные пески)
Bryales												
Sphagnum	+		+									
Larix sibirica *												
Picea sp. *								+				
Potamogeton alpinus Balb. *									+			
» » gramineus L. *										+		
» » natans L. *										+		
» » obtusifolius Mert. et Koch. *										+		
» » perfoliatus L.										+		
Carex sp.	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+
« » rostrata Stokes *							+	+	+	+		
» » limosa L. *								+		+		
Eleocharis palustris (L.) R. Br. *									+			
Gramineae gen.	+											
Calla palustris L. *							+					
Luzula multiflora (Ehrh.) Lej.	+											
Salix sp.	+		+					+				
Alnus fruticosa Rupr.									+		+	
Betula sp.			+									
Betula sec. Albae Rgl. *		+		+		+	+		+			
» » Nanae L.	+											
» » cf. pubescens Ehrh. *								+		+		
Urtica dioica L. *		+										
Caryophyllaceae gen.	+											
Cruciferae gen.	+											
Ceratophyllum demersum L. *									+			
Ranunculus cf. gmelini D. C.									+			
» » sp.												+
Comarum palustre L.			+	+				+				
Dryas octopetala L.	+		+									
Filipendula ulmaria (L.) Maxim	+											
Potentilla nivea L.												
Rubus hameamorus L.								+				+
» » idaeus L. *							+	+	+	+	+	
Hippuris vulgaris L.								+				
Myriophyllum verticillatum apiculata L. *										+		
Cicuta virosa L.		+		+								
Andromeda polifolia L.			+		+			+				
Empetrum nigrum L.	+											
Ledum palustre L.	+		+					+				
Oxycoccus quadripetalus Gilib *				+				+				
Vaccinium vitis-idaea L.	+		+					+				
Valeriana officinalis L.	+											
Menyanthes trifoliata L. *		+	+	+	+	+	+	+		+		
Matricaria grandiflora L.	+											
Silene (?) sp.			+									

* Виды и роды, обитающие сейчас южнее мыса Каргинского.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста четвертичных отложений по C^{14} при помощи пропорционального счетчика.— В сб. «Абсолютная геохронология четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 4.— Геохимия, 1963б, № 9.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 5.— Геохимия, 1966, № 10.
- Ильвес Э., Сарв А., Валк Ч. Датирование фаз развития голоценовых лесов методом C^{14} по материалу болота Тэосааре (средняя Эстония).— Изв. АН Эст. ССР, химия, геология, 1968, 17, № 1.
- Ильвес Э., Сарв А. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений болота Калина.— Изв. АН Эст. ССР, химия, геология, 1969, 18, № 4.
- Ильвес Э., Сарв А. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений болота Улила (средняя Эстония).— Изв. АН Эст. ССР, химия, геология, 1970, 19, № 2.
- Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Крюков В. Д., Сулержицкий Л. Д., Троицкий С. Л., Форова Ф. С. Новые материалы по абсолютной хронологии верхнеплейстоценовых оледенений Сибири (по данным C^{14}).— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 6.
- Левковская Г. М. Основные этапы развития озер и болот на севере Западной Сибири в голоцене.— В сб. «История озер». Вильнюс, 1970.
- Лийва А. А., Ильвес Э. О., Пуннинг Я. Данные Гео-биохимической лаборатории Института зоологии и ботаники АН Эст. ССР.— В сб. «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология», М., «Наука», 1966.
- Нейштадт М. И. Введение. В кн. «Голоцен». М., «Наука», 1969.
- Станицева О. Н. Распространение лесной растительности в низовьях р. Енисея в верхнечетвертичное время.— В сб. «Растительность лесотундры и пути ее освоения». Л., «Наука», 1967.
- Хотинский Н. А. Сопоставление схем зонального деления поздне- и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 1.
- Хотинский Н. А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта — Сернандера.— В кн. «Голоцен». М., «Наука», 1969.
- Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Абсолютная хронология голоцена Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 5.
- Шульц К. С., Луянас В. Ю., Кибилда Э. А., Банис Ю. Ю., Генутене И. К. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений котловины озера Бебрукас.— Тр. Ин-та геологии, в. 5. Вильнюс, 1967.
- Nilsson T. Standartenpollendiagram und C^{14} Datierung aus dem Ageröds Mosse im Mittlere Schonen.— Lunds Univ. Arsskrift, N. f., Adv. 2, Bd. 59, N 7, Lund, 1964.

М. Я. КРУКЛЕ

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ ВТОРОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В ЛАТВИИ

О двух самостоятельных оледенениях и втором межледниковье неоплейстоцена уже ранее указывалось в работах А. И. Москвитина (1950, 1960, 1963), В. П. Гричука (1961), М. М. Цапенко, Н. А. Махнач (1959), М. М. Цапенко (1966), В. Гуделиса (1961) и др. Подобные же мысли высказали в своих публикациях К. К. Орвику (1956, 1958, 1960), А. Раукас (1961), К. К. Орвику, Р. О. Пиррус (1965).

На основании обширного собранного материала по петрографическому составу латвийских морен (для фракции 1,0—0,5 мм), В. А. Перконс (1957) пишет о двух различных неоплейстоценовых моренах, образовавшихся в самостоятельные оледенения — даугавское (калининское) и кайбальское (осташковское). Такое же мнение высказал К. Спрингис (Springis, 1961) с примечанием, что полной уверенности в правильности такого расчленения нет, так как в Латвии пока не известны отложения межледниковья этого периода.

Вопрос о двух оледенениях неоплейстоцена и втором межледниковье до сих пор остается спорным и вызывает широкие дискуссии. Приводимые в этой работе результаты исследований недавно обнаруженных межморенных отложений, содержащих органические остатки, и морен, вероятно, могут внести некоторую ясность.

В северо-восточной части Латгальской возвышенности, в окрестностях г. Лудза, где залегают описываемые отложения (рис. 1, 2), рельеф характеризуется валообразными холмами и преимущественно вытянутыми рекообразными озерами, ориентированными в основном в западно-восточном и северо-южном направлениях. В одном из таких холмов в выемке строящейся дороги были обнаружены следующие отложения (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Морена рыжевато-коричневая песчаная, в нижней части с включениями сапропеля, светло-серого алеврита и неразложившегося мха	3,00
2. Алеврит глинистый светло-серый с прослоями алеврита более темного цвета и органики	0,50
3. Сапропель глинистый черный плотный с редкими зернами гравия и мелкой галькой, с прослоями органики и фрагментами древесины. В отложениях хорошо выражены признаки деформации — дислокации (рис. 3); в нижней части слоя алеврит образует тонкие горизонтальные прослои	0,30
4. Песчано-глинистые отложения (морена?) с галькой, крупными окатанными кусками доломита (20×45 см), линзами доломитовой муки, в верхней части с примазками серо-коричневой морены и органики	1,00

Дополнительно были пробурены три скважины (рис. 4). В первой из них напротив обнажения — ржаво-коричневая морена—3,00 м, глубже, без всяких переходов залегает серо-коричневая морена мощностью >1,60 м, которая по цвету хорошо отличается от залегающей выше.

Рис. 1. Схема расположения разреза Дунаклу

1 — обнажение

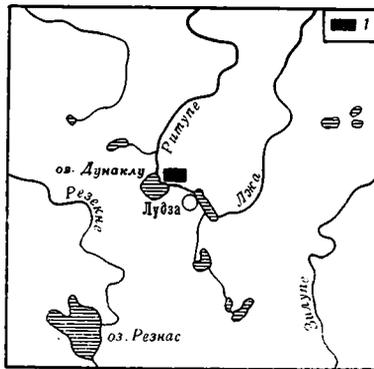
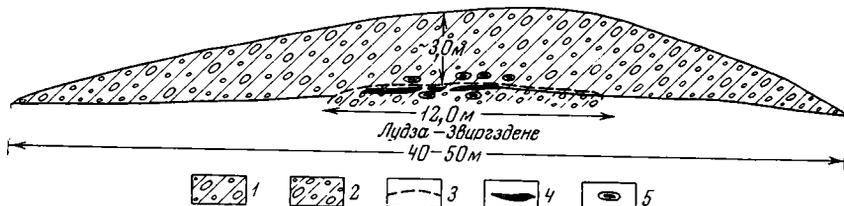


Рис. 2. Схематический разрез межледниковых отложений

- 1 — морена рыжевато-бурая;
- 2 — подсапропелитовые отложения;
- 3 — алеврит;
- 4 — сапропель;
- 5 — линзы сапропелита



Во второй скважине, пробуренной на обнажении, под сапропелитом вскрыты серые алевритовые, песчаные, гравийные, галечные отложения, содержащие местами включения органики — 1,80 м; глубже, до 2,60 м, отложения постепенно переходят в серо-коричневую морену, аналогичную нижней морене в первой скважине.

В третьей скважине, пробуренной на вершине холма правее обнажения, за старой дорогой, на дне ямы глубиной 1,60—2,60 м вскрыта лишь ржаво-коричневая морена.

Исследованиями установлено, что верхняя ржаво-коричневая морена более или менее мощным слоем покрывает валообразные холмы на обширной территории в окрестностях г. Лудза. Петрографический состав морены представлен в таблице.

Петрографический состав (%) фракции 1,0—0,5 мм.

№ образца	Известняк	Доломит	Карбонаты	Песчаник	Кварц, полевой шпат, темные минералы
Морена рыжевато-бурая					
1.	19,44	8,81	28,25	0,11	71,64
2.	10,80	9,52	20,32	0,49	79,19
3.	15,09	4,97	20,06	0,50	79,44
4.	14,10	9,99	24,09	0,73	75,18
Серые, песчано-глинистые, гравийные, галечные отложения					
1.	3,87	3,87	7,74	3,68	88,58
Морена серо-коричневая					
1.	12,05	5,21	17,26	0,82	81,92
2.	12,38	9,94	22,32	0,38	77,30
3.	11,51	8,97	20,48	0,75	78,77
4.	16,19	14,57	30,76	1,44	67,80

Алевритовые, песчаные, гравийные, галечные отложения серого цвета залегают в нешироком интервале — 12,00 м — и только вместе с межморенными отложениями. Местами в них содержится органика и коричневая морена. По сравнению с ржаво-коричневой мореной, здесь содержится меньше карбонатов, больше песчаников и др.

По-видимому, эти отложения не являются самостоятельным горизонтом другого возраста, а составляют нижнюю часть межморенных отложений и верхнюю часть серо-коричневой морены. Серый цвет и небольшое содержание карбонатов в данном месте обусловлены локальными условиями, возникшими под влиянием залегающих выше отложений, которые содержат органику, и сильным переывом верхней части моренного горизонта.

Нижней серо-коричневой мореной заканчивается нижняя часть общего профиля исследуемых отложений. Эта морена, как сказано выше, встречается в первой скважине под ржавато-коричневой мореной, во второй — под сапропелитом, алевритом и серыми песчано-глинистыми гравийными, галечными отложениями. Определенная мощность ее > 1,60 м. Данные петрографического состава приведены в таблице.

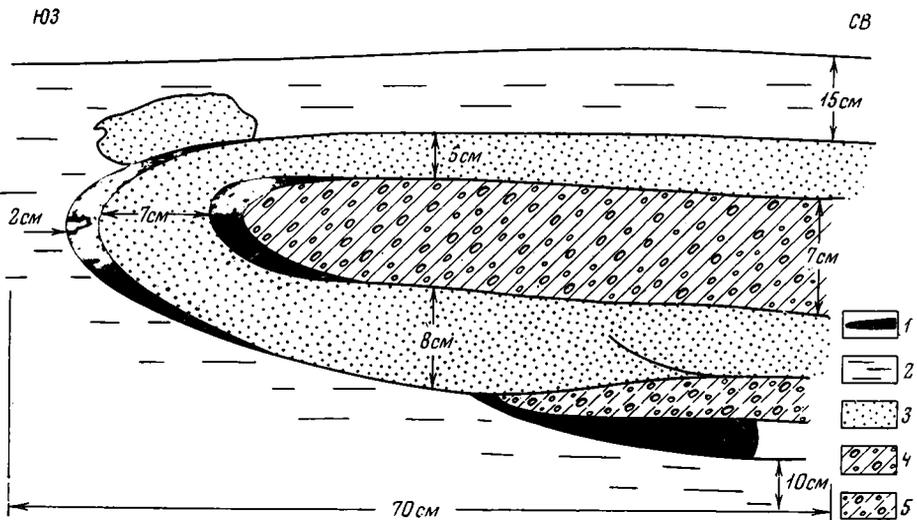


Рис. 3. Гляциодислокации

1 — сапропель; 2 — алеврит; 3 — песок; 4 — морена ржавато-коричневая; 5 — морена серо-коричневая

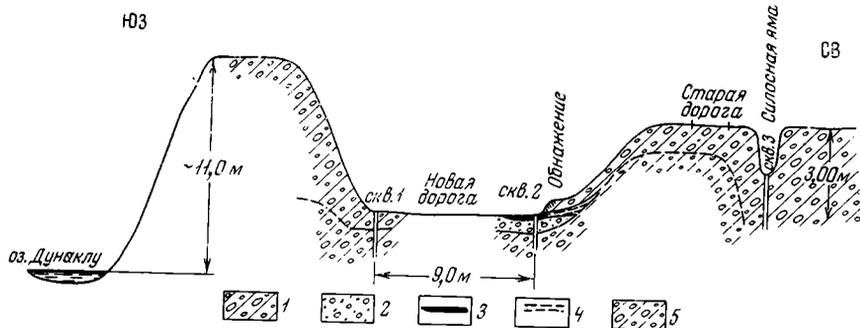


Рис. 4. Схема расположения скважин

1 — морена ржавато-коричневая; 2 — подсапропелитовые отложения; 3 — сапропель; 4 — алеврит; 5 — морена серовато-коричневая

На основании описанного можно сделать вывод, что в исследуемом районе залегают два моренных горизонта: нижний — серо-коричневая морена и верхний — рыжевато-коричневая морена. В обнажении между ними залегают межморенные отложения. Их петрографический состав (см. табл.) сходен с составом неоплейстоценовой морены южной части Латгальской возвышенности (Krückle, 1959). Линзы органики, внедрения одной морены в другую, а также четкие деформации межморенных отложений возникли в результате последнего оледенения.

Как указывалось выше, межморенные отложения распространены на небольшой площади. Они известны в обнажении между ржаво-коричневой и серо-коричневой моренами. Известная мощность отложений 0,80 м.

Для производства спорово-пыльцевого анализа были отобраны 12 образцов (через каждые 3 см). Результаты анализа (рис. 5) характеризуются преобладанием спор (52,5—94,5%), древесной пыльцы много меньше (4,7—44,4%), пыльца трав и полукустарников присутствует в ничтожном количестве (0,4—4,5%). Среди кривых древесной пыльцы господствующее положение почти повсеместно занимает береза (*Betula*) с максимумом в нижней части диаграммы (98%). За ней следует липа (*Tilia*), которая в средней части диаграммы достигает максимума (35,5%) и преобладает здесь над кривыми прочих деревьев. Оба упомянутых компонента повсеместно сопровождаются сосной (*Pinus*) и ольхой (*Alnus*). Наибольшее количество их приходится на верхнюю часть диаграммы. Ель (*Picea*) образует непрерывную кривую, однако больших значений она не достигает (1—16%); ее максимум приходится на нижнюю часть диаграммы.

Из кустарников повсеместно по диаграмме распространен орешник (*Corylus*), который своих наибольших значений достигает на участке максимума липы. Связную кривую образует также ива (*Salix*), но в нижней части диаграммы, где обнаружена пыльца *Ephedra* (1%), она отсутствует.

Своеобразную картину на диаграмме образует пыльца трав и полукустарников. Преобладают *Artemisia*, *Cyperaceae* и *Poaceae*, остальные присутствуют в незначительных количествах. Сравнительно большое их количество приходится на нижнюю часть диаграммы, где господствует береза; в верхней же части, где в большом количестве, а иногда и доминирует липа, травы и полукустарники представлены отдельными зернами пыльцы, что на диаграмме показать невозможно.

В комплексе спор повсеместно присутствует в большом количестве мох (*Bryales*). Его содержание несколько уменьшается лишь в верхней части диаграммы, где увеличивается количество *Polypodiaceae*. Количество других спор незначительно.

Учитывая спорово-пыльцевой состав, особенности и изменения на диаграмме, можно выделить две основные зоны развития растительности, которые в свою очередь можно подразделить на более мелкие подзоны.

Первая зона — березы (*Betula*) занимает нижнюю половину диаграммы. Преобладание березы над другими деревьями начинается с низа диаграммы (67%), по направлению вверх кривая березы возрастает и в третьем образце достигает максимума (98%). Затем кривая березы резко падает и к концу зоны составляет только 45%. В нижней части березе сопутствует сосна (*Pinus*), значение которой выше снижается и на участке максимума березы составляет только 1%. Далее кривая сосны возрастает, достигая к концу зоны 15,5%. Непрерывным спутником березы является также и ель (*Picea*), которая, как указывалось выше, своего первого максимума достигает во втором (снизу) образце. Как и сосна, ель к моменту кульминации березы почти исчезает, затем появляется вновь и своего второго максимума достигает в конце зоны

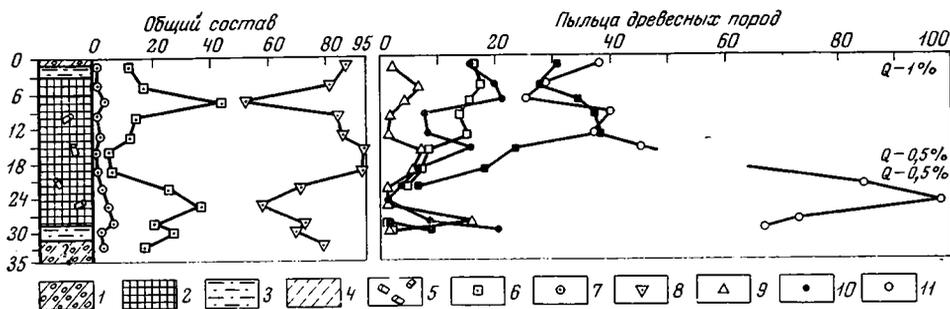


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений разреза Дунаклу
 1 — морена рыжевато-коричневая; 2 — сапропель; 3 — алевроит; 4 — подсапропелитовые отложения;
 5 — макростатки; 6 — сумма древесной пыльцы; 7 — сумма недревесной пыльцы; 8 — сумма спор;

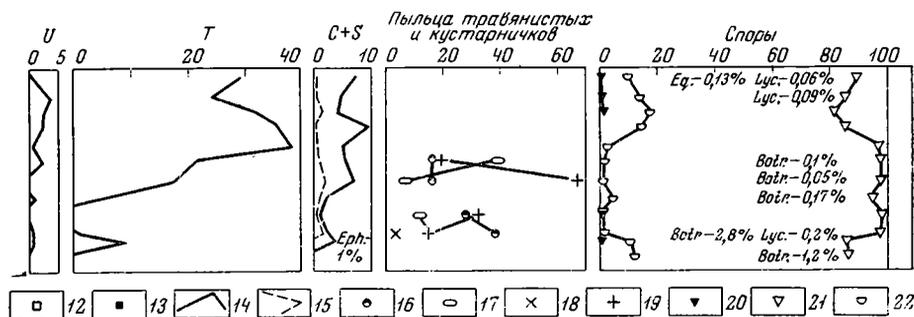
(7%). Ольхи (*Alnus*) в начале зоны мало (1—2%), ко времени максимума березы она исчезает полностью, затем, вместе с другими компонентами, появляется вновь и в конце зоны, на который приходится второй максимум сосны и ели, ольха составляет уже 8,5%.

Подобная же последовательность изменения кривой свойственна второму господствующему дереву этой зоны — липе (*Tilia*). В начале зоны ее кривая достигает 8,5% и занимает следующее за сосной место. К моменту максимума березы липа исчезает полностью, а с уменьшением содержания березы — появляется вновь. По направлению вверх по диаграмме содержание липы увеличивается, достигая к концу зоны 21,5%. Ильм, вяз и дуб содержатся в малых количествах и не образуют на диаграмме непрерывных кривых. Орешник (*Corylus*) в этой зоне образует два максимума — в начале 3,5% и в конце 7%; во время максимума березы содержание орешника падает. Такую же картину показывает кривая ивы (*Salix*), которая в начале вообще отсутствует, а выше доходит до 0,5—2,0%.

Из трав и полукустарников для зоны характерно преобладание полыни (*Artemisia*). Наибольшее ее количество (67,5%) приходится на конец зоны, где орешник и ива достигают второго максимума. Следующая по количеству за полынью — осока (*Cyperaceae*), которая наибольшего значения (38,8%) достигает в конце зоны. Ее сокращение происходит с увеличением пыльцы полыни. Сравнительно много во всех образцах *Poaceae*, но к концу зоны заметно уменьшение ее содержания. *Asteraceae* в начале зоны 16,6%, в конце 6,4%, прочие составляют 10%. Во всей зоне в очень большом количестве содержится зеленый мох (*Bryales*). Папоротников (*Polypodiaceae*) больше всего в начале зоны (10,4%), к концу их содержание падает до 1%.

Рассмотренный спорово-пыльцевой состав характеризует начало зоны прохладным, может быть даже суровым климатом (на это указывает также присутствие *Ephedra*), который к концу зоны довольно резко улучшается и становится все более теплым (переходный период от прохладного к теплому).

Вторая зона — липы (*Tilia*). Эта зона резко отличается от предыдущей значительным количеством липы. На отдельных участках диаграммы (в нижней и средней частях зоны) липа преобладает над всеми деревьями. К концу зоны липа занимает второе место за березой, что по видимому соответствует новому похолоданию климата. Примечательно, что одновременно с липой возрастает содержание ольхи. К концу зоны



9—Picea; 10—Pinus; 11—Betula; 12—Alnus; 13—Quercetum mixtum; 14—Corylus; 15—Salix; 16—Poaceae; 17—Cyperaceae; 18—Chenopodiaceae; 19—Artemisia; 20—Sphagnales; 21—Bryales; 22—Polypodiaceae; Q—Quercus; U—Ulmus; T—Tilia; Eph.—Ephedra; Boitr.—Botrychium; Eq.—Equisetaceae

значения обеих этих кривых уменьшаются. Точно такую же картину дает ель, которая в предпоследнем образце достигает своего третьего максимума (6,5%). Значение сосны в начале и конце зоны сокращается, но в средней части достигает максимальной величины — 19,5%. В зоне липы орешник достигает наибольшего содержания — 9,5%, ива присутствует в незначительном количестве (0,5—1,5%), вяз (*Ulmus*) — непрерывно.

Характерно, что травы и полукустарники в этой зоне почти отсутствуют (1—10 зерен). Как и в предыдущей зоне, среди спор господствует мох (*Bryales*) — 81,5—97,0%. Его содержание в средней части несколько понижается по сравнению с нижней и верхней частями зоны. Распределение *Polypodiaceae* дает обратную картину: в средней части оно достигает максимума (17,2), снижаясь к началу (2,9%) и концу (9,7%) зоны. Прочие споры содержатся в незначительном количестве, не превышая 1,2%.

На основании рассмотренного можно сделать вывод, что во время зоны липы климатические условия достигали оптимальной фазы, на которой и заканчивается диаграмма. Вероятно, верхняя и начало нижней части межледниковых отложений Дунаклу уничтожены различными геологическими процессами.

При сравнении спорово-пыльцевой диаграммы Дунаклу с диаграммами плейстоценовых отложений Латвии мы не находим ей аналогов. Нет у нее общих признаков и с диаграммой рисс-вюрмского (микулинского) территориально близко расположенного геологического разреза Фелицианова. В то же время, сравнивая диаграмму Дунаклу с диаграммами других мест Прибалтики и северо-запада Русской равнины, можно обнаружить в большей или меньшей мере сходные признаки. Спорово-пыльцевая диаграмма Дунаклу имеет сходство с упомянутым в работе В. Гуделиса (1961) интергляциалом (?) Данге, который, по его мнению, имеет верхнеплейстоценовый возраст (моложе рисс-вюрмского); с описанной К. Орвику и Р. Пиррус (1965) диаграммой Карукюла (например, зона K₃ аналогична оптимальной зоне липы из Дунаклу), с приведенными М. Цапенко и Н. Махнач (1959, 1966) спорово-пыльцевыми составами некоторых межледниковых отложений второй половины новой эпохи, особенно с диаграммой геологического разреза Рутковичи, зона липы которого полностью отвечает зоне липы Дунаклу. Точно так же спорово-пыльцевой состав Дунаклу во многом аналогичен Рыбинскому мологошкеснинскому интергляциалу А. И. Москвитина (1951, 1960, 1963), где в

отложениях межледниковья хорошо выделяется период оптимального климата второй зоны Дунаклу с большим количеством липы, а также с диаграммой Элатми (?) второго межледниковья неоплейстоцена, опубликованной В. Гричуком (1950, 1961).

Сходство перечисленных выше диаграмм с диаграммой Дунаклу, положение межморенных отложений в геологическом разрезе между двумя различными моренами, особенности диаграммы по сравнению с другими диаграммами плейстоцена Латвии позволили достаточно уверенно отнести межморенные отложения Дунаклу ко второму неоплейстоценовому межледниковью (молого-шекснинский интергляциал А. И. Москвитина, второе неоплейстоценовое межледниковье В. П. Гричука, интергляциал? Данге В. К. Гуделиса, межледниковье второй половины новой эпохи М. М. Цапенко и Н. А. Махнач).

В заключение следует отметить, что первое подобное открытие в Латвии подтверждает представления К. Спрингиса, В. Перконса, В. Гуделиса, А. Раукаса, К. Орвику и Р. Пиррус, М. Цапенко и Н. Махнач, а также других упомянутых выше авторов о втором межледниковье в неоплейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуделис В. К.* Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.—В кн.: «Четвертичный период Средней и Восточной Европы». Варшава, 1961.
- Гричук В. П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.—В кн.: «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Москвитин А. И.* Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Москвитин А. И.* Об относительном и абсолютном возрасте древнеозерных осадков в Молого-Шекснинской впадине.—В кн.: «Абсолютная геохронология четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Орвику К. К.* Стратиграфическая схема антропогенового (четвертичного) отложения на территории Эст. ССР.—Известия АН ЭССР, вып. 1, 1956.
- Орвику К. К.* Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами.—Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III. 1958.
- Орвику К. К.* Четвертичная (антропогеновая) система в Эстонии. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР. 1960.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О.* Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эст. ССР).—В кн.: «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, 1965.
- Перконс В. А.* К вопросу стратиграфии плейстоценовых отложений Латв. ССР.—Тр. рег. сов. по изуч. четверт. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1957.
- Раукас А.* Минералогия морен Эстонской ССР. Автореферат кандидатской диссертации. Таллин, 1961.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А.* Антропогеновые отложения Белоруссии. Изд. Ин-та геол. наук АН БССР, Минск, 1959.
- Цапенко М. М.* Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена Белоруссии. (Обобщающий доклад по совокупности опубликованных работ, представленный на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). Минск, 1966.
- Krūkle M.* Daži dati par Latgales augstienes dienvidu dalas moreņu un starpmoreņu nogulumu lītoloģiju. LPSR ZA Vēstis, 1959, Nr. 2.
- Springis K.* Pleistocēna nogulumu. Latvijas PSR ģeoloģija, 1961.

А. А. СВИТОЧ

**СЫРТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ**

Уже более полстолетия ведется полемика по вопросу так называемых «сыртовых отложений», относительно возраста и генезиса которых высказано много различных взглядов. Большое количество представлений по этому вопросу, каждое из которых обосновано определенным фактическим материалом, свидетельствует не только о трудностях их решения, но также о широком толковании объема сыртовой толщи, в состав которой входят самые различные образования.

Дело усугубляется и тем, что некоторые исследователи результаты своих работ, выполненных по сыртовым отложениям отдельных районов, переносят на всю область их распространения. Для получения ясного представления о происхождении и возрасте всего сыртового комплекса необходимо его детальное изучение по конкретным районам. В дальнейшем, обобщение полученных материалов, возможно, и позволит решить всю проблему в целом. Предлагаемая работа посвящена сыртовым отложениям, развитым на территории Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия.

Сыртовые образования установлены и исследованы С. Н. Никитиным, П. А. Ососковым (1888), С. С. Неуструевым (Неуструев, Бессонов, 1909) и Л. И. Прасоловым (Прасолов, Неуструев, 1904) в Саратовском, Самарском и Оренбургском Заволжье, где они широко распространены. Южная граница сыртовой толщи обычно проводилась по абразионному уступу раннехвалынского моря, прослеживаемого на абсолютных отметках около 50 м. Южнее, в пределах Прикаспийской низменности, сыртовые отложения впервые отмечены М. М. Жуковым (1945) в районе Джаныбекского останца, а в дальнейшем Г. А. Масляевым (1963), отнесшим их к аналогам выделенной им в Ергенях багабурульской толщи, и А. А. Свиточем (1968). За последнее десятилетие установлено широкое развитие сыртовых образований в западной части Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия (рис. 1), куда они сплошным покровом спускаются из районов Саратовского Заволжья, достигая на юге оз. Баскунчак. С запада и юго-востока область распространения сыртовых отложений ограничена долиной Волги и линией, протягивающейся с севера от Чижинских разливов, вдоль р. Малый Узень к озерам Арал-Сор и Эльтон и далее на юг до оз. Баскунчак. В пределах этой территории сыртовые образования вскрыты и пройдены многочисленными и структурными скважинами. На дневную поверхность они, будучи перекрыты маломощным покровом осадков плейстоценовых трансгрессий Каспия, не выходят. Исключением являются Джаныбекский останец, расположенный несколько западнее долины р. Аще-Узек, и несколько ручьев бассейна этой реки, где эрозией вскрыты самые верхи сыртовых отложений. Выделение сыртовых отложений в пределах рассматриваемой территории в настоящее время подтверждено материалами и практикой площадной среднemasштабной съемки.

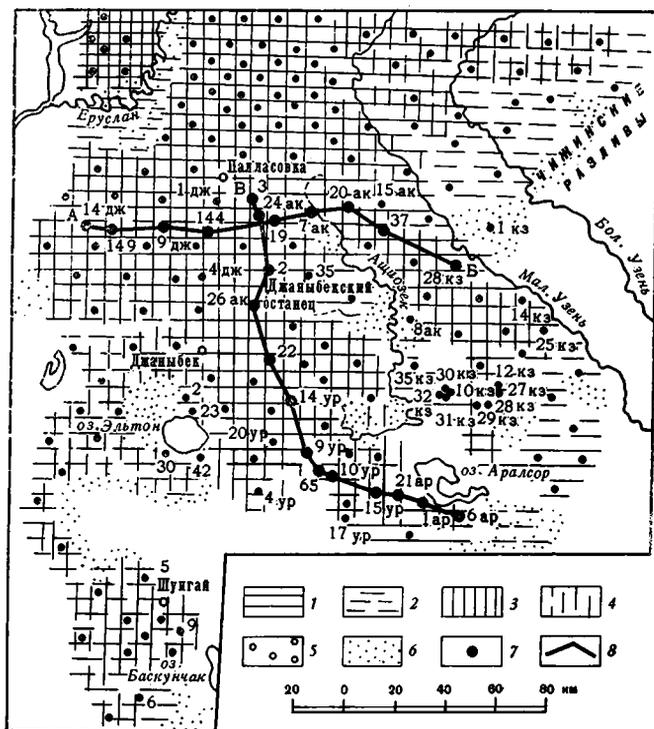
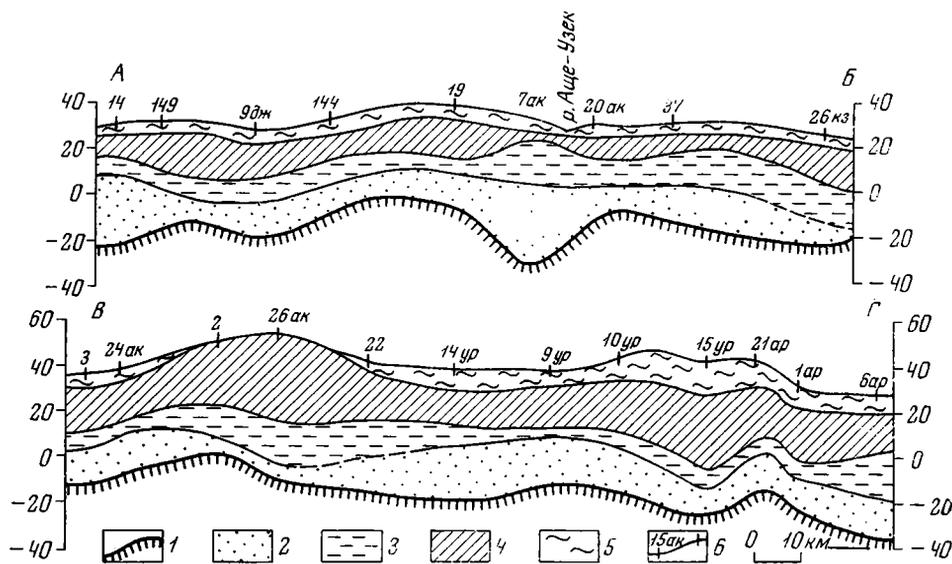


Рис. 1. Схема отложений Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия

- 1 — установочные подсыртовые пески;
- 2 — то же, предполагаемые;
- 3 — установленные слоистые сыртовые глины;
- 4 — то же, предполагаемые;
- 5 — установленные желто-бурые суглинки;
- 6 — то же, предполагаемые;
- 7 — скважина, выработка и ее индекс;
- 8 — направление геологических разрезов

Рис. 2. Геологические разрезы

- А — В — субширокий,
В — Г — субмеридиональный, направление разрезов дано на рис. 1
- 1 — кровля морских апшеронских отложений;
 - 2 — подсыртовые пески;
 - 3 — сыртовые слоистые глины;
 - 4 — сыртовые суглинки;
 - 5 — верхние - среднечетвертичные отложения;
 - 6 — скважина и ее индекс



В толще сыртовых образований Волго-Уральского междуречья хорошо выделяются и коррелируются по площади три литологические пачки отложений (снизу вверх): подсыртовые пески, сыртовые слоистые глины и желто-бурые сыртовые суглинки (рис. 2).

Подсыртовые пески. Подсыртовые пески, лежащие в основании сыртовой толщи, больше всего развиты в пределах междуречья. Бурением они вскрыты на глубинах от 10 до 60 м от поверхности в северной части Чи-

жинских разливов, водоразделе Узень—Аще-Узек, обширном Волго-Ащеузекском междуречье, южнее оз. Арал-Сор, между озерами Эльтон и Баскунчак (см. рис. 1).

Пески желтые и серо-желтые; в основном мелкозернистые, с преобладанием гранулометрической фракции 0,25—0,10 мм, реже тонко- и среднезернистые, с различной примесью алевритовых и глинистых частиц, слабо известковистые, иногда загипсованные, обычно слоистые за счет наличия прослоев, особенно в верхней части, глин красно-бурых и коричнево-бурых, реже серо-коричневых. По минералогическому составу¹ пески — кварцевые или кварц-полевошпатовые. В небольших количествах в легкой фракции присутствуют кальцит, плагиоклазы, глауконит, халцедон, гипс и слюда. Тяжелая фракция содержит, в основном, рудные, эпидот, роговую обманку и циркон, при незначительном количестве других компонентов. В верхней части разреза, за счет глинистого цемента, пески иногда уплотнены. В основании они обычно водоносны, ожелезнены и нередко содержат окатыши глин, известковистые и железистые конкреции, а также гальку палеогеновых и меловых пород. В подошве отложений встречается тонкий слой (3—5 см) песчаника с гипсовым пойкилитовым цементом.

На каротажных диаграммах буровых скважин пески хорошо отбиваются от ниже- и вышележащих глин и сопоставляются между собой повышенными значениями кажущегося сопротивления (КС), отрицательной формы кривой естественного потенциала (ПС) и пониженной гамма-активностью (ГК). В случае значительного опесчанивания подстилающих отложений или постепенного перехода подсыртовых песков в сыртовые глины выделение их по каротажу затруднено.

Ископаемыми находками пачка подсыртовых песков бедна. Из микрофауны в ней встречены единичные остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Caspiolla gracilis* (Liv.), *C. acronasuta* (Liv.), *Leptocythere schneiderae* Negad., *L. ex. gr. tenerita* Asl., *L. arevina* (Liv.), *Cytherissa naphhtatscholana* (Liv.).

При множестве выполненных палинологических анализов пыльца встречена лишь в скважине 20-ур², где в образце с глубины 27,2 м обнаружено 46 пыльцевых зерен, характеризующих попынно-маревый растительный спектр. Из них 33 зерна относятся к *Artemisia*, 7 — *Chenopodiaceae*, 2 — *Compositae*, 1 — *Pinus* сек. *Dyploxylon*, 1 — *Picea*, 1 — *Polipodiaceae*.

Изредка в песках встречаются обломки двустворчатых моллюсков и обугленной древесины.

В качестве характерного разреза подсыртовых песков, вскрытого большинством скважин, приведем описание буровой 21-ар, расположенной западнее оз. Арал-Сор. Здесь под слоистыми темно-бурыми глинами в интервале 46,5—63,5 м пройдены пески желтые и желто-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, слюдистые, с прослоями бурых глин. Пески подстилаются апшеронскими глинами коричневато-серыми, алевритистыми.

Несколько иной разрез этих отложений встречен западнее Джаныбека в скв. 9-дж, где с глубины 31 м под слоистыми суглинками и глинами лежат пески от желто-серого до грязно-серого цвета, мелко- и среднезернистые, местами сильно глинистые, с включениями гравия глинистых

¹ Аналитические определения выполнены: минералогические — А. Г. Ефремовой (ИГЕРГИ), палинологические — Р. Е. Рубиной (Саратовский ун-т), микрофаунистические — М. В. Андреевой (ВНИИГАЗ), химические — Г. П. Максимюк (Почвенный ин-т) — всем указанным товарищам автор выражает глубокую признательность.

² Все скважины, перечисленные в работе, обозначены на рис. 1. Скважины с индексами дж, ур, ар, ак, кз пробурены трестом «Союзбургаз».

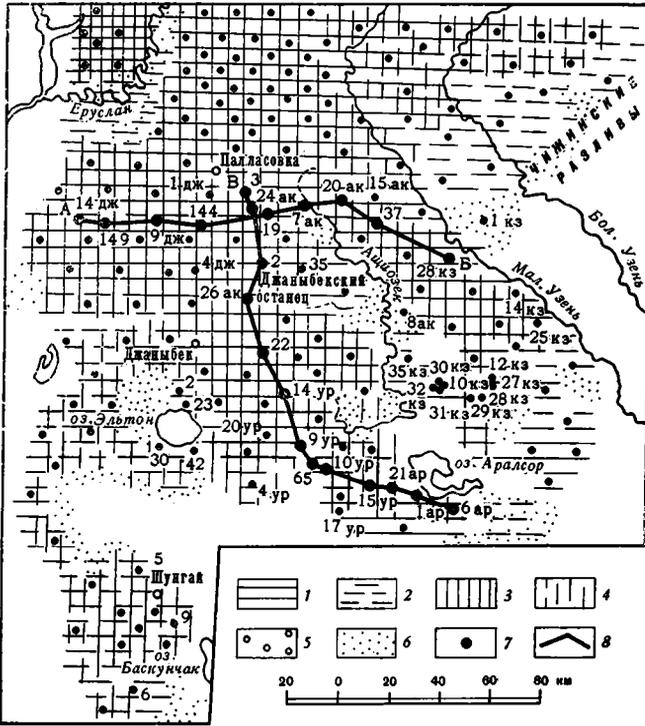
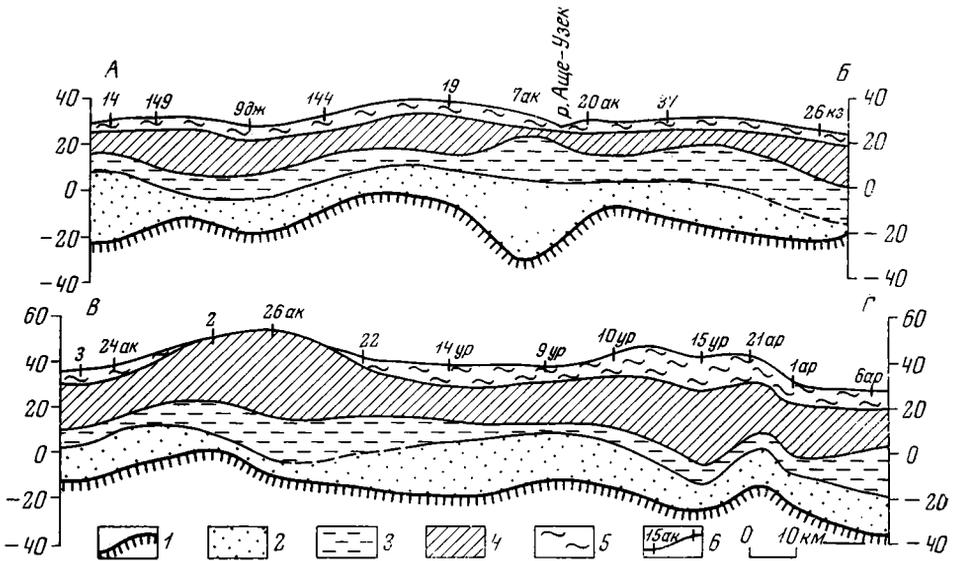


Рис. 1. Схема отложений Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия

- 1 — установочные подсыртовые пески;
- 2 — то же, предполагаемые;
- 3 — установленные слоистые сыртовые глины;
- 4 — то же, предполагаемые;
- 5 — установленные желто-бурые суглинки;
- 6 — то же, предполагаемые;
- 7 — скважина, выработка и ее индекс;
- 8 — направление геологических разрезов

Рис. 2. Геологические разрезы

- А — Б — субширотный,
 В — Г — субмеридиональный,
 направление разрезов дано на рис. 1
- 1 — кровля морских апшеронских отложений;
 - 2 — подсыртовые пески;
 - 3 — сыртовые слоистые глины;
 - 4 — сыртовые суглинки;
 - 5 — верхне - среднечетвертичные отложения;
 - 6 — скважина и ее индекс



В толще сыртовых образований Волго-Уральского междуречья хорошо выделяются и коррелируются по площади три литологические пачки отложений (снизу вверх): подсыртовые пески, сыртовые слоистые глины и желто-бурые сыртовые суглинки (рис. 2).

Подсыртовые пески. Подсыртовые пески, лежащие в основании сыртовой толщи, больше всего развиты в пределах междуречья. Бурением они вскрыты на глубинах от 10 до 60 м от поверхности в северной части Чи-

жинских разливов, водоразделе Узень—Аще-Узек, обширном Волго-Ащеузекском междуречье, южнее оз. Арал-Сор, между озерами Эльтон и Баскунчак (см. рис. 1).

Пески желтые и серо-желтые; в основном мелкозернистые, с преобладанием гранулометрической фракции 0,25—0,10 мм, реже тонко- и среднезернистые, с различной примесью алевритовых и глинистых частиц, слабо известковистые, иногда загипсованные, обычно слоистые за счет наличия прослоев, особенно в верхней части, глин красно-бурых и коричнево-бурых, реже серо-коричневых. По минералогическому составу¹ пески — кварцевые или кварц-полевошпатовые. В небольших количествах в легкой фракции присутствуют кальцит, плагиоклазы, глауконит, халцедон, гипс и слюда. Тяжелая фракция содержит, в основном, рудные, эпидот, роговую обманку и циркон, при незначительном количестве других компонентов. В верхней части разреза, за счет глинистого цемента, пески иногда уплотнены. В основании они обычно водоносны, ожелезнены и нередко содержат окатыши глин, известковистые и железистые конкреции, а также гальку палеогеновых и меловых пород. В подошве отложений встречается тонкий слой (3—5 см) песчаника с гипсовым пойкилитовым цементом.

На каротажных диаграммах буровых скважин пески хорошо отбиваются от ниже- и вышележащих глин и сопоставляются между собой повышенными значениями кажущегося сопротивления (КС), отрицательной формы кривой естественного потенциала (ПС) и пониженной гамма-активностью (ГК). В случае значительного опесчанивания подстилающих отложений или постепенного перехода подсыртовых песков в сыртовые глины выделение их по каротажу затруднено.

Ископаемыми находками пачка подсыртовых песков бедна. Из микрофауны в ней встречены единичные остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Caspiolla gracilis* (Liv.), *C. acronasuta* (Liv.), *Leptocythere schneiderae* Negad., *L. ex. gr. tenerita* Asl., *L. arevina* (Liv.), *Cytherissa naphhtatscholana* (Liv.).

При множестве выполненных палинологических анализов пыльца встречена лишь в скважине 20-ур², где в образце с глубины 27,2 м обнаружено 46 пыльцевых зерен, характеризующих попынно-маревый растительный спектр. Из них 33 зерна относятся к *Artemisia*, 7 — *Chenopodiaceae*, 2 — *Compositae*, 1 — *Pinus* сек. *Dyploxylon*, 1 — *Picea*, 1 — *Polipodiaceae*.

Изредка в песках встречаются обломки двустворчатых моллюсков и обугленной древесины.

В качестве характерного разреза подсыртовых песков, вскрытого большинством скважин, приведем описание буровой 21-ар, расположенной западнее оз. Арал-Сор. Здесь под слоистыми темно-бурыми глинами в интервале 46,5—63,5 м пройдены пески желтые и желто-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, слюдистые, с прослоями бурых глин. Пески подстилаются апшеронскими глинами коричневато-серыми, алевритистыми.

Несколько иной разрез этих отложений встречен западнее Джаныбека в скв. 9-дж, где с глубины 31 м под слоистыми суглинками и глинами лежат пески от желто-серого до грязно-серого цвета, мелко- и среднезернистые, местами сильно глинистые, с включениями гравия глинистых

¹ Аналитические определения выполнены: минералогические — А. Г. Ефремовой (ИГЕРГИ), палинологические — Р. Е. Рубиной (Саратовский ун-т), микрофаунистические — М. В. Андреевой (ВНИИГАЗ), химические — Г. П. Максимиюк (Почвенный ин-т) — всем указанным товарищам автор выражает глубокую признательность.

² Все скважины, перечисленные в работе, обозначены на рис. 1. Скважины с индексами дж,ур, ар, ак, кз пробурены трестом «Союзбургаз».

пород и обломков неопределимых моллюсков. На глубине 48 м пески подстилаются зеленовато-серыми апшеронскими глинами.

Средняя мощность подсыртовых песков 10—20 м. Распределение их мощности по территории междуречья неравномерно (см. рис. 2), что связано с активностью соляных куполов, характером накопления осадков и последующим их размывом. Полоса повышенных мощностей подсыртовых песков (более 20 м) располагается в верховьях р. Аще-Узек, откуда спускается к юго-юго-востоку, в район водораздела Узени и Аще-Узека и далее протягивается к нижнему течению р. Аще-Узек. Участки повышенных мощностей подсыртовых песков фиксируются в районе Джаныбека и северо-западнее его. Максимальная мощность песков равна 40 м, вскрыта в скв. 20-ак, находящейся на Узень-Ащеузекском водоразделе.

Относительно пониженные мощности подсыртовых песков отмечены северо-восточнее Джаныбека и по периферии площади их распространения, последнее, по-видимому, прямо связано с размывом песков в последующие за их отложением эпохи.

Подсыртовые пески повсюду подстилаются апшеронскими отложениями, обычно представленными глинами коричневатого-серого, либо темно-серого цвета, с фауной ребристых апшероний, монодакнами и с богатым комплексом остракод: *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *C. liventalina* (Evl.), *Caspiocypris schneiderae* (Liv.) in litt., *C. rotulata* (Liv.), *C. reniformis* (Schw.), *Advenocypris kurovdagensis* Klein, *Leptocythere martha* Liv., *L. cellula* Liv., *L. transformis* Mand., *L. multituberculata* Liv., *L. subtilis* Klein, *L. grandis* Klein, *L. grigovitschi* Mark., *L. olivina* Liv., *Loxosconcha malyckiyi* Lub., *Cytherissa bogatschovi* var. *triformis* (Liv.). Состав остракод, по мнению М. В. Андреевой, характерен для осадков среднеапшеронского и позднеапшеронского времени Северного Прикаспия.

В богатом палинологическом спектре апшеронских отложений преобладает пыльца древесных растений с господством сосны из секции *Duploxylon* и многочисленной пыльцы березы и ели. Среди травянистых, обычно присутствующих в небольших количествах, абсолютно преобладают пыльца лебедовых и полыни.

В верхней части апшеронских отложений комплекс остракод резко обеднен и представлен обычно только эвригалинными видами широкого вертикального распространения: *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Cytherissa bogatschovi* var. *triformis* (Liv.). Количество пыльцы здесь также уменьшается, большая часть ее уже относится к степной флоре: *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Graminae*.

Граница между подсыртовыми песками и апшеронскими глинами обычно четкая. На контакте глины часто растресканы и ожелезнены, в них, в виде гипса и карбонатов кальция, обычно встречаются следы вторичного засоления, иногда прослеживаемые в определенной последовательности: вверху — гипс, а ниже — карбонаты, что напоминает распределение солей в почвах современных засушливых областей.

Высотное положение подошвы подсыртовых песков испытывает небольшие местные колебания, в основном, обусловленные, по-видимому, активностью соляных куполов. В региональном плане можно отметить две области различного гипсометрического положения основания песков: 1) относительно приподнятую, с абсолютными отметками около — 5—(+5) м, находящуюся западнее долины р. Аще-Узек, и 2) относительно пониженную, с абс. отметками ниже — 15 м, расположенную на Узень-Ащеузекском водоразделе и южнее оз. Арал-Сор.

Подсыртовые пески перекрываются сыртовыми слоистыми глинами. Контакт между ними, как правило, постепенный и переход осуществляется посредством увеличения количества глинистых прослоев вверх по раз-

резу. Реже наблюдается быстрая смена отложений одной пачки осадками другой. В долинах рек Аще-Узек и Малый Узень, верхние сыртовые отложения обычно уничтожены эрозией и уцелевшие от размыва подсыртовые пески перекрываются морскими, либо наземными плейстоценовыми образованиями: так, например, в скважинах 1-кз и 4-кз, пробуренных в пределах древней долины р. Малый Узень, на подсыртовых песках с размывом лежат наземноводные среднеплейстоценовые, а возможно и более древние осадки.

Слоистые сыртовые глины. Ареал развития сыртовых глин почти полностью совпадает с областью распространения подстилающих их песков. Лишь местами, в районах крупных долин, глины отсутствуют, уничтоженные размывом.

Характерные признаки второй пачки сыртовой толщи — слоистость и в меньшей степени окраска. Текстульная особенность глин обусловлена наличием среди них тонких прослоев песка, реже алевроитов, желто-серого цвета. Вниз по разрезу количество песчаных и алевроитовых прослоев обычно увеличивается. Отложения в верхней части бурые и коричневато-бурые, ниже они постепенно становятся коричневыми или красно-бурыми, а в основании имеют красновато-коричневый, шоколадный, либо темно-красный цвет.

По составу глины преимущественно гидрослюдистые, с различным дополнением монтмориллонита и каолина. Микроскопически минералы цветной слюды частично гидратированы, в них отчетливо прослеживаются стадийные изменения и выделения железа по краям. Глины обычно содержат некоторое количество песка, легкая фракция которого представлена, в основном, кварцем и полевыми шпатами, а среди тяжелых компонентов преобладают рудные и эпидот. Реже глины жирные, в них часто встречаются многочисленные перцевидные железисто-марганцовые включения, друзы гипса, а иногда и мелкие бобовины карбонатов.

На геоэлектрических разрезах скважин пачке сыртовых глин соответствует положительная форма кривой «ПС», увеличенные значения «ГК» и уменьшенное «КС». Слоистость глин на каротажных диаграммах отражается в виде значительной дифференциации кривых.

Из ископаемой органики в этих отложениях обнаружены микро- и макрофауна, а также споры и пыльца.

Макрофауна представлена довольно многочисленными остракодами: *Caspiolla acropasuta* (Liv.), *Cytherissa bogatschovi* var. *triformis* (Liv.); реже встречаются *Caspiolla gracilis* (Liv.), *Candona* sp. jw., *Leptocythere postrata* Liv., *L. arevina* Liv., *L. postbissinuata* Negad., *L. propinqua* var. *cymbala* Liv., *L. planus* Asl. in litt., *L. pravoslavlevi* Schw., *L. frequens* Liv., *L. bosqueti* Liv., *L. charamita* Asl. in litt., *Limnocythere postconccava* Negad.

На территории Северного Прикаспия большинство указанных форм отмечено в средне-верхнеапшеронских морских отложениях, что дает основание отнести их к обедненному апшеронскому комплексу. В верхней части разреза сыртовых глин обычно встречаются единичные представители пресноводных остракод: *Candona postrata* Liv., *Candoniella subellipsoida* (Schar.), *C. albicans* (Brady), *Ilyocypris* Brady Sars., *Il. bella* Schar.

Из макрофауны в отложениях обнаружены обломки дрейссен, клессиниол, адакн, монодакн, микромеланий и дидакн.

Палинологический спектр сыртовых образований, в основном, характеризуется малочисленной пылью травянистых растений *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, встречающихся совместно с единичными древесными *Pinus*, *Betula*, *Picea* и спорами *Polypodiaceae*, *Sphagnum*.

Лишь в четырех образцах из скважин 4-ур, 7-кз, 14-кз, 27-кз удалось получить многочисленную в количественном отношении пыльцу древесных и травянистых растений. В палинологическом спектре скважин 14-кз, 27-кз абсолютно господствует пыльца таких представителей южной степной флоры, как полынь и маревые. Это в общих чертах согласуется с палинологическими материалами по сыртовым глинам других районов (Малышев, 1954; Москвитин, 1962). В скважинах 4-ур и 7-кз преобладает лесной спектр таежного типа с господством пыльцы сосны, ели и березы, более характерный для апшеронских отложений.

Отмеченный выше разрез сыртовых слоистых глин имеет наибольшее распространение в пределах Волго-Уральского междуречья. Однако в отдельных его районах среди этих образований отмечаются некоторые фациальные изменения. Так, севернее и северо-западнее Джаныбека в глинах иногда отсутствует слоистость, литологически и по окраске они менее выдержаны, а в кровле их, по обогащению известью и гумусированными прослоями, отмечаются погребенные почвы. Из ископаемых организмов здесь обычны пресноводные остракоды и гастроподы. Иллюстрацией сказанному может служить разрез скважины 4-дж, пробуренной севернее Джаныбека, где с глубины 17,5 м под бурными сыртовыми суглинками вскрыты глины и суглинки пестрой окраски (от бурой до серой) с ржавыми натеками, пятнами гумусированного вещества, со следами оглеения, известковистой галькой, прослоями супесей и песков и с пресноводными остракодами: *Candona nostrata* Liv., *Candoniella subellipsoidea* (Schar.), *Plyocypis brady* Sars, *Il. bella* Sars.

В ряде скважин (7-кз, 12-кз, 34-кз), пробуренных в центральной части Узень-Ащеузекского водораздела, были вскрыты сильно опесчаненные сыртовые глины. На юге водораздела (скв. 28-кз, 29-кз, 30-кз, 31-кз, 32-кз) — глины жирные, в верхней части разреза имеющие красновато-коричневую окраску, а в нижней — темно-коричневую.

Средняя мощность пачки слоистых сыртовых глин равна 7—15 м. Участки повышенной мощности глин (15 м; см. рис. 2) отмечаются в районах Джаныбекского останца (до 40 м, скв. 35), Узень-Ащеузекского водораздела (до 28 м, скв. 65), восточнее оз. Эльтон (до 22 м, скв. 42) и южнее оз. Арал-Сор (до 18 м, скв. 6-ар). В этих местах они, в основном, совпадают с повышенными участками водораздельных пространств и наоборот — сокращенные мощности сыртовых глин приурочены к отрицательным формам рельефа и, по-видимому, обусловлены размытием.

Аномальное уменьшение мощности отложений иногда наблюдается и на сводах активных куполов.

Сыртовые глины перекрываются пачкой желто-бурых сыртовых суглинков, исключением является только южная, периферическая часть области их распространения, где на глины с размывом ложатся осадки раннехвалынской и более древних трансгрессий Каспия. Контакт между слоистыми глинами и суглинками довольно четкий, поскольку на границе между ними обычно прослеживается пласт песка, хорошо отражающийся на геоэлектрических кривых положительной пикой «КС» и отрицательными кривыми «ПС» и «ГК». Иногда верхняя граница пачки слоистых сыртовых глин фиксируется наличием в ее кровле погребенного почвенного горизонта.

Желто-бурые сыртовые суглинки. Как и в более северных, классических сыртовых районах Заволжья, сыртовые отложения Волго-Уральского междуречья венчаются пачкой желто-бурых суглинков, слагающих обширные водораздельные пространства или встречающихся в форме останцов. В пределах долин междуречья суглинки обычно отсутствуют, т. к. уничтожены эрозионными и абразионными процессами.

Современная граница распространения сыртовых суглинков, по-видимому, не опускается ниже абсолютной отметки +20 м.

Суглинки в верхней части разреза имеют палево-бурую и желто-бурую окраску, ниже — бурую, коричневую и красновато-бурую. В различной степени они опесчанены, загипсованы и карбонатны и содержат множество мелких железисто-марганцовистых и углистых включений. Гипс встречается как в порошкообразной форме, так и целыми друзами, а карбонаты — в виде известковистых натечков, журавчиков и бобовин. Минералогический состав глинистой фракции суглинков представлен преимущественно гидрослюдами, в меньшей степени присутствует каолин и почти отсутствует монтмориллонитовый компонент, обычно присутствующий в более древних отложениях. В легкой алевритовой и песчаной фракции преобладает кварц и серицитизированные полевые шпаты, а в тяжелой — рудные, эпидот, роговая обманка и циркон. В верхней части суглинки обычно облессованы, а в немногочисленных естественных обнажениях имеют столбчатую отдельность. В разрезах некоторых скважин в суглинках отмечаются ископаемые кротовины и погребенные почвенные горизонты (не более двух).

Сыртовые суглинки почти полностью лишены ископаемых остатков. В них встречены лишь редкие остракоды *Caspiolla gracilis* Liv. *Cypri-deis torosa littoralis* Brady, *Candoniella albicans* (Br.), единичные зерна пыльцы травянистых растений *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, а также обломки дрейсен и тонкостворчатых гастропод.

Вследствие пестрой минерализации содержащихся в суглинках грунтовых вод и особенностей их химического состава на каротажных диаграммах скважин этим отложениям отвечают самые различные значения геофизических кривых.

Из всей сыртовой толщи суглинки, пожалуй, являются относительно наиболее однообразной пачкой осадков, трудно дифференцируемый монотонный разрез которых можно повсюду встретить с глубины 2—5 м. Так, в скв. 20—ак, расположенной в верховьях р. Аще-Узек в интервале 5—20 м, встречены суглинки, в верхней части желтовато-бурые, ниже — красно-бурые и бурые, загипсованные, известковистые, с точечными железисто-марганцовистыми включениями. Южнее, в районе оз. Арал-Сор, в скв. 21-ар с глубины 10 до 41 м под хвалынскими песками вскрыты суглинки бурые и коричнево-бурые загипсованные, известковистые, с углистыми примазками. Аналогичные отложения вскрыты в районе оз. Эльтон (скв. 2, 30, 23)³ и ст. Шунгай (скв. 5)⁴. В районе оз. Баскунчак верхняя сыртовая пачка встречена с глубины 2—3 м (скв. 6. и 9)⁵, где представлена суглинками и супесями желто-бурого цвета, известковистыми загипсованными. Мощность их соответственно равна 11 и 25,4 м.

Небольшие фациальные изменения, выражающиеся в смене окраски суглинков, появлении среди них линзовидных включений серых глин с пресноводными остракодами и гастроподами или слоистых разнозернистых песков, наблюдаются в районах западнее и северо-западнее Джаныбека и в среднем течении р. Аще-Узек. Так, например, в скважине 1-дж, пробуренной южнее с. Палласовка, с глубины 7 м встречены суглинки желто-серые, внизу зеленовато-серые и серо-бурые с пятнами голубовато-бурых глин, с гнездами песка, глинистым гравием и известковистыми включениями. Более тщательное изучение разреза сыртовых суглинков по материалам многочисленных скважин показало, что как и

³ Скважины ВНИГРИ.

⁴ Скважины ВНИГРИ.

⁵ Скважины Баскунчакской партии СГУ.

в районах сыртовой области Заволжья (Свиточ, 1969) среди отложений отмечается определенная цикличность. Визуально это выражается в небольших изменениях окраски, текстуры и механического состава отложений. Обычно для верхней части каждого цикла осадков характерны более светлые бурые и желто-бурые тона окраски, несколько большая облёссованность и бесструктурность и относительно более грубый состав отложений. В нижней части циклов отложения приобретают коричневатый оттенок и становятся более глинистыми, местами неясно-струйчато слоистыми, с пятнами серого и сизого цвета.

В кровле каждого цикла иногда отмечаются следы почвообразования как в виде обогащения гумусом, так и присутствия почвенных карбонатных новообразований — псевдомицелий.

Мощности сыртовых суглинков изменяются от 0 до 40 м, в среднем они равны 15—20 м (рис. 3, 4). В их распределении прослеживается прямая связь с гипсометрией поверхности — чем выше отметка рельефа, тем значительнее мощность суглинков. Таким образом, наибольшие мощности этих образований приурочены к самым повышенным водораздельным участкам междуречья — району Джаныбекского останца (здесь в скв. 26-ак встречается максимальная мощность суглинков, равная 43 м), Узень-Ащеузекскому водоразделу, водораздельной гряде юго-западнее оз. Арал-Сор и погребенному сыртовому останцу севернее оз. Баскунчак. На склонах водоразделов суглинки заметно уменьшаются в мощности, в долинах рек и крупных балках суглинки отсутствуют, либо встречаются в виде небольших погребенных останцов.

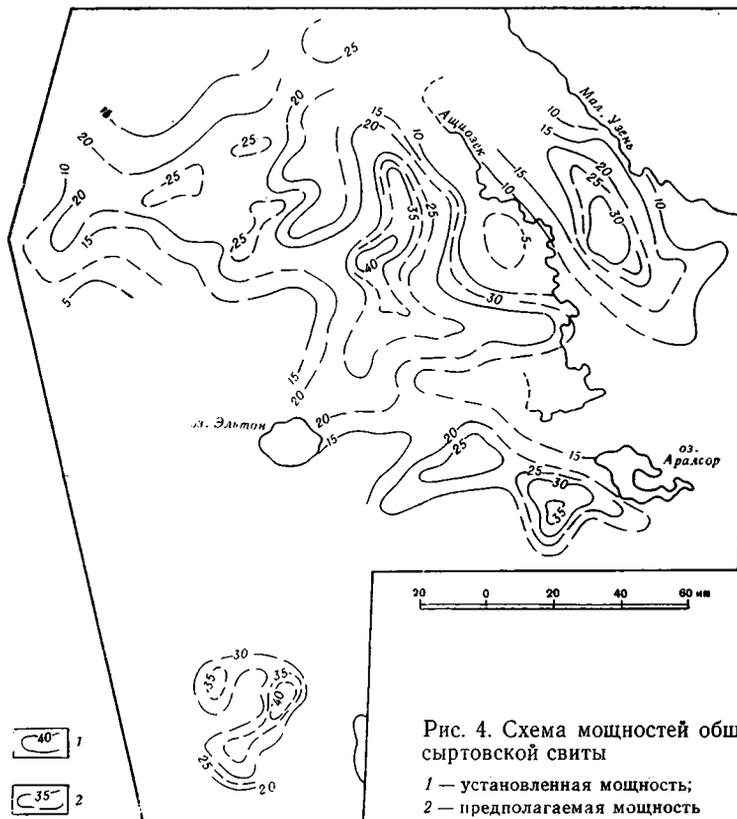
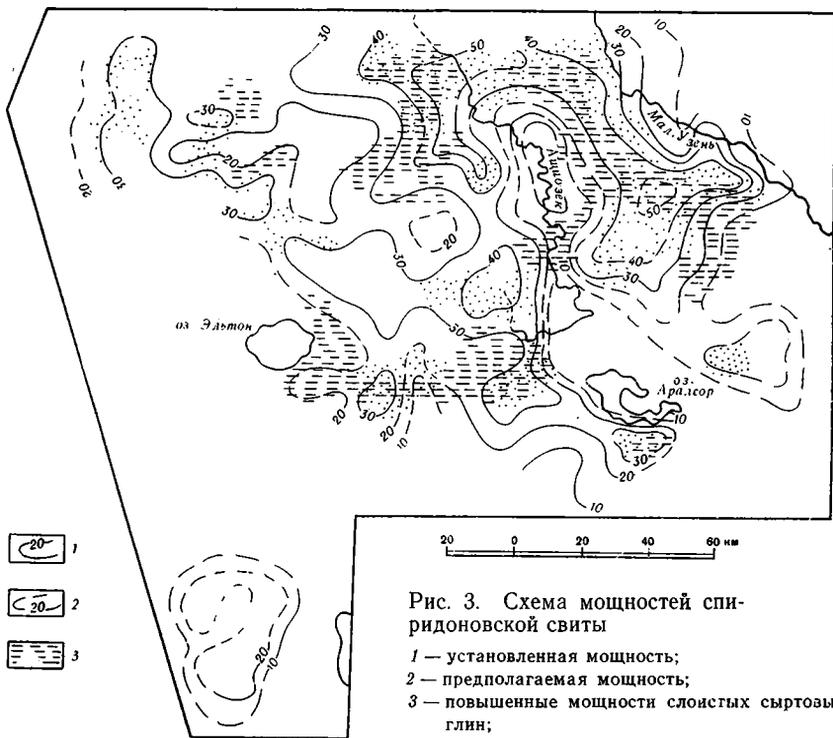
Положение подошвы сыртовых суглинков совпадает с условиями залегания основания подсыртовых песков. Относительно приподнятое залегание подошвы отложений ($> +10$ м) наблюдается к западу от долины р. Аще-Узек, а пониженное ($< +10$ м) в районе Узень — Ащеузекского водораздела и южнее оз. Арал-Сор.

Повсюду, за исключением Джаныбекского останца и основания водораздельных склонов, сыртовые суглинки трансгрессивно перекрываются маломощными осадками раннехвалынского моря. Вследствие заметных эпигенетических изменений хвалынских осадков, а также их близкого литологического состава с сыртовыми суглинками, контакт между этими отложениями обычно прослеживается с трудом, так, например, из серии шурфов, вырытых по профилю от Джаныбекского останца к долине руч. Жайльма-Сай только в одном из них (т. н. 2258; см. рис 1)⁶ наблюдалась четкая граница в виде размыва между хвалынскими осадками и желто-бурыми сыртовыми суглинками. Чаще эти отложения можно различать по следам погребенной почвы — обогащенному известью слою в кровле сыртовой толщи.

На правобережье долины р. Аще-Узек, в береговых обрывах некоторых оврагов и балок, рассекающих водораздельные склоны, устанавливается налегание фаунистически охарактеризованных хазарских отложений на сыртовые суглинки. Так, в самых верховьях руч. Жайльма-Сай под маломощной пачкой хвалынских глин лежат сыртовые суглинки. Ниже по течению суглинки уходят под днище ручья, а под хвалынскими отложениями прослеживаются хазарские пески с многочисленными *Didacna crassa palivkini* Wass. и другими моллюсками.

Из описания сыртовых отложений Волго-Уральского междуречья видно, что среди них достаточно хорошо выделяются две различные толщи — нижняя, включающая подсыртовые пески и слоистые сыртовые глины, и верхняя, представленная желто-бурыми суглинками. Отнесение подсыртовых песков и слоистых глин к одной толще основано на характере кон-

⁶ Точка наблюдения «Союзбургаз».



такта между ними, текстурных и литологических особенностях. По существу эти осадки представляют единый трансгрессивного типа разрез отложений, с относительно грубым материалом в основании и более тонким в верхних частях, где переход от одной литологической разности в другую осуществляется довольно постепенно. В случаях повышенного опесчанивания сыртовых глин или глинизации подсыртовых песков границу между ними вообще не удастся провести. Так, в скважинах 2-ак и 10-кз нижняя толща сыртовых отложений представлена единой пачкой слоистых глин бурого и красно-бурого цвета. Обратное явление наблюдается в скважинах 4-ур, 20-ур, 12-кз, 26-кз, 8-ак и 15-ак, где сыртовые образования состоят из песков серо-желтого цвета с редкими прослоями красно-бурых глин. Отсутствие четкого перерыва между подсыртовыми песками и кроющими их глинами по другим областям развития сыртовых отложений отмечалось Н. И. Николаевым (1935), А. В. Востряковым (1959) и А. И. Москвитиним (1962). Особенности строения нижней толщи позволяют отнести ее к спиридоновской свите С. С. Неуструева и Л. И. Прасолова (Прасолов, Неуструев, 1904) и выделить в ее составе две подсвиты — нижнеспиридоновскую подсвиту песков и верхнеспиридоновскую песчано-глинистую и слоисто-глинистую подсвиту (Свиточ, 1969).

Желто-бурые суглинки представляют собой совершенно другой, резко отличный от нижележащих осадков тип отложений и судя по своему положению (Свиточ, 1969), по-видимому, отвечают общесыртовой свите В. Л. Яхимович. Прослеживаемые в основании верхнего горизонта пески возможно отвечают межсыртовым пескам И. П. Герасимова (1935).

Возраст и генезис сыртовых отложений. Уже отмечалось, что имеется множество различных представлений по поводу возраста и генезиса сыртовых отложений. С конца прошлого столетия до последнего времени были предложены, по-видимому, все пути возможного решения задачи и в настоящее время остается только принимать и подтверждать ту или иную точку зрения или же отрицать ее.

Залегание сыртовых отложений в пределах Северного Прикаспия — области широкого распространения морских, фаунистически охарактеризованных плиоцен-четвертичных осадков, значительно облегчает стратификацию сыртовых образований.

Так, возраст спиридоновской свиты сыртовой толщи (слоистые глины, подсыртовые пески) достаточно хорошо устанавливается на основании положения ее в разрезе, а также характера содержащихся в нем ископаемых.

Подсыртовые пески, лежащие в основании спиридоновской свиты, повсюду подстилаются апшеронскими отложениями с ребристыми *Arscheronia*, *Monodacta*, комплексом остракод средне- и верхнеапшеронского времени и характерными для этой эпохи спорами и пылью. Кровля слоистых сыртовых глин, венчающих разрез свиты, обычно перекрывается толщей желто-бурых суглинков, часть которых (как будет показано ниже) относится к концу плиоцена.

В слоистых глинах верхнеспиридоновской подсвиты определен обедненный комплекс апшеронских остракод, некоторые из которых (*Leptocythere postrata* Liv.) на территории Северного Прикаспия не встречаются в отложениях моложе апшеронских. В пылевом спектре сыртовых глин в общем преобладает пыльца травянистых растений, что отличает их как от нижнечетвертичных, так и апшеронских отложений, где господствует пыльца древесных, однако в самых верхах апшерона устанавливается значительное обеднение пылевого спектра и некоторое его «остепление».

Исходя из отмеченного, возраст спиридоновской свиты района Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия определяется нами как позднеапшеронский (по-видимому, середина и конец позднего апшерона). Доказательством этому также может служить нахождение в подсыртовых песках и красно-бурых глинах, развитых непосредственно к северу от рассматриваемой территории, апшеронских моллюсков *Pseudocatillus* sp., *Ps. cf. bacuapus* Andrus., *Hurgania* sp., *Apscheronia* sp. indet. (Востряков и др., 1964).

За апшеронский возраст подсыртовых песков и перекрывающих их глин высказывались С. Н. Никитин (Никитин, Ососков, 1888), С. С. Неуструев (Неуструев, Бессонов, 1909), Н. И. Николаев (1935), И. П. Герасимов (1935), Е. В. Милановский (1940), М. М. Жуков (1945), А. В. Востряков и др. (1964).

Тектурные особенности отложений спиридоновской свиты — выдержанная горизонтальная слоистость и присутствие в них пресноводных и солоновато-водных организмов (моллюсков и остракод) несомненно свидетельствуют о формировании этих отложений в аквальной и субаквальной обстановке. Не исключено, что во время осадконакопления верхнеспиридоновской подсвиты это был мелководный бассейн, соленость которого, вероятно, несколько отличалась в сторону опреснения от вод апшеронского моря (угнетенный комплекс остракод), но все же была достаточно близкой, о чем можно примерно судить по исходному химическому составу сыртовых и апшеронских глин (таблица).

Химический состав сыртовых и апшеронских отложений

Отложения и количество образцов	Щелочность		Cl	SO ₄	Ca	Mg	По разности Na
	CO ₂	Общая в HCO ₃					
Сыртовые суглинки 10		0,60	1,07	3,37	1,31	0,74	2,40
Сыртовые глины 15	0,25	0,99	2,80	1,87	0,34	2,23	5,03
Морские апшеронские отложения 6		0,91	2,80	1,47	0,43	0,36	5,31

Ряд исследователей (Малышев, 1954) характер солей в водных осадках прямо связывает с соленью бассейна, отложившего их. Что это был за бассейн? Затухающее апшеронское море или какой-либо самостоятельный водоем, в настоящее время достоверно решить трудно. Наличие ясной литологической границы между подсыртовыми песками и подстилающими их апшеронскими глинами, в ряде случаев установление следов континентального перерыва между ними (Свиточ, 1969), широкое площадное развитие (противоположное регрессивному сокращению бассейнов), а также трансгрессивный характер строения спиридоновской свиты скорее свидетельствуют в пользу существования в конце плиоцена на территории Северного Прикаспия и соседних с ним областей самостоятельного бассейна, унаследовавшего от своего апшеронского предшественника ряд признаков (солевой состав, часть организмов и т. д.). К отложениям обширных водоемов подсыртовые пески и нижние сыртовые глины относили С. Н. Никитин (Никитин, Ососков, 1888), С. С. Неуструев (Неуструев, Бессонов, 1909), Н. И. Николаев (1935), Е. В. Милановский (1940), И. П. Малышев (1954), А. В. Востряков и др. (1964) и А. И. Москвитин (1962).

В положении общесыртовой свиты желто-бурых суглинков Северного Прикаспия достаточно хорошо прослеживается ее верхняя возрастная

граница, падающая на начало плейстоцена и устанавливаемая по трансгрессионному перекрытию или прислонению к сыртовым суглинкам фаунистически охарактеризованных осадков хвалынского и хазарского морей, а также по характеру современного и погребенного рельефа (дохвалынского), который выработан в суглинках, а следовательно моложе их. По-видимому, большая часть сыртовых суглинков междуречья образовалась в конце плиоцена, вслед за формированием спиридоновской свиты, поскольку трудно представить, что в раннечетвертичное время (факт перекрытия суглинков хвалынскими и хазарскими отложениями исключает возможность их образования в средне- и позднечетвертичное время) по соседству с морским бакинским бассейном, на обширной поверхности суши образовалась пачка отложений, вдвое превышающая по мощности одновозрастные ей морские осадки. К тому же пыльцевой спектр бакинских отложений свидетельствует о существовании в то время в Северном Прикаспии лесной растительности таежного типа (Гричук, 1953). Внешний облик сыртовых суглинков и единичные пыльцевые зерна травянистых растений скорее говорят о сухом климате в период их накопления. Высказанные предположения относятся только к области Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия. Материалы радиоуглеродного датирования гумуса верхней погребенной почвы общесыртовской свиты района г. Новоузенск дали возраст 17500 ± 600 лет (образец МГУ-153) и указывают, что формирование верхней части сыртовой толщи Заволжья, по-видимому, закончилось в эпоху максимальной трансгрессии хвалынского моря (15—11 тыс. лет назад).

Большинство авторов накопление желто-бурых суглинков относит к плейстоцену, лишь первые исследователи «сыртов» (Неуструев, Бессонов, 1909; Никитин, Ососков, 1888) и группа саратовских геологов (Камышева-Елпатьевская, 1936; Мурылева, 1951; Малышев, 1954; Востряков, 1959; Востряков и др., 1964) считает их, в основном, апшеронскими образованиями.

Значительные вторичные изменения (облессование и т. д.) желто-бурых суглинков и почти полное отсутствие в них ископаемых организмов существенно усложняет определение генезиса этих отложений. Литологический облик суглинков с отсутствием в них выдержанной слоистой текстуры и морских ископаемых, а за пределами рассматриваемой территории — залегание верхнего горизонта сыртов на абсолютных отметках, до которых не доходил ни один плиоцен-четвертичный бассейн (Сейфуль-Мулюков, Шлыкова, 1962), по-видимому, исключают их формирование в каком-либо крупном водном бассейне. Определенная цикличность строения, наличие следов погребенных почв, ископаемых кротовин, прослоев и линз илистых отложений с пресноводными остракодами и гастроподами, вероятно, свидетельствует о сугубо наземных условиях их образования, в котором различное участие принимало несколько факторов.

По аналогии с районами Саратовского Заволжья (Свиточ, 1969) и судя по облику осадков и характеру редких ископаемых организмов, найденных в них, можно предположить преимущественно субаэральное происхождение верхней части циклов общесыртовской свиты и наземноводный (мелкие и временные водоемы) генезис осадков нижней части циклов. Наземное формирование горизонта желто-бурых суглинков признается всеми исследователями и лишь некоторые из них (Никитин, Ососков, 1888; Жутеев, 1934; Малышев, 1954) относят эти отложения к осадкам обширных водоемов.

Итак, в западной части Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия установлено широкое развитие сыртовых образований, среди которых, как и в районах сыртового Заволжья, выделяются две свиты:

нижняя — спиридоновская и верхняя — общесыртовская. Нижняя свита представлена в основании пачкой подсыртовых песков (нижняя под-свита), вверх по разрезу постепенно переходящих в слоистые сыртовые глины красновато-коричневато-бурых расцветок (верхняя подсвита). Литологические особенности осадков нижней свиты, характер содержащихся в них ископаемых и стратиграфическое положение в разрезе покровных осадков междуречья свидетельствуют об образовании подсыртовых песков и слоистых сыртовых глин в условиях обширного мелководного водоема в конце апшеронского века.

Верхняя свита сыртовых отложений представлена пачкой желто-бурых суглинков, являющихся полигенетичными континентальными образованиями конца плиоцена — начала плейстоцена. В более северных областях развития суглинков — сыртовом Заволжье, вне пределов четвертичных трансгрессий Каспия, формирование их продолжалось более длительное время, до конца верхнего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д.* К вопросу об истории послечетвертичного времени в низовом Поволжье.— Тр. Почв. ком., 1912, I, вып. 1.
- Васильев Ю. М.* Антропоген Южного Заволжья.— Тр. ГИН, вып. 49. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Востряков А. В.* Сыртовые отложения Саратовского Заволжья.— Научн. Ежегодн. Саратов. гос. ун-та за 1955 г., 1959.
- Востряков А. В., Корженевский А. А., Морозов В. А., Седайкин В. М.,* К вопросу о геологии сыртовых отложений в Нижнем Заволжье.— В кн. «Плиоценовые отложения Прикаспийской впадины». Саратов, 1964.
- Герасимов И. П.* О генезисе и возрасте сыртовых отложений Нижнего Заволжья.— Тр. Комиссии по изучен. четвертич. периода, т. 4, вып. 2, 1935.
- Гричук В. П.* Результаты предварительного палеоботанического изучения четвертичных отложений Северного Прикаспия.— В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Доскач А. Г.* Материалы к геоморфологической карте Южного Заволжья и Прикаспийской низменности.— В кн. «Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности». М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Жуков М. М.* Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В кн. «Проблемы Зап. Казахстана», т. 2. 1945.
- Жутеев С. А.* Геологический очерк Заволжской части Поволжья.— Уч. Зап. Саратов. гос. ун-та, вып. 2, 1934.
- Камышева-Еллагтьевская В. Г.* Гидрогеологический очерк бассейна р. Б. Иргиза.— Тр. НИИГ СГУ, т. I, вып. 1, 1936.
- Мазарович А. Н.* Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья.— Изв. АН СССР, сер. 4, т. 21, № 9—11 и 12—14.
- Мазарович А. Н.* Террасы Волги и четвертичные отложения Заволжских степей.— Бюлл. информ. бюро Ассоциации по изучен. четвертич. период Европы, № 3—4, 1932.
- Мальшев И. П.* Сыртовые отложения южной части Общего Сырта. Фонды Саратов. гос. ун-та, 1954 (канд. диссертация).
- Масляев Г. А.* О пограничных слоях апшеронского и бакинского яруса в Предкавказье.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Милановский Е. В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.—Л., ГИЗ, 1940.
- Мирчик Г. Ф.* Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 1, 1936.
- Можаровский Б. А.* Геологический очерк Заволжья в связи с проектом ирригации. Саратов, 1933.
- Москаитин А. И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья.— Тр. ГИН, вып. 64. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мурылева А. П.* Апшеронские отложения бассейна рр. Б. Иргиза и Карамана.— Уч. зап. Саратов. гос. ун-та, т. 23, 1951.
- Неуструев С. С., Бессонов А. И.* Новоузенский уезд.— Мат-лы к оценке земель Саратовской губ. Самара, 1909.

- Никитин С. Н., Ососков П. А. Заволжье в области 92 листа Общей геологической карты России. Тр. Геол. ком., т. VII, № 2, 1888.
- Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья.— Тр. Комиссии по изучен. четвертич. периода, 1935.
- Прасолов Л. И., Неуструев С. С. Николаевский уезд.— В кн. «Материалы к оценке земель Самарской губ.», Самара, 1904.
- Розанов А. Н. Основные черты геологического строения Саратовского Заволжья в связи с глубоким бурением в газоносном районе.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 9, №№ 1—2, 1931.
- Саваренский Ф. П. Сыртовые глины Заволжья в бассейне рек Б. и М. Узеней.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 5, 1927.
- Свиточ А. А. Сыртовые отложения Северного Прикаспия.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1968, № 5.
- Свиточ А. А. Сыртовая толща и ее стратификация.— Советская геология, 1969, № 3.
- Сейфуль-Мулюков Р. Б., Шлыкова Л. М. К вопросу о происхождении сыртовой толщи Саратовского Заволжья и южной части Общего Сырта. КЮГЭ, вып. 7, 1962.
- Хоменко И. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в западной части Новоузенского уезда, Саратовской губернии, в пределах 93 листа 10-верстной карты Европейской России. Изд. Геол. ком., т. XXXVII, вып. 5—6, 1918.

Б. В. РЫЖОВ

**О ГЕНЕЗИСЕ ПОКРОВНЫХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ
УРАЛО-ТОБОЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ**

Покровным лёссовидным суглинкам и лёссам вообще посвящена обширная литература, отражающая значительное различие взглядов на их происхождение. Наряду с эоловой гипотезой лёсса, наиболее законченное выражение получившей в трудах В. А. Обручева (1909, 1948), существует около десятка других гипотез генезиса этих пород (Николаев, 1959). Не вдаваясь в анализ этих гипотез, рассмотрим условия залегания и состав покровных лёссовидных суглинков Урало-Тобольского междуречья (Южный Урал), и особенно их песчаной фракции, ранее мало привлекавшей внимание исследователей, хотя её изучение оказывается весьма важным для прояснения генезиса этих отложений. Это рассмотрение показывает сложность генезиса покровных суглинков, ведущее значение ветровой деятельности в накоплении их верхних горизонтов и исключительно большую роль геоморфологических условий в формировании этих отложений в целом.

Изученная территория располагается в бассейнах рек Уя, Гумбейка и Суундук. Она характеризуется увалисто-холмистым, холмисто-увалистым (на западе) и равнинным (на востоке — в пределах Западно-Сибирской низменности) рельефом, абсолютные отметки которого колеблются в пределах 180—450 м. В западной ее части почти повсеместно развита мезозойская кора выветривания палеозойских и протерозойских пород, которая в области Западно-Сибирской низменности уходит под мощный покров кайнозойских и мезозойских осадков.

Рассматриваемые отложения образуют на водоразделах, склонах, днищах логов и надпойменных террасах почти сплошной покров (рис. 1), вследствие чего они зачастую называются покровными. Этот покров прерывается лишь в поймах рек и кое-где на склонах и водоразделах. Мощность его на водоразделах и приводораздельных частях склонов составляет 0,5—1 м, увеличиваясь в логах до 4—6 м.

Рассматриваемые отложения представлены преимущественно суглинками (реже — супесями, песками и глинами) серо-, желто- или коричневато-бурыми, чаще неслоистыми, макропористыми, карбонатными, с незначительным количеством мелких, обычно кварцевых, обломков; они обладают столбчатой отдельностью и держат отвесные стенки. Таким образом, эти суглинки с известным правом можно считать лёссовидными.

Описываемые образования многие исследователи не отделяют от довольно сходных с ними более древних глин, именуя этот разновозрастный комплекс бурыми глинами или суглинками, бурыми покровными суглинками и т. д. и датируя его верхним плейстоценом (Ленных, 1948), эпохой самаровского, т. е. среднеплейстоценового, оледенения (Бойцов, 1958), а также временем уральских, возможно максимального, оледенений (Ануфриев, Ушаковский, 1960). Другие исследователи, например, К. В. Никифорова (1948) и Н. Н. Яхимович (Антропоген... 1965), считают эти отложения разновозрастными. К такому же выводу пришел и автор данной статьи по полевым работам 1962—1964 гг. Возраст покровных суглинков, являющихся наиболее молодыми отложениями из отмеченного разновоз-

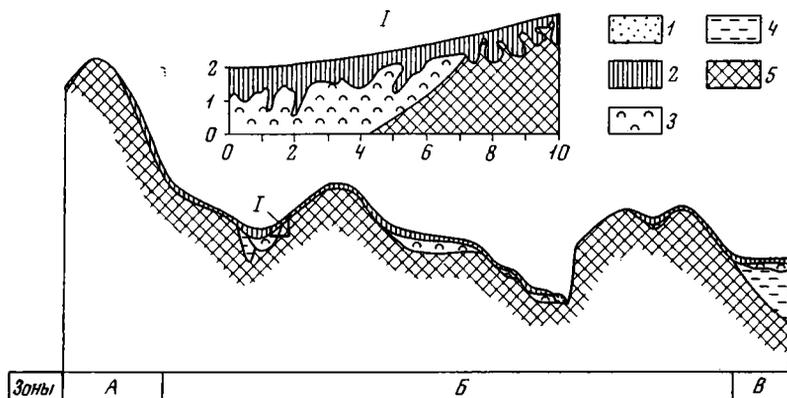


Рис. 1. Схема залегания покровных суглинков

I — деталь схемы. 1 — голоценовый аллювий; 2 — верхнеплейстоценовые покровные суглинки; 3 — неоген-плейстоценовые отложения; 4 — мезозойско-палеогеновые отложения; 5 — палеозойские породы, в верхней части обычно превращенные в кору выветривания. А — В — зоны рельефа: А — увалисто-холмистого, Б — холмисто-равнинного, В — низменного

растного комплекса, определяется тем, что они слагают верхи аллювия *I* надпойменной террасы, который по фаунистическим находкам датирован верхним плейстоценом.

В рассматриваемых отложениях нами найдены раковины и обломки раковин следующих наземных моллюсков: *Succinea* aff. *oblonga* Drap. (juv.), *Cochlicopa* cf. *lubrica* L., *Truncatellina* sp.? или *Carychium* *minimum* Müll., *Vallonia* cf. *tenuilabris* Al. Br., *Columella* sp. juv. (определение А. И. Москвитина), а также *Pupilla* sp., *Bradybaena* sp., *Planorbis* sp. и *Chondrula* (*Chondrula*)? sp. (определение А. А. Стеклова). Многие из них являются сухолюбивыми, а некоторые холодоустойчивыми; *Pupilla* часто встречается в лёссах¹.

Между покровными суглинками и подстилающими породами существуют хорошо выраженные следы перерыва в осадконакоплении, затухающие лишь в случае налегания на более древние бурые глины логов. Последнее, кстати, и послужило основанием для некоторых исследователей рассматривать эти образования в качестве одновозрастных. Подошва покровных суглинков, в одних местах сравнительно ровная, в других оказывается очень сложной, причудливой (см. рис. 1, деталь). Неровности ее связаны, очевидно, с процессами, протекавшими в условиях многолетней мерзлоты, поскольку здесь можно обнаружить как котлы кипения, так и земляные жилы, представляющие собой клиновидные в поперечном сечении тела шириною по верху до 0,3—0,5 м, внедряющиеся на глубину до 1,5—2 м в различные по возрасту и составу рыхлые образования.

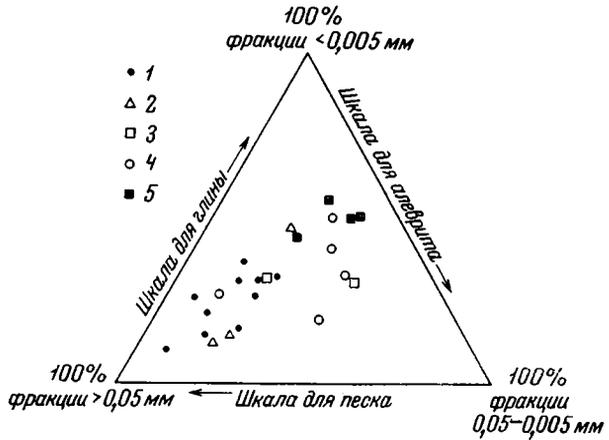
Характер покровных суглинков несколько меняется в зависимости от условий залегания.

На водоразделах и на приводораздельных участках склонов они представлены в основном песчанистыми суглинками, а также глинистыми алевритовыми песками и супесями (рис. 2). Признаки лёссовидности (макропористость, неслоистость, карбонатность) выражены здесь наиболее отчетливо.

¹ Пользуясь случаем, приношу искреннюю благодарность за содействие в работе А. И. Москвитину и А. А. Стеклову (Геологический институт АН СССР).

Рис. 2. Гранулометрический состав покровных отложений, приуроченных к различным элементам рельефа (по схеме классификации Л. Б. Рухина)

- 1 — на водоразделах и склонах;
 2 — в земляных жилах;
 3 — на I надпойменной террасе;
 4 — верхи разреза в логах;
 5 — низы разреза в логах



Эти признаки свойственны также земляным жилам, состоящим обычно из глинистых алевритовых песков.

В разрезе I надпойменной террасы рассматриваемые отложения состоят из суглинков, алевритовых в нижней части и песчаных в верхней, обнаруживающих нечеткие следы слоистости.

В отложениях логов выделяются две части: нижняя — делювиально-аллювиальная и верхняя — собственно покровная. Нижняя часть состоит из глин с редкими маломощными (до 0,2 м) линзами и прослоями глинистых песков, включающих мелкие обломки коренных пород. Макропористость здесь почти отсутствует, карбонатность выражена не всегда. Верхняя часть разреза покровных образований в логах сложена алевритовыми суглинками, глинами и супесями² (см. рис. 2) в значительной мере макропористыми, карбонатными и обычно неслоистыми. Таким образом, в логах, как и в I надпойменной террасе вверх по разрезу степень глинистости покровных отложений уменьшается.

Характерно, что покровные отложения водоразделов, склонов и земляных жил в направлении к юго-востоку становятся все более тонкозернистыми и менее песчаными (табл.). В отложениях логов таких изменений не обнаруживается. Что касается отложений I надпойменной террасы, то по ним слишком мало определений, чтобы делать какие-либо выводы.

Покровные суглинки состоят в основном из кварца и полевого шпата, обычно с преобладанием первого. Всегда присутствуют эпидот, цоизит, роговая обманка, ильменит, лимонит и магнетит, которые в отдельности содержатся в количестве до нескольких процентов. Практически всегда присутствуют, хотя и в меньших концентрациях, гематит, марганцевые минералы, актинолит, ставролит, лейкоксен, сфен, апатит, гранат, циркон, рутил и хромит. Диопсид, турмалин, топаз, анатаз, дистен, монацит, и некоторые другие минералы встречаются обычно в виде знаков или вообще отсутствуют³.

Часть песчаных зерен, главным образом из кварца, ильменита, ставролита, лейкоксена, дистена и циркона, отражает состав развитых поблизости пород. Поэтому на участках, сложенных ставролит- и дистенсодержащими сланцами (окрестности пос. Светлый), среди песчинок очень много именно этих минералов.

Другая часть песчаных зерен резко отличается тем, что она сложнее-

² Данные гранулометрического анализа, проведенного в лабораториях Гипроводхоза и Мосгипротранса.

³ Данные анализа, проведенного в Минералогической лаборатории Геолого-геохимического треста.

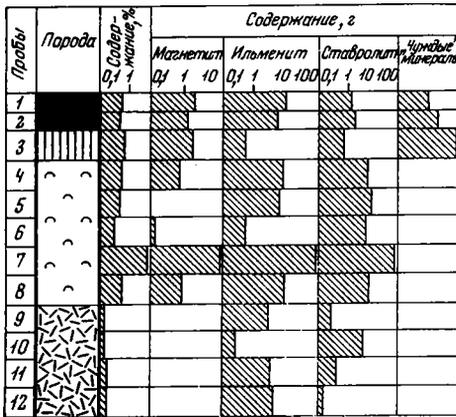


Рис. 3. Характер распределения отдельных минералов в шлифах (фракции 0,1—1 мм) в разрезе отложений лога Надежного (окрестности пос. Светлый)

Масштаб логарифмический.

- 1 — гумусовый горизонт почвы;
 - 2 — суглинки, выполняющие земляную жилу;
 - 3 — пестроцветные глины (аллювиально-делювиальные отложения лога);
 - 4 — кора выветривания сланцев, подстилающих пестроцветные глины
- «Чуждые» минералы — принесенные ветром обтертые зерна эпидота, цоизита, полевого шпата, роговой обманки (основная масса), а также сфена, хромита и актинолита

на минералами, не свойственными местным породам. Среди этих «чуждых» минералов наиболее характерны, повсеместно и в значительных количествах встречаются, эпидот, цоизит, роговая обманка и полевые шпаты, в том числе микроклин с решетчатым погасением⁴, которые совсем отсутствуют в сплошь развитой здесь коре выветривания древних пород или же встречаются в ней в небольших количествах.

Значительное место занимают также эпидот, сфен, хромит, хлорит и некоторые другие минералы, нередко вообще отсутствующие в подстилающих породах (рис. 3).

Зерна неместного состава из покровных суглинков резко выделяются среди зерен из других развитых здесь кайнозойских отложений сильной обработанностью. Они округлые с матовой поверхностью. Такой облик свойствен и значительной части кварцевых зерен, но при этом тоже можно говорить о их неместном происхождении. По форме и характеру поверхности песчинки из суглинков обнаруживают сходство с зернами

Гранулометрический состав покровных отложений (средненные данные по 14 образцам)

Места отбора образцов (последовательность в направлении к юго-востоку)	Содержание фракций, %		
	песок, 0,05— 2 мм	алеврит, 0,05— 0,005 мм	глина, тоньше 0,005 мм
Правобережье р. Увелька в районе г. Южноуральск	75	13	12
Левобережье р. Увелька у ст. Нижне-Увельская	65	14	21
Район пос. Светлый	60	21	19
Правобережье р. Гумбейка в районе с. Князевка	67	8	25
Район пос. Южный	49	20	31
Междуречье Увельки и Санарки в районе г. Троицк	47	16	37
Левобережье р. Верхн. Тогузак у пос. Дружный	50	23	27
Левобережье Суундука, руч. Джаман-Акжар	30	22	48

⁴ Обнаружен при изучении шлифов.

эоловых песков Африки⁵, что обусловлено, очевидно, однотипными условиями обработки тех и других.

Сглаженность углов отмечается и для частиц из местных пород (кварц, горный хрусталь, ставролит и т. д.), но это относится к более крупным фракциям — гальке и гравию. Эти обломки характеризуются неровными, но сглаженными контурами, повторяющими форму первоначальной отдельности или кристалла, и полированно-матовой поверхностью, свойственной не только выступам, но и углублениям. Рассмотрение таких обломков привело автора (Рыжов, 1969) к выводу о ветровом характере их обработки.

Итак, для песчаной фракции покровных суглинков характерно: а) обилие минералов, не свойственных подстилающим породам — коре выветривания и кайнозойским отложениям, б) постоянство состава «чуждых» минералов, который не зависит от гипсометрии и условий залегания описываемых суглинков и существенно не изменяется на обширной территории, в) округлая форма и матовая поверхность неместных песчинок с эоловым типом обработки. Все это определяет большое своеобразие рассматриваемых отложений.

Перечисленные особенности отчетливо проявились в земляных жилах, где содержание неместного песчаного материала нередко превышает 50%, и в суглинках водоразделов. В отложениях логов и I надпойменной террасы песчинки неместного состава играют подчиненную роль и свойственны почти исключительно самой верхней (2—3 м) части разреза покровных суглинков; основное значение здесь принадлежит материалу, отражающему состав пород, развитых в водосборе ручьев и рек.

Глинистая фракция покровных отложений представлена в основном гидрослюдой, а также галлуазитом, монтмориллонитом и каолинитом (определение А. Я. Шевченко, лаборатория Союзморниипроект).

Рассматриваемые отложения большинством исследователей (Никифорова, 1948; Ленных, 1948 и др.) относят к элювиальным, делювиальным и элювиально-делювиальным образованиям; другие (Бойцов, 1958) отмечают значительное участие в их формировании процессов многократного оттаивания и замерзания; третьи считают происхождение этих отложений проблематичным. Изложенный выше материал по условиям залегания и составу этих отложений заставляет дать иное объяснение их генезису.

Плащеобразное залегание рассматриваемых отложений на различных гипсометрических отметках и элементах рельефа, особенности состава песчинок (присутствие «чуждых» подстилаемым породам минералов, выдержанность состава этих минералов на обширной территории), а также облик значительной массы песчинок, гравелин и галек, несущих явные следы эоловой обработки, все это, вместе взятое, свидетельствует о несомненном участии ветра в формировании покровных суглинков.

Доля участия ветра в накоплении этих суглинков менялась во времени и в зависимости от геоморфологических условий. Увеличение содержания эолового материала (неместного состава песчинок с эоловой обработкой) вверх по разрезу в логах и на I надпойменной террасе указывает на то, что ветровая деятельность с течением времени усиливалась, достигнув максимума в завершающую стадию накопления покровных суглинков. Именно в эту стадию сформировались суглинки водоразделов, земляные жилы и самые верхи разрезов логов и I надпойменной террасы, характеризующиеся высокой концентрацией ветром обработанных песчинок.

⁵ Результат просмотра под биноклем песчаной фракции из покровных суглинков Южного Урала и эоловых песков левобережья Нила, предоставленных И. С. Чумаковым (ГИН АН СССР).

Суглинки водоразделов почти наполовину состоят из неместного материала дальнего эолового заноса. Однако и другую половину следует рассматривать как перенесенный ветром материал, только испытавший небольшую (порядка сотен метров) транспортировку, при которой песчинки не успели заметно истереться и окататься. Лишь более крупные обломки не переносились на такие расстояния, но и они нередко в той или иной мере подвергались эоловой обработке. Следовательно, эти суглинки являются эоловыми. На склонах они формировались также при участии плоскостного смыва, представляя эолово-делювиальные отложения. Образование рассматриваемых отложений в логах и на I надпойменной террасе происходило при совместной работе русловых водотоков, мелких струек воды на склонах и ветра.

Мы уже говорили, что земляные жилы содержат особенно много неместного материала. Лишь в очень небольшой части они включают обломки вмещающих пород. Применяя рассуждения о генезисе водораздельных суглинков и к этим жилам, можно сказать, что они почти целиком выполнены эоловым материалом. По такому составу рассматриваемые образования отличаются от земляных жил, которые могут считаться действительно псевдоморфозами ледяных клиньев, ибо эти псевдоморфозы сложены материалом не только покрывающих, но и боковых пород, в разжиженном состоянии затекающих в трещину при таянии льда. Причина подобного различия остается невыясненной. Если описанные здесь земляные жилы в самом деле являются псевдоморфозами ледяных клиньев, то необходимо сделать допущение, что вытаивание льда в клиньях не сопровождалось ощутимым разжижением пород, вмещающих лед. Однако с равным основанием можно предполагать, что эти жилы представляют собой не псевдоморфозы ледяных клиньев, а результат заполнения морозобойных трещин эоловым материалом.

Как уже отмечалось, суглинки водоразделов и земляных жил, т. е. собственно эоловые образования покровного комплекса, к северо-западу становятся грубее. Следовательно, можно предполагать, что ветры, переносящие песчаную пыль — материал суглинков, дули в юго-восточном направлении, освобождаясь от более грубых фракций в начале пути и далее неся все более и более тонкие частицы. Эта простая закономерность могла нарушаться, например, при наличии несцементированных и незадернованных песков на второй половине пути движения ветров, которые могли обогащаться песчаной фракцией и здесь. Этим, очевидно, следует объяснить относительно грубый состав покровных суглинков на левобережье р. Верх. Тогузак у пос. Дружный (см. табл.), где суглинки подстилаются рыхлыми разнозернистыми песками.

Предположение о направлении разноса рыхлого материала, сделанное на основе анализа гранулометрического состава, в целом находит подтверждение также при рассмотрении минералогического состава покровных суглинков и общей геологической обстановки Южного Урала. Для песчинок дальнего переноса покровных суглинков характерны минералы, свойственные кристаллическим сланцам, щелочным, основным, ультраосновным и контактово-метасоматическим породам (эпидот, роговая обманка, хлорит, апатит, хромит и т. д.). При этом основную массу таких песчинок слагают эпидот и роговая обманка, неустойчивые и обычно не встречающиеся в коре выветривания. Вместе с тем, непеработанные процессами химического выветривания и почти лишенные четвертичного чехла массивы указанных пород, которые могут рассматриваться в качестве коренных источников для перечисленных минералов, располагаются в осевой части Урала западнее, а для щелочных пород (Ильменские горы) — северо-западнее исследованной территории.

Большое однообразие покровных отложений (их неотсортированность, однородность минералогического состава песчинок неместного происхождения), не зависящее от рельефа, рек, лежащих на пути перемещаемого материала, позволяет считать, что его транспортировка осуществлялась не наземным (дюнным), а воздушным способом, во время песчано-пыльных бурь.

Земляные жилы и деформации, связанные с многолетней мерзлотой, а также широкое развитие эоловых процессов, все это свидетельствует о суровой и засушливой обстановке, в которой происходило накопление покровных суглинков и которая соответствовала эпохе последнего оледенения. Такая обстановка, естественно, не являлась исключительной особенностью лишь Урало-Тобольского междуречья; она была свойственна всей перигляциальной зоне. Поэтому выводы о генезисе покровных образований, сделанные для части этой зоны, могут быть распространены на остальную её территорию.

Покровные суглинки формировались в суровой перигляциальной обстановке прошлого. При этом их нельзя отнести к какому-нибудь одному генетическому типу отложений. Являясь в основе своей эоловыми, эти образования в соответствующих условиях (на склоне, в долине) имеют сложное (эолово-делювиальное и т. д.) происхождение.

Участие ветра в образовании покровных лёссовидных суглинков оценивается по-разному. Одни исследователи (Москвитин, 1940 и др.) ветру придают основное значение. Другие, в частности М. В. Муратов (1953), отводят ему ограниченное место, хотя и не скидывают этот фактор со счётов. Однако большинство исследователей, как показывает произведенный Н. И. Николаевым (1959) обзор и изложенное выше по Урало-Тобольскому междуречью, происхождение покровных суглинков ставит вне зависимости от эолового фактора. Наши данные по покровным суглинкам рассмотренной территории, а также выяснение генезиса песчаных шлейфов окрестностей г. Чита, как эолово-делювиальных (Рыжов, 1966) полностью подтверждают взгляды В. А. Обручева, А. И. Москвитина и других исследователей о существенной роли эоловых процессов при накоплении плейстоценовых отложений. Можно утверждать, что эти процессы в прошлом проявлялись в несравненно больших масштабах, нежели им обычно приписывается. Для перигляциальной обстановки с её сухим и суровым климатом эоловые процессы являлись характерными и неизменными, сказывались ощутимо на образовании всего комплекса отложений, в том числе делювиальных и аллювиальных. Поэтому, разделяя в целом представление Е. В. Шанцера по поводу накопления делювия, мы не можем согласиться с его мнением, что перигляциальная обстановка способствовала делювиообразованию «лишь постольку, поскольку она характеризовалась достаточно резкой аридизацией климата» (Шанцер, 1965, стр. 18). Без учёта выпавших из атмосферы масс пыли и песка, очевидно нельзя объяснить наличие столь широко распространенных и мощных делювиальных шлейфов, какие отмечаются в перигляциальной зоне.

С изложенных позиций могут, видимо, найти объяснение такие особенности перигляциальной формации, описанной Г. И. Горецким (1958), как облекающее залегание на различных элементах рельефа без размыва, возрастание песчаности перигляциальных отложений по мере приближения к границе оледенения, наличие в них горизонтов лёссовидных суглинков, особенности текстуры и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропоген Южного Урала. М., «Наука», 1965.
- Ануфриев Ю. Н., Ушаковский В. Т.* О генезисе россыпей кварца на Урале. Тр. ИГЕМ, вып. 40. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бойцов М. Н.* Следы многолетней мерзлоты в рыхлых осадках восточного склона Южного Урала.— Докл. первичн. организ. Горного о-ва при ВСЕГЕИ. Л., 1958.
- Горецкий Г. И.* О перигляциальной формации. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 22. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ленных И. В.* Геоморфология и мезо-кайнозойские отложения бассейна р. Уй на Южном Урале.— Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1. М.— Л., 1948.
- Москвитин А. И.* Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Тр. ИГН АН СССР, вып. 14. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Муратов М. В.* Об условиях образования суглинков в четвертичн. периоде.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 19. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Никифорова К. В.* Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 45. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Николаев Н. И.* О проблеме происхождения покровных суглинков.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1959, № 4.
- Обручев В. А.* К вопросу о происхождении лёсса.— Изв. Томск. техн. инст., т. 13, № 1, 1909.
- Обручев В. А.* Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.— Тр. Почвен. ин-та АН СССР, т. 27. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Рыжов Б. В.* Эолово-делювиальные отложения окрестностей г. Читы.— В сб. «Современный и четвертичн. континентальный литогенез». М., «Наука», 1966.
- Рыжов Б. В.* Об окатанности и характере поверхности кристаллов горного хрусталя в кайнозойских отложениях Южного Зауралья.— Тр. ВНИИСИМС, т. X, 1969.
- Шанцер Е. В.* Склоновый смыв как фактор морфогенеза и литогенеза суши. В кн. «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». М., «Наука», 1965.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

С. М. ЦЕЙТЛИН

ГЕОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ БОБКОВО (РЕЗУЛЬТАТЫ НОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В долине р. Алей — левого притока верховьев Оби в 1964 г. О. М. Адаменко было обнаружено палеолитическое местонахождение. По данным публикации О. М. Адаменко (Окладников, Адаменко, 1966), в обрыве террасы высотой 11 м, подмываемой р. Алей, на глубине 5 м от дневной поверхности были обнаружены леваллу-мустьерская пластина из черного фельзит-порфира, несколько древесных угольков, обломки бивней мамонта и два рога бизона.

В последние годы нами были произведены работы на этом местонахождении, описано несколько разрезов этой террасы, обнаружены еще две небольшие пластинки и собраны костные остатки млекопитающих. Разрез террасы, где было найдено местонахождение, представлен следующими отложениями (сокращенное описание):

	Мощность, м
1. Пески серые, на поверхности перевеянные	0,23
2. Пески серовато-желтые горизонтально- и волнистослоистые, в верхней части карбонатизированы	0,52
3. Линзовидно-волнистое переслаивание мелкозернистых песков. На глубине 0,15—0,45 м от кровли видны небольшие клиновидные нарушения и нарушения слоистости	0,95
4. Песок коричневатого-желтый, неяснослоистый	0,18
5. Супесь желтоватая, волнистослоистая. В подошве слоя — клиновидные нарушения	0,4
6. Тонкое переслаивание коричневатых и серых песков, в верхней трети волнистослоистых, ниже горизонтальнослоистых	2,44
7. Супесь коричневатого-бурая глинистая. На глубине 0,5 м наблюдаются клиновидные нарушения вертикальной мощностью до 0,5 м	1,20
8. Суглинок песчаный голубовато-серый с постепенной границей кровли и неровной отчетливой — подошвы. В 0,1 м ниже кровли обнаружен небольшой обломок ножевидной пластины черного кремня. Видимо на этом уровне был культурный горизонт	0,9
9. Переслаивание серой супеси и серых и охристых ожелезненных песков. Слойки разорваны, изогнуты, смещены. В кровле встречаются разорванные гумусированные пятна. Встречены отдельные гальки и гравий	0,75
10. Пески серые разнозернистые горизонтальнослоистые. В подошве линзы мелкой гальки, гравия, глиняных окатышей	0,85
11. Глины желтовато-коричневые, серые, вязкие, прослоями иловатые. Видимая мощность до уреза воды в р. Алей	1,15

Прослеживание слоев по простираанию показало, что слои 8, 9, 10 залегают в виде линзы, быстро выклинивающейся как к востоку, так и к юго-западу, и супеси слоя 7 вместе с перекрывающими их песками ложатся непосредственно на глины слоя 11.

О. М. Адаменко (Окладников, Адаменко, 1966) отнес слои с 7-го и ниже к так называемой бобковской свите, сформированной во второй половине среднего плейстоцена; лежащие же выше пески он считал верхнеплейстоценовыми, слагающими накопления I надпойменной террасы р. Алей. Решающим обстоятельством в датировке бобковской свиты и, следовательно, палеолитических находок, послужили палеонтологичес-

кие данные; в частности, находка В. С. Зажиговым черепа лошади, которая по определению Э. А. Вангенгейм относится к *Equus ex gr. caballus* (subsp. n) и не может быть древнее низов среднего плейстоцена, но и верхнеплейстоценовый ее возраст тоже исключается (по заключению Э. А. Вангенгейм). Эта находка была сделана В. С. Зажиговым «...в юго-западной части обнажения вилах на контакте их с песками»... (Окладников, Адаменко, 1966, там же, стр. 376). Но, как указывалось, в юго-западной части обнажения пески и супеси непосредственно ложатся на глины слоя II. Очевидно, близ кровли глин слоя II и был найден череп лошади. Это же самое подтверждено в устном сообщении и В. С. Зажиговым, с которым выяснены обстоятельства нахождения остатков ископаемой лошади.

Попытаемся подойти к суждению о возрасте этого палеолитического местонахождения на основе анализа строения разреза этой террасы. Сразу следует отметить, что II-метровая терраса в долине р. Алей является II надпойменной. В этом районе есть и I надпойменная терраса, но она значительно ниже (на 4—5 м) и с существенно иным строением разреза.

Итак, рассматривая разрез II надпойменной террасы необходимо прежде всего отделить аллювиальные ее накопления от ее цоколя. Последний образован глинами слоя II, имеющими, видимо, среднеплейстоценовый возраст (находка в них черепа среднечетвертичной лошади). Контакт между аллювием террасы и ее цоколем четкий и обозначен границей размыва, отмеченной линзами мелкогалечного материала.

Аллювиальные накопления террасы представлены преимущественно слоистыми песками и, реже, супесями. Нижняя треть аллювиальной толщи террасы образована крупной линзой, состоящей из более глубокого песка с включением гравия и линз мелкой гальки. Верхняя часть линзы состоит из песчанистого суглинка (слой 8), близ кровли которого найдены культурные остатки палеолитического местонахождения. Вся эта линза представляет собой, видимо, накопления русловой фации аллювия с образованиями старичной фации в ее кровле.

Существенно песчаная толща аллювия террасы содержит четыре генерации мерзлотных нарушений, три из которых располагаются выше слоя с культурными остатками. Мерзлотные нарушения здесь представлены небольшими клиновидными деформациями и смятиями малой амплитуды. Наиболее крупные формы мерзлотных нарушений фиксируются в слое 7. Ниже — в слое 9 — наблюдаются только смятия слоистости солифлюкциального типа.

Важно также иметь в виду, что из слоя 8, помимо кремневых изделий, извлечены обломки бивней мамонта и рога бизона. Эта фауна может указать на перигляциальную обстановку их существования, поскольку столь южное обитание мамонтов обычно связано с перигляциальными ландшафтами.

Наконец, следует учесть, что следы солифлюкции в слое 9 — слое подстилающем отложения с культурными остатками, — сочетаются с наличием гумусированных пятен и ожелезнением части накоплений слоя 9. Вероятно во время формирования накоплений слоя 9 перемывался существовавший по берегам почвенный покров или, что скорее всего, эти отложения были на какое-то время осушены и на их поверхности происходило почвообразование.

Две первые надпойменные террасы, как показывают наши исследования верхнеплейстоценовых отложений Южной Сибири, формируются в течение сартанского времени и начала голоцена (II надпойменная терраса каргинско-сартанская — от 28—25 тыс. лет до 13 тыс. лет, I надпойменная терраса — позднесартанская-раннеголоценовая — от 12—13 тыс. лет до 8 тыс. лет). Ранее нами уже отмечалось (Цейтлин, 1969),

что в сартанских накоплениях юга Сибири запечатлены пять горизонтов криогенных нарушений. Характерно, что первое мерзлотное воздействие сартанского времени представлено солифлюкционными деформациями, наложенными на каргинские образования. Затем, по мере понижения температуры, развиваются мерзлотные нарушения трещинного типа.

Здесь в разрезе II надпойменной террасы наблюдаются четыре горизонта с мерзлотными деформациями, а в разрезе I надпойменной террасы — один горизонт. Причем в отложениях II террасы нарушениями солифлюкционного типа затронуты накопления слоя 9 вместе с гумусированной частью в его кровле, а крупные деформации трещинного типа приурочены к слою 7.

Таким образом, если учесть фаціальную дифференциацию накоплений II надпойменной террасы, их палеокриологическую характеристику, данные о фауне, то вопрос о геологическом возрасте культурных остатков становится еще более ясным. Слои 9 и 10, относящиеся к русловой фации аллювия, затронуты в своей верхней части (слой 9) эпигенетически наложенными солифлюкционными деформациями. Эти слои очевидно были сформированы еще в каргинское время. Все вышележащие слои относятся уже к накоплениям сартанского времени. Следовательно, геологический возраст культурных остатков палеолитического местонахождения Бобково может быть определен как начало сартанского ледникового века.

ЛИТЕРАТУРА

- Окладников А. П., Адаменко О. М. Первая находка леваллуа-мустьерской пластины в среднелейстоценовых отложениях Сибири. В сб. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.
- Цейтлин С. М. Некоторые проблемы геологической периодизации и палеогеографии палеолита Сибири. В сб. «Основные проблемы геологии и антропогена Евразии». М., «Наука», 1969.

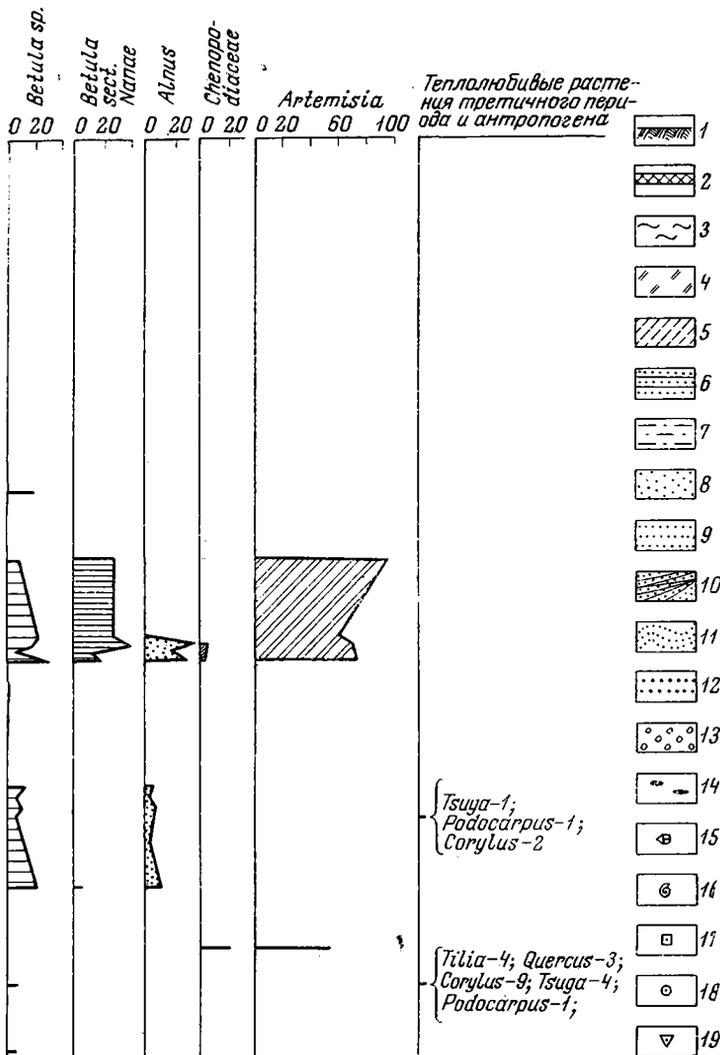
И. Л. ШОФМАН

СТРАТИГРАФИЯ ПЕСЧАНОЙ ТОЛЩИ СРЕДНЕЙ ЛЕНЫ

В долине Средней Лены распространена мощная (40—120 м) песчаная толща, залегающая на высоте от 40 до 100 м над урезом реки у пос. Пеледуй, в устье р. Джерба, у пос. Батоломей, вблизи г. Олекминск. Эта песчаная толща накапливалась на протяжении длительного времени в условиях устойчиво погружающихся локальных впадин.

Несмотря на то, что эти осадки изучались многими исследователями, их стратиграфическое расчленение до последнего времени оставалось во многом неясным. Н. С. Чеботарева и др. (1957), Р. Е. Гитерман (1963) на основании единичных находок спор и пыльцы считали указанные образования эоплейстоценовыми. Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961) относил их к бестяхской свите (верхний эоплейстоцен по принятой нами схеме), а эоловые дюны и ветрогранники ее кровли сопоставлял с эпохой максимального оледенения Сибири. Проведенное детальное литологическое и палинологическое исследование опорных разрезов песчаных отложений позволило дополнить имеющиеся данные и существенно изменить представление об их возрасте.¹

¹ В основу стратиграфического расчленения песчаных толщ положена схема В. И. Громова и др. (1958).



супесь; 6 — алеврит; 7 — песок алевритистый; 8 — песок неслоистый; 9 — песок горизонтальнослоистый; 10 — песок косослоистый; 11 — песок волнистослоистый; 12 — гравий; 13 — галька и валуны; 14 — углистые включения; 15 — ветрогранники; 16 — раковины моллюсков; 17 — пыльца древесных пород и кустарников; 18 — пыльца травянистых растений и кустарников; 19 — споры

генетически наложены криотурбации, представленные псевдоморфозами по ледяным клиньям и складчатыми структурами. Псевдоморфозы по ледяным клиньям имеют глубину до 2,7 м, ширину по основанию 0,3—0,5 м. На контакте с вмещающими породами отмечаются мерзлотные «микросбросы» (рис. 2). Ниже горизонта суглинков расположены тонко- и мелкозернистые пески с прослоями более темных алевритов мощностью до 0,1 м. Горизонтальная или волнистая слоистость подчеркнута изменением крупности зерен или ожелезнением по плоскости напластования.

В слое алеврита из средней толщи на глубине 51,5 м от поверхности обнаружены раковины моллюсков: *Odhnevipisidium indigivcense* Stav. et stv.— 2 экз., *Neopisidium subconventus* Stav. et stv.— много, *Galileja* sp. 1 (nav?) — 2 экз., *Galileja* sp. 2 (nav?) — 1 экз.²

² Определения Я. И. Старобогатова, ЗИН АН СССР, 1968 г.

3. Нижняя толща (интервал 76—100 м) представляет горизонтальное, тонкоритмичное переслаивание мелкозернистых сильно кварцевых слюдистых песков. Слоистость подчеркивается концентрацией темноцветных минералов на границах слоев. В верхней части толщи отмечаются редкие прослойки косослоистых песков (0,3—1,0 м) и алевроитов. Исходя из материалов колонкового бурения, общая мощность песков, включая подрусловую часть, достигает 44 м. По данным В. К. Смолякова у подошвы толщи отмечаются линзы галечника.

24

Нижняя толща резко отделяется от перекрывающих ее песчано-алевритовых осадков и относится к аллювию перстративного типа, включающему горизонт базальных галечников и русловых песков. Судя по положению подошвы песков ниже уреза р. Лены, образованию аллювия предшествовал глубокий эрозионный врез. Перекрывающие песчано-алевритовые осадки накапливались, вероятно, в спокойных озерных и аллювиально-озерных условиях.

Для описываемой толщи характерен специфический состав спорово-пыльцевых спектров³. Во время формирования отложений, залегающих в основании этой толщи, произрастала темнохвойная тайга из сибирского кедра и ели с участием сосны и березы, присутствием широколиственных пород: липы, дуба, вяза, лещины и некоторых третичных реликтовых растений. Климат в этот период был теплым и влажным. В составе спектров из середины нижней толщи пыльца древесных пород составляет лишь 30%, причем половина этого количества приходится на долю *Betula sec. Nanae*. Такие спектры позволяют говорить о существовании безлесных ландшафтов с обилием ксерофитов (полыней и лебедовых) и изменении климата в сторону похолодания и уменьшения влажности. Спорово-пыльцевые спектры отложений, приуроченных к кровле нижней толщи, близки по составу к изученным в основании этой толщи. Отличие заключается в сокращении роли широколиственных пород и экзотов и обеднении их видового состава.

Для всей Сибирской платформы установлено, что в эоплейстоценовых осадках еще сохраняются реликты фауны и флоры неогена (Алексеев и др. 1965). Присутствие в рассмотренных спорово-пыльцевых спектрах среди типичных представителей четвертичной тайги экзотических хвойных позволяет рассматривать отложения нижней толщи как эоплейстоценовые, а характер изменения спектров по вертикали дает возможность предположить, что эти осадки относятся к нижнему, среднему и верхнему ярусам отдела.

Средняя толща залегает на эоплейстоценовом аллювии. Ее слагают переслаивающиеся тонкозернистые пески, глины и алевроиты. Содержание пыльцы и спор незначительное. Достаточное их количество выделено лишь из слоя алевроитов, содержащих раковины моллюсков. Состав спектров свидетельствует о произрастании елово-сосново-березовой лесотундры, безлесные участки которой были заняты полынями, *Betula sec. Nanae* и аркто-альпийскими видами плаунов. В группе древесных пород и кустарников встречена пыльца *Betula sp.*, свойственная как древесным, так и кустарниковым видам берез. Климат был холоднее и суше, чем современный, что, по всей вероятности, связано с наступлением ледниковой эпохи. Стратиграфическое положение горизонта, характер спектров, состав фауны моллюсков, аналогичных найденным в самаровских отложениях аллаиховской свиты бассейна р. Индигирка, позволяют синхронизировать эту ледниковую эпоху с самаровским оледенением Сибири (Лаврушин, 1963).

Осадки кровли средней толщи отлагались при умеренном климате, близком к современному. В этот период, наряду с темнохвойной тайгой

³ Спорово-пыльцевой анализ образцов выполнен М. В. Ревердатто.

Рис. 2. Псевдоморфоза по ледяному клину и сопровождающие ее нарушения слоистости вмещающих мессовских осадков. Правый берег р. Лены против острова Кыллаах

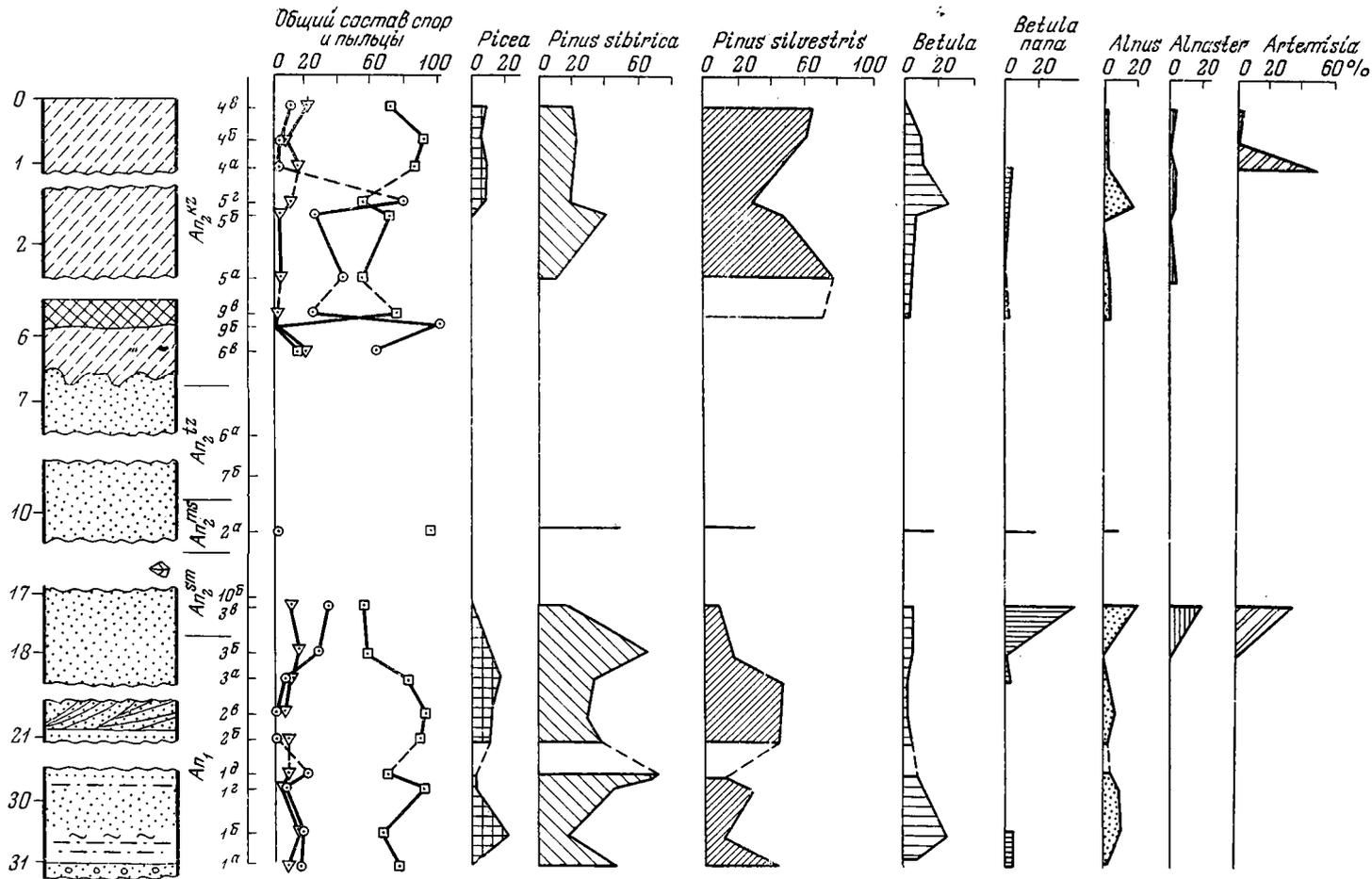


из сибирского кедра и ели, были распространены светлохвойные сосново-лиственничные леса. Характер ландшафтов и условия залегания выше самаровского горизонта служат основанием для отнесения этих осадков к мессовскому межледниковью. Такая датировка до некоторой степени подтверждается и фаунистическим материалом, собранным в «кыллаахских песках» геологами Молвинской партии Якутского Геологического Управления. Здесь против северо-восточного конца о. Кырбыйдаах и в 1 км выше по течению на высоте 45 и 60 м над урезом р. Лена на поверхности «погребенной почвы» обнаружены ископаемые остатки *Equus caballus* L., *Rhinoceros* sp. (*Coelodonta antiquitatis*?), относящиеся ко второй половине плейстоцена, возможно верхам среднего плейстоцена⁴. Приуроченность костеносного слоя к «погребенной почве», высотное положение которой соответствует горизонту мессовских суглинков, позволяет предполагать, что фаунистические находки происходят из них. В кровле мессовских суглинков в виде эпигенетических образований развиты псевдоморфозы по ледяным клиньям. Последние на контакте с вмещающими породами сопровождаются мерзлотными микросбросами и тонкими трещинами. Стратиграфическое положение этих криотурбаций позволяет сопоставить время их образования с эпохой тазовского оледенения. Венчает разрез толща песков и супесей мощностью 24 м, перекрывающих горизонт тазовских криотурбаций. При их накоплении произрастали сосновые леса с участием ели. Состав спектров и условия залегания позволяют считать эти осадки казанцевскими.

Сходный с описанным выше разрез, вскрывающий песчано-галечные отложения, изучен по правому берегу р. Лены против пос. Пеледуй, где к руслу подходит обрыв террасы высотой 39—40 м. Здесь под горизонтом палевых супесей мощностью 4—6 м, включающих погребенную почву (0,4 м), обнажаются буровато-коричневые ожелезненные серые средне- и крупнозернистые сыпучие пески, в нижней части косослоистые общей мощностью 26 м. Под ними на коренном цоколе высотой до 2 м над урезом залегает галечник (6—8 м). На склоне в осыпи на уровне 22—33 м встречены многочисленные ветрогранники размерами от 3 до 10 см

⁴ Определения Э. А. Вангенгейм, АН СССР, 1959 г.

Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма песчаных отложений по правому берегу Лены против пос. Пеледуй
Условные обозначения см. рис. 1.



состоящие из кварца, кремня и порфиринов. В этом разрезе, так же как и в «кыллаахских песках», хорошо выделяется аллювиальная пачка мощностью около 20 м. Перекрывающие пески и супеси, относятся, по-видимому, к аллювиально-озерным фациям.

При отложении аллювия нижней части пеллудуйского разреза произрастала темнохвойная тайга из сибирского кедра и ели с примесью сосны и березы и небольшим участием широколиственных пород: липы, дуба, граба (рис. 3). Сходство данных спорово-пыльцевых спектров со спектрами нижней толщи «кыллаахских песков» позволяет предполагать эоплейстоценовый возраст отложений.

Во время накопления осадков, залегающих выше по разрезу, состав растительности резко изменился. В это время была распространена лесотундра. Древесную растительность представляли сибирский кедр, сосна, береза, ольха. Кустарниковый ярус образовывали карликовая березка и ольховник, травянистый покров состоял из разнотравья и полыней. Важно подчеркнуть, что именно над осадками, охарактеризованными «холодными» спорово-пыльцевыми спектрами, встречены ветрогранники — свидетели полярных пустынь, свойственных ледниковым эпохам (Лунгерсгаузен, 1961; Медянцева, 1962). Таким образом, отложения средней части пеллудуйского разреза отвечают эпохе оледенения. Их стратиграфическое положение и состав спорово-пыльцевых спектров, близких к спектрам фаунистически охарактеризованного самаровского горизонта «кыллаахских песков», позволяют синхронизировать эту ледниковую эпоху с самаровским оледенением Сибири.

Спорово-пыльцевая характеристика песков, залегающих выше самаровских, указывает на распространение хвойных, сосново-кедровых лесов с примесью березы. Эти осадки, по аналогии с подобными образованиями «кыллаахских песков» (кровля средней толщи), с большой долей условности можно отнести к мессовскому горизонту. В этом случае «немую» песчаную пачку верхней части пеллудуйского разреза, содержащую лишь единичные зерна пыльцы и спор, следует рассматривать как отложения тазовского оледенения, а перекрывающие супеси — как казанцевские межледниковые образования. В это время произрастали сосновые леса, из обыкновенной и сибирской сосны, с участием березы и ели.

Приведенные материалы показали, что строение песчаных толщ Средней Лены гораздо сложнее, чем это представлялось раньше. Кроме эоплейстоценового аллювия, в них принимают участие более молодые озерно-аллювиальные осадки нижнего и верхнего плейстоцена. Такое расчленение хорошо согласуется со стратиграфической схемой песчаных образований в бассейне нижнего течения Лены (Колпаков, 1970). Сопоставляются не только крупные стратиграфические подразделения в ранге ярусов и отделов, но и отдельные горизонты. Например, описанные выше ветрогранники по своему стратиграфическому положению полностью соответствуют нижнему горизонту ископаемых пустынь. Последний имеет широкое распространение на Нижней Лене и рассматривается как маркирующий для самаровского оледенения.

Спорово-пыльцевые спектры песчаных отложений, подстилающих ветрогранники, позволили уточнить палеогеографическую обстановку этой ледниковой эпохи в бассейне р. Лена. Ее начало знаменовалось похолоданием, когда на смену елово-сосновым лесам, получившим распространение в конце эоплейстоцена, пришла березовая лесотундра с примесью *Betula nana*, *Artemisia*. Последующее увеличение сухости, свойственное второй половине оледенения, привело к уничтожению растительного покрова, интенсивной дефляции и формированию полярных пустынь (горизонт ветрогранников).

Детальные палинологические и литологические исследования позво-

лили не только более подробно, чем это было известно ранее, расчленить песчаные отложения, но и сопоставить выделенные в них горизонты с эпохами оледенений и межледниковий Сибири. В составе песчаных толщ присутствуют осадки, синхронные двум оледенениям (самаровскому и тазовскому), и двум межледниковьям (мессовскому и казанцевскому).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н., Равский Э. М., Цейтлин С. М.* Об основах геохронологии антропогена Сибирской платформы.— В кн.: «Корреляция антропогенных отложений севера Евразии». М., «Наука», 1965.
- Гитерман Р. Е.* Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 78. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В.* Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Лаурюшин Ю. Я.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.* Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии восточной части Сибирской платформы.— Мат-лы Всесоюз. совещ. по изучению четвертич. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Колмаков В. В.* Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 37. М., «Наука», 1970.
- Медянцева А. И.* Ветрогранники в четвертичных отложениях Восточной Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 27. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Чеботарева Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М.* Геоморфология и стратиграфия четвертичных отложений среднего течения р. Лены и низовий р. Алдан.— Изв. АН СССР, 1957, № 3.

Н. И. СВИРИДОВ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОЩНОСТЬ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ДНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И РИЖСКОГО ЗАЛИВА

До недавнего времени о существовании моренных отложений в Балтийском море можно было судить лишь по косвенным данным, связанным с наличием моренных гряд на прилегающей суше и возможным их продолжением на дне Балтийского моря. Здесь вероятное их простираение прослеживали по положительным формам рельефа: подводным грядам и банкам (Серебрянный, Раукас, 1967; Sauramo, 1958; Martinsson, 1960). Лишь в последнее десятилетие, благодаря значительному объему морских геологических работ, хорошо изучен вещественный состав морен и по многочисленным обнажениям, обнаруженным на склонах впадин, банках и возвышениях дна, установлено широкое их распространение на акваториях Балтийского моря и Рижского залива (Блажчишин, Емельянов, 1969; Горшкова, 1963).

Однако геологические работы не позволяли представить общую картину распространения морен на дне Балтийского моря и установить их мощность. Значительную помощь при решении этих вопросов оказала геофизика, использующая для зондирования толщ осадочных пород сейсмические методы исследований: непрерывное сейсмопрофилирование (НСП) и звуковую геолокацию.

В 1970—1971 гг. Атлантическим отделением Института океанологии АН СССР было проведено непрерывное сейсмопрофилирование в открытой части Балтийского моря и в Рижском заливе на и/с «Профессор Добрынин». Основной целью этих исследований являлось картирование четвертичной толщи и выходов древних осадочных пород.

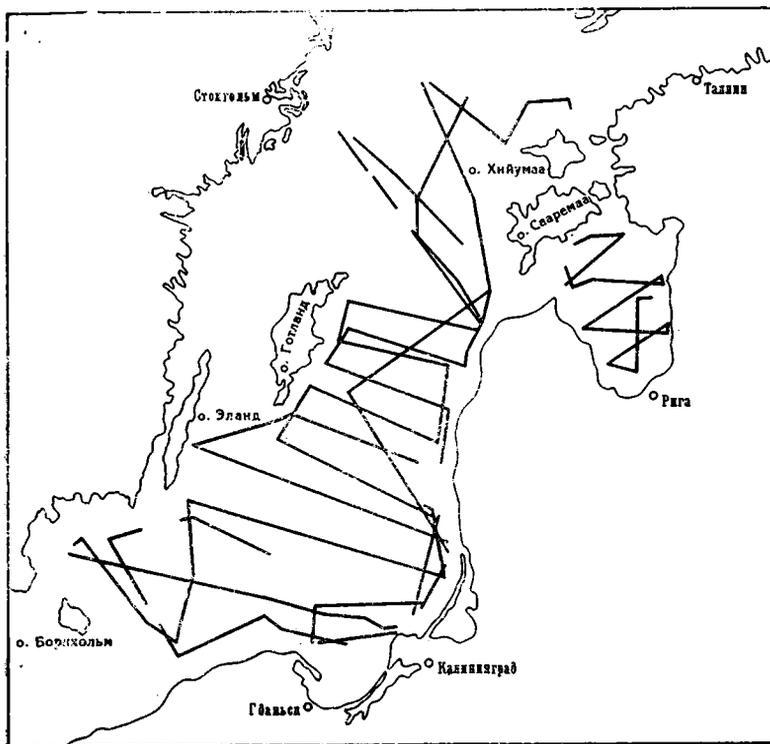


Рис. 1. Схема галсов непрерывного сейсμοпрофилрования (НСП)

Работы проводились с помощью малогабаритного электронно-искрового сейсμοпрофилорафа (ЭСП-М), изготовленного в Отделе экспериментальной техники Института океанологии АН СССР (Шехватов, 1970).

В результате проведенных исследований закартирована открытая часть моря (от о. Борнхольм до широты Стокгольма) и Рижский залив (рис. 1). Общая длина съемочных галсов составляет 3 тыс. миль; расстояние между галсами, пересекающими море в субширотном направлении, — 10—20 миль.

Интерпретация материалов НСП осуществлялась на основании геологических данных о распространении и фациально-литологическом составе различных типов донных отложений на дне Балтийского моря (Блажчишин, Емельянов, 1969; Горшкова, 1963). При расчете мощности моренных отложений скорость звука принималась равной 1,7 км/сек, которая была получена нами в моренных суглинках во время предыдущих экспедиций (1969—1970 гг.) на и/с «Профессор Добрынин».

На основании полученных данных НСП установлена внутренняя структура моренных отложений и положение их в разрезе четвертичной толщи: для акватории Балтийского моря и Рижского залива составлена схематическая карта изопакит (рис. 2), дающая наглядное представление о распространении и мощности морен в этих районах. В прибрежной полосе, где под слоем грубозернистых наносов почти не прослеживается подошва морены, изопакиты на карте проведены пунктиром и требуют уточнения. Здесь ее мощность точно не установлена. В районах, удаленных от побережья, вся толща моренных отложений на записях НСП выделяется достаточно уверенно по двум сильным отражающим горизонтам, каковыми являются их кровля и подошва (рис. 3а).



Рис. 2. Схематическая карта изопакитморенных отложений Балтийского моря и Рижского залива

На геоакустических разрезах (рис. 3а, б) видно, что морены слагают нижнюю часть разреза четвертичных отложений, залегая непосредственно на размытой поверхности древнего осадочного чехла. В открытом море и в Рижском заливе они образуют своеобразный горизонт, облегающий неровности рельефа дочетвертичных пород.

Значительная площадь дна представлена однослойным моренным горизонтом, который во впадинах моря образует сравнительно тонкие вытянутые линзы, залегающие под толщей позднеледниковых глин и голоценовых илов (рис. 3а), а на банках, куэстовых площадках и в отдельных районах прибрежной полосы — выдержанные по простиранию покровы, перекрытые современными гравийно-галечными наносами. На склонах впадин (особенно на склонах Готландской впадины) моренный горизонт представляет собой многослойный разрез, состоящий из мощной серии переслаивающихся линз (рис. 3б), прикрытых сверху тонким (5—10 см) слоем современных осадков.

В Центральной и Южной Балтике, а также в Рижском заливе в пределах моренного горизонта обнаружено большое число гнездообразных

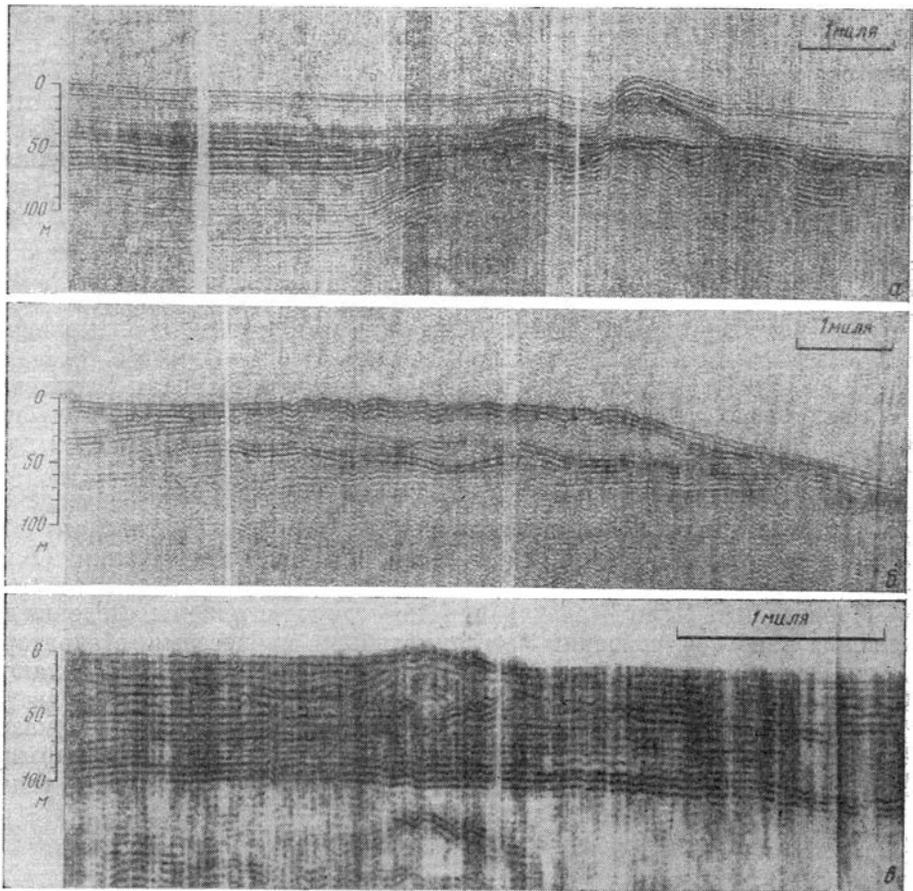


Рис. 3. Образцы записей НСП (вертикальный масштаб относится только к слою моренных суглинков; «0» вертикального масштаба приурочен к поверхности дна)

а — моренные отложения на дне Готландской впадины, перекрытые толщиной позднеледниковых глин и голоценовых илов; *б* — переслаивающаяся толща моренных отложений на склоне Готландской впадины; *в* — гнездообразное включение (моренный вал?) в моренном горизонте

включений (рис. 3в), значительная часть которых имеет асимметричную форму. По всей вероятности они представляют собой пересеченные вкрест простирания конечноморенные валы и гряды, обнаруженные на территории Прибалтики (Алейников, 1963; Басаликас, 1963; Каяк, 1963).

Как видно на карте изопахит (см. рис. 2), моренные отложения широко распространены в Балтийском море и Рижском заливе. Они образуют обширные поля, тяготеющие к впадинам моря и их склонам. Контуры изопахит обычно повторяют очертания впадин или вытянуты вдоль их бортов, сохраняя в центральных районах Балтийского моря и в Рижском заливе преобладающее субмеридианальное направление, а в южных и северных — субширотное.

Мощность морены непостоянна и изменяется в широких пределах: от одного до нескольких десятков метров. Наибольшей величины, равной 65—70 м, она достигает на восточном и западном склонах Готландской впадины. На дне впадин мощность ее значительно меньше и составляет: в Готландской и Гданьской впадинах — 15—20, в Борнхольмской — 25—30, в Северо-Балтийской — 30—40, в Рижской — 30—50 м. В районе

куэстовых площадок моренные отложения имеют мощность 10—15 м, а на обширных площадях в центральной части Южной Балтики — всего несколько метров или отсутствуют совсем.

В пределах Балтийского моря выделяются три пояса моренных отложений субширотного простирания, в которых мощность резко возрастает. Первый из них охватывает Борнхольмскую и Гданьскую впадины и их склоны, протягиваясь широкой полосой от о. Борнхольм до восточного побережья, примыкающего к районам Клайпеды и Лиепаи. Второй пояс расположен в центральном секторе Балтийского моря. Он включает мощные толщи моренных отложений Готландской впадины и ее склонов, простираясь от о. Готланд до западной окраины Курземского полуострова (у г. Вентспилс). На продолжении этого пояса лежат моренные отложения Рижского залива, которые вероятно являются его составной частью. Третий пояс приурочен к крайним северным районам Балтийского моря, расположенным выше широты о. Хийумаа. Однако этот пояс менее выражен, по сравнению с двумя первыми, поэтому выделен нами условно.

Указанные пояса, по всей вероятности, представляют собой конечно-моренные гряды, имеющие продолжение на островах Балтийского моря (Martinsson, 1960; Sauramo, 1958) и на территории Прибалтики (Басаликас, 1963; Каяк, 1963).

Проведенные нами исследования дают дополнительные сведения для решения вопросов, связанных с гляциальными процессами в акватории Балтийского моря и историей развития самого бассейна. Они являются лишь начальной стадией изучения ледниковых отложений в море геофизическими методами и не претендуют на окончательное решение указанного вопроса. Задача дальнейших исследований — детальное картирование моренных отложений путем сгущения сети галсов НСП и увязки полученных данных с материалами суши.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом отношении. — Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 21. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Блажчишин А. И., Емельянов Е. М. Геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». — Океанология, т. IX, вып. 6, 1969.
- Басаликас А. Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы. — Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 21. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшкова Т. И. Донные отложения Балтийского моря. Балтика, I, Вильнюс, 1963.
- Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях юго-восточной Эстонии. — Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 21. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. Балтика, 3, Вильнюс, 1967.
- Шехватов Б. В. Новые методы непрерывного сейсмического профилирования в океане. — Океанология, 1970, № 5.
- Martinsson A. The submarine topography of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, 1960, Vol. 38, pt. 1.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki, 1958. (Suomalaisen tiedeakatemiaan toimituksia, sar. A, III, N 51).

Л. П. АЛЕКСАНДРОВА

**СОПОСТАВЛЕНИЕ МОРСКИХ АКЧАГЫЛЬСКИХ
И КУЯЛЬНИЦКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЮГА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
ПО ФАУНЕ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ**

Один из важнейших вопросов геологии антропогена — вопрос о сопоставлении морских отложений Черноморской и Каспийской областей между собой и с континентальными образованиями Русской равнины.

В данной статье мы коснемся этого вопроса лишь в отношении некоторой части эоплейстоценовых отложений. Отметим, что проблема корреляции морских эоплейстоценовых (верхнеплиоценовых) отложений Черноморской и Каспийской областей рассматривалась многими учеными на протяжении более чем 100 лет (Н. И. Андрусов, Г. П. Михайловский, В. Д. Ласкарев, Т. А. Мангикиан, А. П. Павлов, А. Г. Эберзин, К. Али-Заде и др.). В основу корреляции во всех случаях была положена ископаемая фауна моллюсков. Однако, до настоящего времени проблема эта не может считаться решенной.

Накопившиеся в последнее время данные позволяют считать, что при решении вопросов корреляции морских и континентальных отложений немаловажная роль принадлежит фауне наземных позвоночных (Лебедева, 1966). Особое место при этом занимают, по нашему мнению, остатки мелких млекопитающих. Общеизвестно широкое использование в последнее время мелких млекопитающих для палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных отложений. Это обусловлено, с одной стороны, значительной скоростью изменений этих животных, а с другой — более частой встречаемостью их остатков в континентальных отложениях по сравнению с остатками крупных млекопитающих. Исследования последних лет показали, что остатки этих животных встречаются также и в областях развития морских (солончатоводных) отложений внутренних бассейнов юга Европейской части СССР. Это обстоятельство позволяет использовать их для корреляции морских осадков Черноморской и Каспийской областей и континентальных отложений.

Анализ фауны мелких млекопитающих из куюльницких отложений Северного Причерноморья (разрез у с. Крыжановка) позволил А. И. Шевченко (1965) выделить два разновозрастных «комплекса»: куюльницкий — из нижней части разреза Крыжановки («нижний куюльник» одесского района) и одесский — из верхних горизонтов того же разреза («верхний куюльник» одесского района). Одесский «комплекс» значительно моложе куюльницкого, на что указывает присутствие в нем некорнезубых полевок *Lagodon* и *Allophaiomys*, характерных только для таманских фаун (Александрова, 1968). Фауна куюльницкого «комплекса» оказалась близкой к хапровской фауне, что было подтверждено и нашими исследованиями хапровской фауны Ливенцовского карьера. При дальнейшем изложении в качестве куюльницкого будет рассматриваться только нижний горизонт одесского куюльника, что отвечает объему куюльницкого яруса в понимании А. П. Павлова (1925) и Н. И. Андрусова (1929). Дальнейшее послойное изучение грызунов хапровской толщи Ливенцовского карьера (Александрова, 1968, 1971) позволило уточнить положение куюльницкого «комплекса» А. И. Шевченко в ряду разновозрастных фаун хапровского комплекса. Он оказался близким к

т. н. нижнеливенцовской фауне, которая рассматривается нами как одна из ранних фаз в формировании хапровского фаунистического комплекса. К еще более ранней фазе хапровского комплекса мы склонны относить фауну мелких млекопитающих местонахождения Котловина в южной Молдавии, которая Н. А. Константиновой (1965), а ранее и нами (Александрова, 1965) рассматривалась в составе молдавского комплекса. Фауна мелких млекопитающих из более верхних горизонтов Ливенцовского разреза (средне- и верхнеливенцовская) несколько моложе куяльницкой. Таким образом, нижний куяльник одесского района может быть сопоставлен с нижней частью Ливенцовского разреза.

Обратимся теперь к Каспийскому бассейну. Большой интерес представляют первые находки мелких млекопитающих в районе развития морских акчагыльских отложений Азербайджана. Здесь летом 1970 и 1971 гг. нами проводилось опробование песчаных прослоев континентального происхождения, чередующихся с морскими осадками, развитыми у горы Кушкуна в районе г. Акстафа¹. Положительные результаты дало опробование лишь нижней части одного из слоев этого мощного разреза (сл. 17). Нижняя часть этого слоя, в которой были обнаружены отпечатки грызунов, представляет собой песок серый разнозернистый, плотносцементированный (мощность 3—4 м). Из-за низкого содержания ископаемых остатков удалось собрать всего 54 изолированных зуба полевок; свыше 20 из них оказались *M₁* и определены как *Miomys ex gr. polonicus-pliosaenicus* (подавляющее большинство) и *Villanyia petenyi*. Названные виды характерны для хапровского комплекса, главным образом, для наиболее древних его фаз (котловинской и нижнеливенцовской).

Как следует из путеводителя костеносный горизонт местонахождения Кушкуна (сл. 17) датируется по фауне моллюсков средним акчагылом. Таким образом, средний акчагыл Каспия может быть достаточно точно сопоставлен с нижним куяльником одесского района и нижними горизонтами Ливенцовского разреза, содержащими фауну мелких млекопитающих одной из древних фаз хапровского комплекса. В более верхних горизонтах того же разреза у горы Кушкуна, возраст которых по мнению одних исследователей относится к среднему акчагылу, а по мнению других — к верхнему акчагылу (см. путеводитель), Н. А. Лебедевой был обнаружен зуб *Archidiskodon gromovi* — типичного представителя хапровского фаунистического комплекса. В зависимости от принятия одной из двух указанных точек зрения на возраст содержащих этот зуб отложений, решается вопрос о верхней границе хапровского комплекса в стратиграфической шкале каспийских отложений. Нижняя граница комплекса, вероятно, проходит в верхах среднего акчагыла. На это указывает богатая фауна млекопитающих местонахождения Квабеби в Восточной Грузии, которую Л. К. Габуния и А. К. Векуа (см. путеводитель) считают более древней, чем хапровская. Возраст содержащих ее отложений по фауне моллюсков также определяется средним акчагылом (вероятно, более низкие его горизонты, чем в местонахождении Кушкуна). Интересно отметить, что грызуны из среднего акчагыла Башкирии (Сухов, 1971) также могут быть отнесены к наиболее древней фазе хапровского комплекса (котловинской). Таким образом, фауна мелких млекопитающих позволяет достаточно уверенно коррелировать куяльницкие отложения одесского района и среднеакчагыльские осадки Каспия с нижней частью хапровской толщи Ливенцовского разреза.

¹ Этот разрез был осмотрен участниками международного colloquium по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой» в 1972 г. Описание разреза, сделанное Н. А. Лебедевой, опубликовано в путеводителе этого colloquium.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. П.* Ископаемые полевки (*Rodentia Microtinae*) из эоплейстоцена южной Молдавии и юго-западной Украины.— В кн. «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.
- Александрова Л. П.* Грызуны ханровского фаунистического комплекса.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 34. М., «Наука», 1968.
- Александрова Л. П.* Грызуны фаунистических комплексов антропогена юга Европейской части СССР. Автореферат канд. дисс. М., 1971.
- Андрусов Н. И.* Верхний плиоцен Черноморского бассейна.— Геология СССР. Л., Изд. Геол. ком., 1929, 4, отд. II, ч. 2, вып. 3, 1929.
- Константина Н. А.* Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в эоплейстоцене южной Молдавии и юго-западной Украины.— В кн.: «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.
- Лебедева Н. А.* О геологическом положении остатков наземных млекопитающих ханровского, таманского и тираспольского фаунистических комплексов в разрезе морских слоев акчагыла и апшерона Восточного Закавказья.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 38. М., «Наука», 1966.
- Павлов А. П.* Неогеновые и послечетвертичные отложения Южной и Восточной Европы.— Мемуары геол. отд. Об-ва любит. естеств., антропол. и этнографии, вып. 5, 1925.
- Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М., 1972.
- Сухов В. Н.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М., «Наука», 1971.
- Шевченко А. И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. В кн.: «Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.

И. А. ВИСЛОБОКОВА

НОВЫЕ НАХОДКИ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Широкое развитие континентальных отложений эоплейстоцена¹ на юге Западной Сибири позволяет считать этот район одним из самых перспективных для поисков и изучения млекопитающих этого возраста. В настоящее время здесь открыто и изучено несколько основных местонахождений крупных млекопитающих эоплейстоцена: Бетеке в Приишимье, Подпуск и Лебяжье в Павлодарском Прииртышье и ряд других. Их изучением в последние годы занимались Э. А. Вангенгейм, Р. К. Камбаридинов, Б. С. Кожамкулова, А. Н. Мотузко и другие исследователи. Кроме того, на этой территории известны и единичные находки остатков крупных млекопитающих.

Несмотря на все большее применение в последнее время в стратиграфии антропогена некоторых новейших методов исследования (палеомагнитных, определения абсолютного возраста и др.), фауна млекопитающих остается ведущей в этой области. Биостратиграфическое значение фауны млекопитающих обусловлено быстрой эволюцией отдельных ветвей, хорошей изученностью, позволяющей выявлять степень эволюционного развития отдельных видов, которая прослеживается непрерывными филогенетическими линиями и т. д.

¹ По схеме В. И. Громова и др. (1969).

Во время полевых работ 1971 г. были сделаны новые сборы остатков крупных млекопитающих из ряда эоплейстоценовых местонахождений по Иртышу (Подпуск, Лебяжье, Острая Сопка) и в Предгорном Алтае (Усть-Таловка). Некоторые встреченные виды важны в стратиграфическом смысле. Кроме того, некоторые формы обнаружены на юге Западной Сибири в отложениях эоплейстоцена впервые. В связи с этим считаем необходимым сообщить о них.

Обнажения у сел Подпуск и Лебяжье на правом берегу р. Иртыш, по мнению Э. А. Вангенгейм и В. С. Зажигина (1969), — типичные местонахождения выделяемого ими лебяжьинского фаунистического комплекса. По данным этих исследователей, возраст лебяжьинского комплекса определяется как средний виллафранк. Наиболее близкий аналог этого комплекса — хапровский фаунистический комплекс Восточной Европы.

У с. Подпуск остатки крупных млекопитающих были найдены в песчаных отложениях, которые различные исследователи относят либо к кулундинской, либо к кочковской, либо к моисеевской свитам и к др. Эти отложения эоплейстоцена залегают с размывом на глинах нижне-неогеновой аральской свиты и перекрываются песчано-галечными отложениями плейстоцена со следами мерзлотных нарушений. В песчаных отложениях эоплейстоцена обнаружены фрагменты первых коренных зубов, отдельные зубные пластины, остатки верхней челюсти с последними коренными зубами *M³ Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexejeva, зубные ряды, отдельные зубы и кости посткраниального скелета *Equus* (*Allohippus*) cf. *stenonis* Cocchi, фрагмент метаподиальной кости мелкой *Equus* sp., роговой стержень и кости посткраниального скелета *Gazella* sp., фрагменты рогов и отдельные кости *Cervidae*, локтевая кость *Rhinocerotidae*, фрагмент рогового стержня на лобной кости *Capreolus* sp. В коллекции Геологического института АН СССР хранится фрагмент сброшенного рога *Alces* sp., происходящий из этих же отложений. В литературе находка не упоминалась. Из вышеперечисленных особенно интересны находки в этих отложениях остатков косули и лося, а также новые находки остатков слона Громова и архаичных лошадей.

Остатки *Capreolus* sp. обнаружены на юге Западной Сибири в отложениях эоплейстоцена впервые. В плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложениях в настоящее время определены виды *Capreolus australis*, *C. gusciniensis*, *C. sussenbornensis*. Принадлежность первых двух плиоценовых видов к роду *Capreolus* считается сомнительной (Короткевич, 1970 и др.). Вид *C. sussenbornensis* встречен в нижнеплейстоценовых отложениях Западной Европы. В раннем плейстоцене Китая встречены остатки *Capreolus* sp. (Teilhard de Chardin a. Leroy, 1942).

Находка *Alces* sp. также пока самая древняя на территории Сибири. В составе хапровского фаунистического комплекса определена форма *Libralces* sp. (Байгушева, 1971). Фрагмент сброшенного рога из с. Подпуск отличается от рогов лосей рода *Libralces* значительно меньшей длиной штанги и ее большей массивностью. Наблюдается некоторое сходство с *Alces latifrons*. Наиболее ранние представители этого вида известны из отложений нижнего плейстоцена.

Новая находка *Archidiskodon gromovi* — одной из основных форм, определяющих возраст лебяжьинского комплекса, — подтверждает правильность выводов Э. А. Вангенгейм и В. С. Зажигина и свидетельствует о том, что слон Громова был довольно широко распространен в фауне из Подпуска.

В этой фауне нами выявлено существование двух форм архаичных лошадей. То же отмечает В. С. Байгушева (1971) для хапровского фаунистического комплекса. Более крупную форму она определяет как *Equus* cf. *bressanus*, а мелкую — как *E. cf. stenonis*. Аццароли (Azzaroli, 1964)

считает виды *E. bressanus* и *E. stenonis* синонимами. Учитывая работу этого исследователя, полагаем наиболее правильным пока определять крупную лошадь из Подпуска как *Equus (Allohippus) cf. stenonis*, а мелкую — как *Equus sp.*

Второе местонахождение эоплейстоценовых млекопитающих известно у с. Лебяжье. Принято считать его аналогом местонахождения у с. Подпуск. А. Н. Мотузко высказал предположение, что здесь обнажены более молодые отложения. На бечевнике и в осыпи нами найдены фрагмент последнего (?) коренного зуба слона, несколько более прогрессивного по сравнению со слонком из Подпуска *Archidiskodon cf. meridionalis* Nesti, отдельные зубы и кости посткраниального скелета лошади из подрода *Allohippus*. Остатки, по-видимому, происходят из песчано-глинистых отложений, относимых большинством исследователей к среднему эоплейстоцену. Вопрос о корреляции разрезов у Подпуска и Лебяжьего требует дальнейшего изучения. Необходимы новые находки в коренном залегании.

В стратотипическом разрезе нижнего антропогена Алтайского Прииртышья Острая Сопка в глинистых отложениях, относимых обычно к вторушкинской свите, найдены остатки скелета оленя, по-видимому, принадлежащего к новому виду.

В глинистых отложениях кочковской свиты у с. Усть-Таловка найден фрагмент верхнего коренного *Archidiskodon cf. meridionalis*. В Геологическом институте АН СССР хранятся два нижних коренных зуба той же особи, полученные из краеведческого музея. В перекрывающих глины песках найден нижний молочный ряд *Equus (Allohippus) sp.* Судя по находке *Archidiskodon cf. meridionalis*, глины могут быть отнесены к верхнему эоплейстоцену—апшерону. Пески могут также относиться к верхнему эоплейстоцену, но не исключен их более молодой возраст, включая ранний плейстоцен, которым ограничивается стратиграфическое распространение лошадей подрода *Allohippus*.

Приведенные новые данные говорят о необходимости дальнейших планомерных исследований местонахождений эоплейстоценовых млекопитающих на юге Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Байгушева В. С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (северо-восточное Приазовье). В кн.: «Материалы по фаунам антропогена СССР». М., «Наука», 1971.
- Вангенгейм Э. А. и Зажигин В. С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточно-европейскими. В сб. Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена.—Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 36. М., «Наука», 1969.
- Короткевич Е. Л. Поздненеогеновые олени Северного Причерноморья. Киев, «Наукова Думка», 1970.
- Azzaroli A. The two Villafranchian Horses of the Upper Valdarno.—*Palaeontographia Italica*, 1964, vol. 59.
- Teilhard de Chardin P. and Leroy P. Chinese Fossil Mammals. Peking, 1942.

Н. В. РЕНГАРТЕН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИМАННО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТРОПОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

При изучении антропогенных отложений юга Европейской части СССР нередко необходимо выявить признаки различий континентальных (аллювиально-озерных) и лиманно-морских осадочных образований. Часто этот вопрос решают однозначно палеонтологи, но, к сожалению, не всюду в осадках находится соответствующая фауна.

Во многих случаях очень убедительные результаты дают такие геохимические исследования, как например, определения в породах остаточного хлора, они даже позволяют оттенить разницу между осадками бассейнов разной степени опресненности. В химической лаборатории ГИН'а АН СССР было проведено (под руководством Э. С. Залманзон) свыше 100 определений хлора в антропогенных глинистых породах разного происхождения. В результате наметилась следующая закономерность. В породах, которые произошли из осадков пресных водоемов (аллювиально-озерных и др.), содержание иона хлора составляет примерно 0,02—0,05%. В глинах, генетически связанных с осадками морского бассейна (например, карангатские и хвалынские отложения), количество хлора достигает 0,37—0,64%. Отложения, формировавшиеся в условиях опресненного лимана (хапровские и таманские слои Приазовья), содержат 0,14—0,20% хлора. Ю. А. Лаврушин передал нам два образца глинистой части из морены «сухопутной» и явно морской. В первом случае хлора практически не оказалось, а во втором — анализ показал 0,40%. Нарушается выявленная закономерность, если породы обогащены карбонатом кальция, который каким-то образом влияет на снижение количества остаточного хлора. Возможно, что причина лежит в области Са в поглощенном комплексе. Этот вопрос требует, конечно, специальных экспериментальных исследований.

Мы попытались также уловить признаки «мористости» отложений и в их минеральных особенностях. Остановимся на характеристике двух аутигенных минералов, которые могут свидетельствовать о морском генезисе антропогенных осадков.

Цеолит группы гейландита. Как известно (Ренгартен, 1958), цеолиты этой группы констатируются только в породах, связанных с морским генезисом. Мы обнаружили аутигенный цеолит в плейстоценовой толще Нижнего Поволжья в лиманных глинисто-алевритовых осадках, охарактеризованных фауной нижнего хазара, а также в спорных по генезису и возрасту алеврито-глинистых отложениях, именуемых в литературе «сингильскими слоями». Кроме того, этот же цеолит был отмечен нами и в дельтово-лиманных отложениях, венчающих собой в низовье Дуная III надпойменную террасу и, кстати, являющихся возрастными аналогами нижнехазарских отложений Прикаспия (Константинова, 1967). Наконец, указанный цеолит обнаружен нами и в песчано-глинистых отложениях лихвинского возраста, развитых в южной Прибалтике (р-н пос. Донское) и генетически связанных (согласно диатомовой флоре) с морскими осадками гольштейнской трансгрессии (Додонов, 1972).

Аутигенный цеолит присутствует в заведомо нижнехазарских отложениях и в «сингильских слоях» в совершенно одинаковых и очень своеобразных по форме агрегатах — шарообразных и дисковидных (рис. 1).

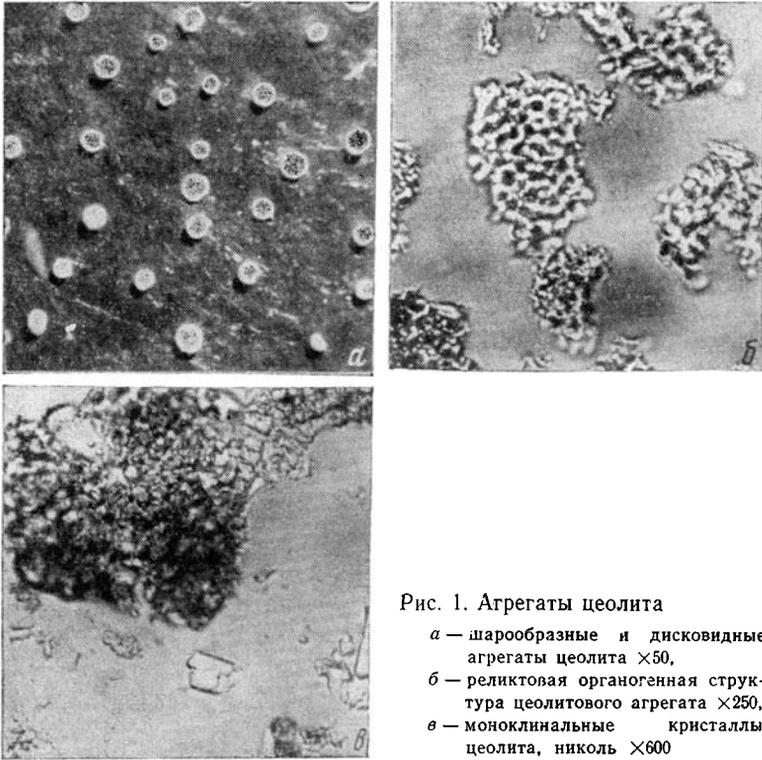


Рис. 1. Агрегаты цеолита

- a* — шарообразные и дисковидные агрегаты цеолита $\times 50$,
- б* — реликтовая органогенная структура цеолитового агрегата $\times 250$,
- в* — моноклинные кристаллы цеолита, николь $\times 600$

Цвет их матово-белый, размеры находятся в пределах 0,3—0,8 мм. У нас не вызывает сомнений, что цеолит дает псевдоморфозы по скелетным остаткам каких-то микроорганизмов. Под бинокулярной лупой видно, что диски и шарики имеют центральный канал. В некоторых дисках бывают заметны (под бинокуляром и в иммерсии под микроскопом) явные реликты сетчатой органогенной структуры (см. рис. 1б).

Однако, природу этих органических остатков нам пока не удалось узнать.

Цеолитовые агрегаты состоят в основном из хорошо образованных (рис. 1в) кристалликов, размером от 0,007 мм и меньше. Они моноклинной сингонии, имеют таблитчатый габитус с развитием граней пинакоидов: (100), (010), (001) и (101). Показатель светопреломления минерала по $N_g = 1.487 \pm 0.002$, по $N_p = 1.481 \pm 0.002$.

Мельниковит. Этот скрытокристаллический бисульфид железа присутствует в темно-серых глинистых породах, богатых растительными остатками, содержащих морскую фауну нижнего хазара и обнажающихся в основании выхода плейстоценовой толщи на правом берегу Волги у с. Копановка. Он находится также и в темных, изобилующих растительным материалом глинистых отложениях «сингальских слоев», развитых на том же побережье, но несколько выше по течению — между селами Никольское и Райгород.

Мельниковит образует конкреционные стяжения, размером 0,5—3,00 мм. Они имеют округлые и удлиненные формы (рис. 2). Последние явно унаследованы от растительных остатков, полностью исчезнувших при минерализации. Конкреции стальнo-серые, с поверхности покрыты пятнами гидроокислов железа. Излом — шероховатый, матовый; кое-где заметны точечные блески пирита.

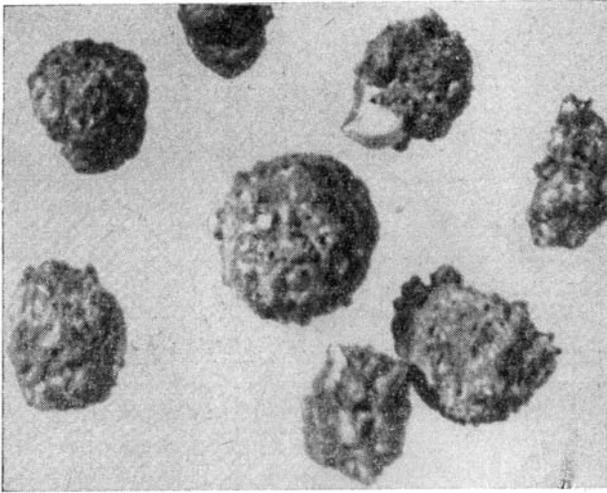


Рис. 2. Стяжения мельниковита $\times 20$

Интересно отметить, что Е. Ф. Ахлестина в автореферате кандидатской диссертации (Ахлестина, 1970) указывает на присутствие мельниковита в морских отложениях акчагыла и апшерона Прикаспийской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахлестина Е. Ф. Вещественный состав и условия осадконакопления верхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины. Автореферат канд. диссертации. Саратов, 1970.
- Додонов А. Е. Новейшая тектоника юго-восточной части Балтийской синеклизы. Автореферат канд. диссертации. М., 1972.
- Константинова Н. А. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 173. М., «Наука», 1967.
- Ренгарген Н. В. Цеолитовые и цеолитсодержащие осадочные породы.— В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II. М., 1958.

ХРОНИКА

И. К. ИВАНОВА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПРИ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР В 1972 г.

В 1972 г. работа Комиссии по изучению четвертичного периода проводилась как обычно по следующим разделам:

1. Организация и проведение конференций, совещаний и заседаний по различным актуальным проблемам и вопросам изучения четвертичного периода.

2. Издательская деятельность.

3. Работа по развитию международных научных связей: текущая и по линии Советской секции Международного Союза по изучению четвертичного периода (INQUA), входящей в состав Комиссии.

4. Координация научно-исследовательских работ по изучению четвертичного периода, проводимых разными учреждениями в СССР. Выполнение различного рода научно-организационных мероприятий, связанных с изучением четвертичного периода в Советском Союзе.

5. Выезды на места для решения отдельных научных вопросов и консультаций, небольшие тематические работы.

КОНФЕРЕНЦИИ, СОВЕЩАНИЯ И ЗАСЕДАНИЯ

В 1972 г. Комиссия по изучению четвертичного периода участвовала в организации и проведении трех совещаний; 1) международного Коллоквиума по нижней границе четвертичного периода, 2) расширенного методического Симпозиума по абсолютной геохронологии, и 3) IV Совещания по краевым образованиям материковых оледенений (Латвия).

Международный Коллоквиум по нижней границе четвертичного периода был организован Подкомиссией по границе между плиоценом и плейстоценом INQUA (председатель — проф. К. В. Никифорова, ученый секретарь — М. Н. Алексеев) совместно с рядом других организаций, в том числе академиями наук Молдавской ССР, Грузинской ССР и Азербайджанской ССР. Коллоквиум состоял из трех дней заседаний в г. Кишиневе (с 22 по 25 мая 1972 г.) и 12-дневной экскурсии по Молдавии, югу Украины, Грузии и Азербайджану (с 26 мая по 4 июня 1972 г.). Заключительное заседание и принятие решений Коллоквиума было проведено в г. Тбилиси.

Методический Симпозиум был организован и проведен совместно с Комиссией по абсолютному возрасту геологических формаций АН СССР с 30 ноября по 2 декабря 1972 г. Три заседания этого Симпозиума были полностью посвящены датированию молодых образований (председатель секции — Н. В. Кинд).

В 1972 г. было проведено 7 текущих заседаний Комиссии.

25 января состоялось заседание памяти Владимира Николаевича Сукачева (Сукачевские чтения).

Были заслушаны следующие доклады:

1. Н. А. Хотинский. Современное состояние проблемы «пограничного горизонта» голоценовых торфяников (с демонстрацией диапозитивов).

2. Л. Р. Серебрянный. Послеледниковые миграции ели и происхождение североευропейской тайги.

3. Е. П. Метельцева. Анализ растительных остатков пищи крупных плейстоценовых млекопитающих.

4. В. Р. Филин, Н. И. Филин. Анализ растительных остатков из кишечника мамонта (Якутия).

5. Т. П. Левина, В. П. Никитин, С. Л. Троицкий, Л. В. Фирсов (ИГ и Г СО АН СССР и НТГ МГ) Стандартная пыльцевая диаграмма и радиоуглеродный возраст торфяника из енисейской тундры (мыс. Каргинский).

7 марта заседание Комиссии было посвящено истории морских бассейнов. Повестка дня:

1. М. В. Муратов и И. В. Архипов. История Черного моря.

2. И. С. Чумаков. Новые данные о плиоцен-плейстоценовых отложениях Средиземного моря.

28 марта состоялось заседание, посвященное четвертичной истории Украинской ССР. Были заслушаны доклады:

Вступительное слово академика АН УССР В. Г. Бондарчука.

И. Л. Соколовский. 50 лет развития четвертичной геологии на Украине.

В. Г. Бондарчук, А. И. Шевченко, П. Ф. Гожик, Н. Н. Тращук. Корреляция плиоцен-четвертичных отложений Причерноморья.

В. Н. Семенов. Верхнеплейстоценовые морские отложения Присивашья.

В. Н. Шелкопляс. Геохронология лёссовой формации (по данным термолюминисцентного метода).

Н. С. Демедюк, А. Б. Богуцкий. Проблема древних оледенений Предкарпатья.

Л. М. Дорофеев. Положение морен раннего и среднего плейстоцена в западной части территории УССР (Предкарпатье, Волянь).

18 апреля был заслушан доклад С. В. Томирдиаро. Криогенная эволюция ландшафтов в позднем плейстоцене и голоцене на равнинах Северо-Восточной Азии.

3 мая было проведено заседание, посвященное четвертичной геологии северо-востока Европейской части СССР, со следующей повесткой дня:

1. В. И. Астахов. Краевые ледниковые образования в бассейне верхней Печоры.

2. Л. М. Потапенко. Новые данные о границах ледников московского времени в Печорской низменности и в западном Притиманье.

3. С. А. Лавров. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы европейского северо-востока.

4. М. Г. Гросвальд. Покровные ледники морей и их роль в гляциальном морфолитогенезе.

28 ноября состоялось заседание с докладами по вопросам стратиграфии четвертичных отложений центральной части Русской равнины:

1. Р. В. Красенков, А. К. Агаджанян. Антропогенные отложения Среднего Дона.

2. М. И. Маудина. Антропогенные отложения Верхнего Дона.

3. А. К. Агаджанян. Грызуны плейстоценовых отложений Центра Европейской части СССР.

4. С. Л. Бреслав. О стратиграфическом положении некоторых разрезов, имеющих спорово-пыльцевые данные лихвинского типа.

26 декабря 1972 г. было проведено заседание, посвященное 50-летию образования Союза Советских Социалистических Республик, с докладами:

1. К. К. Марков. Изучение четвертичного периода.

2. Г. И. Горецкий. Основные проблемы палеопотамологии антропогена.

3. М. И. Нейштадт. Роль советских ученых в организации и работе Международного Союза по изучению четвертичного периода.

Кроме перечисленных совещаний и научных заседаний, Комиссией была проведена значительная работа по подготовке к IV Всесоюзному Совещанию, которое состоялось с 7 по 22 июня 1973 г. в Армении, Азербайджане, Грузии.

Было проведено четыре заседания Оргкомитета Совещания (три — в Москве и одно — в Ереване). В октябре 1972 г. организована специальная поездка по маршрутам экскурсий Совещания в составе представителей всех трех республик и Председателя Комиссии по изучению четвертичного периода Г. И. Горецкого (11 человек, длительность поездки — 10 дней). Проведена также работа по уточнению программы Совещания, списков приглашенных советских и иностранных ученых, а также ряд мероприятий организационного характера.

Далее велись подготовительные работы к Симпозиуму «Человек и географическая среда», который проведен в Москве в марте 1973 г. (А. А. Величко, И. К. Иванова).

Помимо указанного, Комиссией проведено в 1972 г. 6 заседаний Бюро Комиссии, с рассмотрением планов и отчетов, утверждением работ к печати и другими текущими делами.

ИЗДАТЕЛЬСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В 1972 г. Комиссией изданы следующие материалы:

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 38. Сборник статей типа периодического издания. Ответств. редакторы: В. И. Громов, И. К. Иванова. Объем 18 а. л.

2. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 39. Сборник статей типа периодического издания. Ответств. редакторы: В. И. Громов, И. К. Иванова. Объем 17 а. л.

3. Краевые образования материковых оледенений. Сборник статей. Ответств. редакторы: Г. И. Горецкий, Д. И. Погуляев, С. М. Шик, Объем 33 а. л.

4. Э. И. Равский. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии. Ответственный редактор Э. А. Вангенгейм. Объем 31 а. л. Всего — 99 а. л.

Кроме того Комиссией совместно с Геологическим институтом АН СССР опубликован в 1972 г. международный сборник «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы». Ответственный редактор К. В. Никифорова (соредакторы И. К. Иванова и Н. А. Константинова). Объем 18 а. л.

Совместно с Хабаровским Комплексным научно-исследовательским институтом и Приморским Отделением Географического общества опубликованы труды III Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода, под названием «Проблемы изучения четвертичного периода» (офсет). Ответственные редакторы — А. С. Хоментовский, С. М. Цейтлин. Объем 50 а. л.

Подготовлены к печати следующие издания:

1. Бюллетени Комиссии по изучению четвертичного периода № 41 и № 42. Сборники статей типа периодического издания. Ответственные редакторы: В. И. Громов, И. К. Иванова. Объем 19 а. л. и 18 а. л.

2. Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена (международный сборник). Ответственные редакторы К. К. Марков, П. И. Мельников, И. И. Спасская. Объем 23 а. л.

3. Н. С. Чеботарева, И. А. Макарычева. Стратиграфия отложений последнего оледенения северо-восточной Европы и его хронология. Ответственный редактор М. И. Нейштадт. Объем 20 а. л.

Общий объем подготовленных к печати изданий — 80 а. л.

МЕЖДУНАРОДНЫЕ НАУЧНЫЕ СВЯЗИ

Работа Комиссии по изучению четвертичного периода в области международных научных связей проходит по двум разделам.

1. Деятельность Советской секции Международного Союза по изучению четвертичного периода (INQUA).

2. Текущая работа.

В 1972 г. Советской секцией проводились подготовительные работы к IX Конгрессу INQUA (декабрь 1973 г., Новая Зеландия).

Выделен Оргкомитет по подготовке к Конгрессу (председатель — М. И. Нейштадт), разосланы извещения, собраны заявки на участие в Конгрессе, проведены необходимые мероприятия по организации советской делегации для поездки на Конгресс. Внесено также предложение об устройстве на Конгрессе выставки не только книг и карт, но и серии реконструкций ископаемых людей работы М. М. Герасимова, макетов палеолитических жилищ и других экспонатов, а также о создании специального научного фильма для демонстрации на Конгрессе.

29 ноября 1972 г. проведен пленум Советской секции INQUA, на котором был заслушан информационный доклад М. И. Нейштадта о состоянии подготовки к Конгрессу и приняты решения по ряду связанных с этой подготовкой вопросов.

По линии работы комиссий Международного Союза по изучению четвертичного периода советские ученые участвовали в 1972 г. в следующих мероприятиях:

1) Заседание Комиссии по голоцену в Польше с экскурсиями (участники М. И. Нейштадт, Н. С. Чеботарева).

2) Заседание Подкомиссии по береговому линиям Балтийского моря в Польше (участник В. К. Гуделис).

3) Симпозиум Комиссии по лёссам INQUA в Румынии, на котором были проведены полевые маршруты по лёссовым разрезам южной придунайской части страны. Детально обсуждалась также карта распространения лёссов Европы, над составлением которой члены Комиссии работают уже ряд лет. Приняты конкретные решения по условным обозначениям к карте. Отчет об этой поездке составлен для Секции наук о Земле ее участниками А. А. Величко, И. К. Ивановой, А. С. Кесь, Т. Д. Морозовой.

Основным мероприятием по линии INQUA, проведенным в Советском Союзе, был Коллоквиум по границе между неогеном и четвертичной системой Подкомиссии INQUA (К. В. Никифорова, М. Н. Алексеев), о котором упоминалось выше.

В работе Коллоквиума приняли участие 57 иностранных ученых из социалистических и капиталистических стран. Большая часть из них выступала с докладами, значительное число не присутствовавших лично представило свои материалы для публикации перед Коллоквиумом.

Работа Коллоквиума прошла плодотворно, научные экскурсии вызвали большой интерес, рассмотренные разрезы активно обсуждались. Принятое Коллоквиумом решение подтверждено XXIV Международным Геологическим Конгрессом в Канаде. Доклады советских и зарубежных ученых (21 страна) изданы Подкомиссией по нижней границе INQUA перед Коллоквиумом на ротапринтере в трех томах.

Вторым мероприятием, проведенным в СССР, было собрание членов Стратиграфической Комиссии INQUA, состоявшееся в Москве, перед международным Коллоквиумом, созванное Председателем этой Комиссии проф. В. Шибрава (Чехословакия). Один день был посвящен заседаниям, на которых решались организационные вопросы, и один день — научным экскурсиям в окрестностях Москвы (осмотр разрезов с моренами и флювиогляциальными отложениями). В экскурсии участвовало 12 человек.

В 1972 г. проведена также подготовка к организации в СССР международного Симпозиума по строению и формированию основных морен Комиссии по литологии INQUA (Е. В. Шанцер, Ю. А. Лаврушин), который должен сопровождаться научными экскурсиями с осмотром обнажений в Ярославской области.

Как и в прежние годы Комиссия по изучению четвертичного периода привлекала к участию в своих публикациях зарубежных ученых (Бюллетень Комиссии № 38; изданный совместно с Геологическим институтом сборник «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы»; подготовленный в печати сборник «Палеокриология и перигляциальные явления плейстоцена»).

КООРДИНАЦИЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Практически вся деятельность Комиссии по изучению четвертичного периода (проводимые заседания, совещания, издательская работа) направлена на координацию работ в этой области.

На пути координации планов научно-исследовательских работ, проводимых различными организациями в СССР, возникают серьезные трудности, связанные с широтой и разнообразием тематики комплексного изучения четвертичного периода. Эта тематика вкраплена в работу очень большого числа учреждений, ведущих работу и по смежным дисциплинам (например, изучение фауны из четвертичных отложений, археологических остатков, приуроченных к ним и т. д.).

Тем не менее Комиссией собираются материалы, дающие общее представление о состоянии данной отрасли науки.

Координация планов идет по теме «Геология четвертичных отложений», входящей в план Отделения Геологии, Геохимии и Геофизики АН СССР. В 1970 г. Комиссией был составлен пятилетний план (1971—1975 гг.) по этой теме. В 1972 г. по предложению Секции наук о Земле этот план был обновлен, для чего опрашивались все участвующие в нем научные учреждения, а так же ряд других. Обновлена и дополнена так же объяснительная записка к плану. Материал передан в Секцию наук о Земле АН СССР.

Координация научно-исследовательских работ в области комплексного изучения четвертичного периода осуществляется очень эффективно через Комиссии или секции Комиссии других республик.

По инициативе Комиссии организованы Сибирская секция Комиссии по изучению четвертичного периода в г. Новосибирске, Закавказская Комиссия по изучению четвертичного периода, Комиссия по изучению четвертичного периода в Киеве, с отделением ее во Львове, Антропогено-

вая Комиссия в Минске, Плейстоценовая Комиссия при Географическом Обществе в Ленинграде. Работа этих организаций проходит в тесном контакте с Комиссией по изучению четвертичного периода при СЗ АН СССР. Деятельность их регулярно освещается в «Бюллетене» Комиссии. Постоянно организуются совместные мероприятия.

В 1972 г., по инициативе академика К. К. Маркова и под его председательством организована (март 1972 г.) новая Секция Комиссии по изучению четвертичного периода при Дальневосточном научном центре во Владивостоке.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ И ВЫЕЗДЫ НА МЕСТА

В порядке координации Комиссией по изучению четвертичного периода при СЗ АН СССР проводятся совместные межреспубликанские научно-исследовательские работы. К числу таких работ относится межреспубликанское изучение погребенных речных долин и ложбин ледникового выпахивания и размыва, как вместилищ полезных ископаемых и их индикаторов. Это комплексное межреспубликанское изучение, начатое в 1971 г., продолжалось и в 1972 г.

В межреспубликанском изучении погребенных долин и ложбин принимают участие исследователи Белоруссии, Литвы, Латвии, Эстонии и Украины. В первую очередь составляются карты рельефа постели антропогенных отложений в м-бе 1:200 000. По территории Литовской ССР и Калининградской области РСФСР такая карта уже составлена под редакцией В. П. Вожавичюса. Просматривается керн опорных скважин, вскрывающих всю толщу антропогенных осадков, выполняющих погребенные переуглубления; при этом отбираются пробы пород на гранулометрические, минералогические, геохимические, палинологические, палеокарпологические и др. исследования.

Особенно интересным оказались результаты бурения на Юрмальских переуглублениях вблизи Риги. На одном из поперечников, протяженностью 800 м было пробурено 7 глубоких скважин. Была вскрыта глубочайшая в СССР ложбина ледникового выпахивания и размыва, U-образного сечения, выполненная моренами (2 горизонта) и гляциоаллювием, с днищем, опущенным на 283,3 м ниже уровня моря. Керн опорных скважин Юрмальских переуглублений просматривался коллективом геологов Латвии, Литвы и Белоруссии, совместно с представителем Комиссии.

Весьма важными оказались результаты разбуривания Друскининкайских переуглублений: были вскрыты песчаные осадки гляциоаллювия мощности до 180 м.

Организовано совместное межреспубликанское изучение органогенных осадков среднего и нижнего плейстоцена Литвы, Белоруссии и Украины, преимущественно палинологическим и палеокарпологическим методами. Впервые детально изучены семенные флоры лихвинского и рославльского межледниковья.

Штатным сотрудником, ученым секретарем Комиссии И. К. Ивановой были продолжены в 1972 г. полевые исследования на Западной Украине и в Молдавии в содружестве с украинскими археологами (1,2 мес.) по теме «Геология палеолита Европейской части СССР». Продолжалось изучение геологии многослойной палеолитической стоянки Корман IV на правом берегу Днестра в Сокирянском районе Черновицкой области, где ведутся крупные археологические раскопки. Здесь детально изучалось геологическое и геоморфологическое строение окрестностей стоянки, отбирались образцы пород и фауна моллюсков из раскопа, а также угли из культурных слоев для радиоуглеродного анализа.

Предполагается к концу 1974 г. дать монографическое описание этой стоянки совместно с археологами и палеонтологами. Далее была обследована многослойная стоянка Куличивка близ г. Кременец Тернопольской области, где заложено несколько шурфов, прошедших всю четвертичную толщу. Собран также костный уголь на определение абсолютного возраста, отмыта фауна моллюсков и отобраны образцы для различных анализов.

Кроме того были обследованы палеолитические стоянки Выхватинцы и Рашков в Молдавии на левобережье Днестра. Здесь также пройден ряд шурфов и проведено изучение геологии и геоморфологии окрестностей. Собрана на определение фауна пресноводных моллюсков в Цехиновском меандре Днестра.

Из выездов на места необходимо отметить упоминавшуюся выше подготовительную поездку по маршрутам IV Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода, в котором участвовали представители Армении, Азербайджана, Грузии и Председатель Комиссии академик АН БССР Г. И. Горецкий.

В. С. ВОЛКОВА

О РАБОТЕ СИБИРСКОЙ СЕКЦИИ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Сибирская секция Комиссии по изучению четвертичного периода была создана при Институте геологии и геофизики СО АН СССР в мае 1965 г. В ее состав вошли 26 членов — представители различных научно-исследовательских учреждений, геологических управлений и учебных заведений (см. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 35 1968 г.).

В Сибирской секции представлены 9 институтов Академии наук СССР (Институт геологии и геофизики СО АН, Институт Земной коры СО АН—Иркутск, Институт истории, философии и филологии СО АН, СВКНИИ ДВНЦ АН, Институт вулканологии ДВНЦ АН, Институт мерзлотоведения, Якутский филиал СО АН, Институт естественных наук Бурятского филиала СО АН) и другие; учреждения Министерства геологии (Новосибирское геологическое управление, Иркутское геологическое управление, Северо-восточное геологическое управление), СНИИГГИМС. В Секцию входят представители Новосибирского и Томского государственных университетов, ПНИИИС (Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя СССР—Тюменский отдел).

Под руководством председателя Сибирской секции Комиссии члена-корреспондента АН СССР В. Н. Сакса ежегодно проводятся научные заседания, на которых обсуждаются различные проблемы четвертичного периода. На научных сессиях Сибирской секции собирается обычно более 50—60 представителей различных научных геологических организаций, научно-исследовательских институтов и высших учебных заведений из Москвы, Ленинграда, Томска, Иркутска, Новокузнецка, Новосибирска, Караганды, Кустаная, Якутска, Хабаровска, Свердловска, Владивостока.

За 1969—1972 гг. на научных сессиях было заслушано более 40 докладов. Из них более 20 докладов было сделано членами Сибирской секции (докладчики — С. А. Архипов, И. А. Волков, В. С. Волкова, С. Ф. Бискэ, С. Л. Троицкий — ИГиГ СО АН, С. Б. Шацкий — СНИИГГИМС, В. А. Мартынов — Новосибирское геологическое Управление, О. М. Адаменко — ИЗК СО АН СССР, В. К. Сохин — ХабКНИИ АН СССР, Е. И. Тищенко — Иркутское геологическое Управление). Остальные доклады были сделаны не членами секции, а представителями различных организаций (ИГиИ СО АН, ГИН АН СССР, ИФиФ СО АН СССР, Томский Государственный Университет, МГУ, Институт географии АН СССР, Уральское геологическое управление).

Для годичных заседаний Сибирской секции характерна тематическая направленность. Они были посвящены следующим проблемам: положение нижней границы четвертичной системы, роль палеомагнитного анализа для стратиграфии четвертичных толщ, абсолютная хронология позднего плейстоцена, условия формирования лёссовых пород. Неоднократно и остро дискутировался вопрос о роли покровных оледенений в формировании рельефа и осадков Западной Сибири. Были заслушаны обзорные доклады по палеолиту регионов — Восточной Азии (В. Е. Ларичев), Северной Америки (И. П. Ларичева), Дальнего Востока (А. П. Дервянко). В докладах С. Л. Троицкого и Т. С. Троицкой были рассмотрены плейстоценовые и голоценовые трансгрессии и их роль в формировании отложений и рельефа Севера Сибири и Дальнего Востока. В докладе С. Ф. Бискэ был освещен режим осадконакопления на перигляциальных равнинах Северо-Востока Азии.

В 1971—1972 гг. в докладах С. А. Архипова, И. А. Волкова, В. А. Панычева, Л. В. Фирсова, С. Л. Троицкого нашли отражение первые достижения Радиоуглеродной лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Рассматривая вопросы абсолютной хронологии верхнего плейстоцена Западной Сибири, докладчики показали большое значение радиоуглеродного датирования для периодизации основных событий верхнего плейстоцена и корреляции аллювиальных отложений с образованиями ледниковых эпох, для стратиграфического расчленения лёссовидных суглинков и решения ряда других проблем, связанных с поздним плейстоценом и голоценом.

Одновременно, докладчики подчеркнули большие пробелы в разработке стратиграфии четвертичных отложений верхнего плейстоцена Западной Сибири и наметили пути дальнейших исследований. Те еще немногочисленные данные, которыми располагают исследователи, позволяют поставить вопрос о пересмотре многих, по-видимому, устаревших взглядов на стратиграфию верхнего плейстоцена.

Кроме проведения годичных заседаний Сибирская секция принимает активное участие в подготовке всесоюзных совещаний, международных симпозиумов и конференций.

При участии Сибирской секции в 1971 г. успешно была проведена третья Международная палеогеологическая конференция. Членами Секции при участии и содействии геологов Западно-Сибирского и Томского геологических управлений были подготовлены и изданы путеводители геологических экскурсий по Верхней Оби (от Новосибирска до Барнаула) и Нижней Оби (от Новосибирска до с. Кривошеино).

Первые итоги четырехлетней деятельности Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода подведены в сборнике «Проблемы четвертичной геологии Сибири», изданном к VIII Конгрессу INQUA в Париже, в 1969 г. В сборнике помещены статьи членов Секции по наиболее острым и актуальным вопросам изучения четвертичного периода.

В статьях отражены серьезные успехи сибирских геологов-четвертичников.

К III Международной палинологической конференции под редакцией В. Н. Сакса и В. С. Волковой издан сборник статей «Кайнозойские флоры Сибири», Новосибирск, «Наука», 1971.

В последние годы Сибирская секция проводит свои заседания совместно с Секцией кайнозоя Сибирского регионального межведомственного стратиграфического Комитета (СИБРМСК), что способствует успешному разрешению многих спорных вопросов, связанных с палеогеографией и стратиграфией Западной Сибири.

Члены Сибирской секции постоянно оказывают консультации различным научным и производственным организациям, работающим на территории Сибири.

В. А. РАНОВ, С. А. НЕСМЕЯНОВ

СОВЕЩАНИЕ ПО КАМЕННОМУ ВЕКУ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Совещание, созванное по инициативе Научного Совета по проблемам археологии Средней Азии и Казахстана при Ордена Трудового Красного Знамени Институте Археологии АН СССР было организовано Институтом Археологии АН Узбекской ССР и проходило с 20 по 26 октября 1972 г. в Самарканде. В нем участвовали представители всех среднеазиатских республик, а так же ученые из Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Тбилиси, Еревана и других городов Советского Союза.

К Совещанию изданы «Тезисы», содержащие краткое изложение 32 докладов и сообщений, большая часть которых была заслушана на заседаниях. Несколько докладов было включено в повестку дня дополнительно. В целом темы докладов были разнообразными и отражали почти все основные направления изучения каменного века Средней Азии и прилегающих территорий. Развернутое изложение основных докладов можно будет найти во 2-м выпуске «Успехи среднеазиатской археологии» (Ответ. редактор д. и. н. В. М. Массон), изданном Научным Советом (Л., «Наука», 1972 г.).

Помимо заседаний одна группа участников Совещания совершила поездку на неолитические кремневые шахты Учтута (в горах Каратау), другая — на палеолитическую стоянку Кульбулак.

При Институте Археологии была организована очень интересная выставка, где помимо материалов с таких известных памятников как Обирахмат, Самаркандская стоянка, Кульбулак (Узбекистан), Кара-Бура (Таджикистан), были выставлены новые материалы, собранные на мутьерских памятниках Кутурбулак (Узбекистан), Огзи-Кичик (Таджикистан), Георгиевский Бугор (Киргизия), верхнепалеолитической многослойной стоянке Шугноу (Таджикистан), мезолитических пещерных памятниках Мачай и Обишир (Узбекистан), неолитических стоянках и поселениях Сазаган (Узбекистан) и Саед (Таджикистан). В целом на выставке были представлены все основные стоянки каменного века Средней Азии, за исключением памятников Туркмении и севера Узбекистана.

В настоящем сообщении мы затронем лишь палеолитическую тематику, которая преваляровала на Совещании.

Основной темой Совещания был вопрос о выделении локальных культур в каменном веке Средней Азии. Вместе с тем, Совещание, имевшее характер всесоюзного, заслушало ряд других сообщений, в частности о понятии «археологическая культура», о принципах выделения локальных вариантов в палеолитических и мезолитических культурах СССР, о локальных различиях в палеолите Кавказа, Центральной Азии, Сибири. Были затронуты такие вопросы как леваллуазская проблема, природная среда и ландшафтно-климатические условия пустынь Средней Азии в голоцене и др.

Доклады В. П. Любина, Г. П. Григорьева, В. А. Ранова были посвящены теоретическому обоснованию выделения локальных культур. Все они были построены в плане возможного объяснения возникновения локальных различий в эпоху палеолита и очень мало касались конкретно-техничко-типологического обоснования этих различий.

Как известно, в основу выделения локальных палеолитических группировок Франции Ф. Борд положил типологию, вернее наличие или процентное содержание определенных групп орудий. Позднее один из авторов настоящей заметки предложил выделить локальные варианты в мустье Средней Азии на основании не типологических признаков, а главным образом — технических (распространение или отсутствие леваллуазской техники обработки камня; Ранов, 1968).

В прениях по указанным докладам все выступавшие подчеркнули бесспорный приоритет типологии орудий для выделения локальных различий. Вместе с тем было отмечено, что соотношение типов орудий не является единственным методом. Большое значение имеют также и технические критерии, тупы нуклеусов и заготовок. В идеале мы должны стремиться к комплексному решению проблемы, при котором будут учитываться не только особенности каменных орудий, но и их функциональное назначение, экологическая обстановка, влияние первичного материала на происхождение формы орудий, полнота представленных коллекций, геологическая позиция памятника и т. д. Только такой комплексный подход позволит избежать всевозможных ошибок, неоправданных сопоставлений памятников, различных по своему хозяйственному назначению, хронологически разновременных и т. д.

Вместе с тем, до установления более твердых принципов нужно пользоваться факторами, преобладающими на современном уровне наших знаний в данном регионе, т. е. говоря иными словами, пользоваться тем материалом, который имеется в распоряжении исследователя (например, для Кавказа основным фактором должна быть типология орудий, для Средней Азии будет преобладать техническая характеристика, для Сибири большое значение приобретают общие особенности и пр.).

В. П. Любин в своем докладе подчеркнул, что локальные различия представляют сложный синтез взаимодействия разных по природе, масштабу и значимости факторов, главными из которых являются социальный, природный и функциональный (хозяйственный или производственный). Подчиненную роль играет миграционный фактор.

Специальное внимание было также уделено таксономической системе локальных образований в эпоху палеолита. Здесь основной трудностью являются разночтения при определении понятия «археологическая культура». Выступавшие подчеркнули необходимость дальнейшего усовершенствования имеющихся методов выделения локальных вариантов, в частности разработки и принятия хотя бы главных дефиниций.

Что же касается собственно локальных особенностей в палеолите Средней Азии, то доклады М. Р. Касимова, А. Г. Медоева, В. А. Ранова и Р. Х. Сулейманова, посвященные этой теме, содержали лишь уточнения и добавления к уже опубликованным ранее схемам. Заслуживает

внимания близкое совпадение ареала леваллуа-мустьерской культуры, выделенной В. А. Рановым (этим термином пользуется также и А. Г. Медоев), и ареалом обирахматской культуры, выделяемой Р. Х. Сулеймановым, причем оба исследователя пришли к своим выводам совершенно самостоятельно и различными методами. Это подтверждает объективное существование данного локального варианта мустьерской культуры в северной части горных районов Средней Азии.

В настоящее время среди памятников мустьерской эпохи, наиболее изученного здесь периода каменного века, можно выделить следующие локальные (технические) варианты: леваллуа-мустьерский, мустьерский («горное» мустье, близкое к мустью типичному), мустьеро-соанский. Намечается еще один вариант — зубчатый. Совершенно отсутствует мустье с ашельской традицией. Последний вариант описан для Центрального Казахстана А. Г. Медоевым (1970).

Что касается локальных вариантов в эпоху верхнего палеолита, то здесь для серьезных выводов еще не хватает материала. Все крупные верхнепалеолитические стоянки (Красноводский полуостров, Ходжа-Гор, Самаркандская стоянка и Шугноу) дают отличный друг от друга, трудно сопоставимый между собой материал. К тому же за исключением Самаркандской стоянки упомянутые памятники опубликованы лишь в предварительных чертах.

Для понимания особенностей палеолита Центральной и Средней Азии важным был доклад А. П. Окладникова. В нем рассматривалась сложная проблема возникновения и значения техники леваллуа для познания особенностей палеолита этого региона. Автором, кроме того, упомянуты чрезвычайно интересные находки ручных рубил — бифасов ашельского облика к западу от Сайн-Шанда (гора Ярх) в Монгольской народной республике.

Это открытие показывает, по мнению докладчика, что прежние представления о том, что в эпоху нижнего палеолита Центральная Азия входила в зону распространения галечных культур, должны быть пересмотрены. В действительности же история развития палеолитической техники имела в этом регионе более сложный характер.

В связи с этим хотелось бы отметить следующее. Критика положений В. А. Ранова о существовании в палеолите Средней Азии локальных вариантов и просто «элементов», которые связываются с галечной техникой (восточноазиатская линия развития — Ранов, 1965) базируется в основном на том, что на территориях, расположенных западнее (в том числе — в Западной Европе) имеются памятники с большим количеством орудий, сделанных из галек (Борисковский, 1971; Сулейманов, 1972). Примерно в этом же плане подвергаются пересмотру и известные положения Х. Л. Мовиуса о существовании двух больших палеолитических провинций, в одной из которых преимущественным распространением пользовались ручные рубила, а в другой — галечные орудия типа чоппингов и чопперов (Movius, 1944).

Новые открытия в ряде стран, в том числе и в МНР, показывают, что Х. Мовиусом проблема решалась слишком прямолинейно. Но совершенно неправильно, на наш взгляд, ставить по этой причине под сомнение особый специфический характер палеолитических культур Сибири, Монголии, Северо-Западной Индии и отчасти — Средней Азии. Нельзя подходить к этой сложной проблеме столь упрощенно: есть ручные рубила или их нет. Совершенно прав А. П. Окладников, который рассматривает обнаружение ручных рубил в Монголии как факт не отвергающий своеобразных особенностей палеолита этого региона, а как факт, свидетельствующий о локальных различиях индустрий, возможно, чересполосном существовании памятников с ручными рубилами и

без них. Но общий фон при этом остается особым, отличным от европейского, где галечные орудия на данном этапе развития каменного века столь же редки в инструментарии памятников, как рубила в Центральной Азии.

Проблемам локальных различий мезолита Средней Азии были посвящены доклады Г. Ф. Коробковой и У. Исламова. Судить о справедливости выделенных группировок пока трудно (это касается в особенности горной части Средней Азии), поскольку главнейшие памятники, за исключением прикаспийских, еще не опубликованы подробно (Обишир, Мачай, Туткаул, Ошхона и т. д.). В докладе У. Исламова некоторые положения вызвали возражения. Так, выделение ташкентского территориального варианта по одной стоянке Кушлиш кажется преждевременным. Материалы из Мачайского грота, на наш взгляд, обнаруживают большое сходство с материалами гиссарской неолитической культуры (совпадают и радиоуглеродные даты), что не было отмечено автором доклада.

Несмотря на заданную тематику Совещания вопросы четвертичной геологии живо интересовали его участников. Особенно этот интерес проявился после посещения прекрасно подготовленных к осмотру палеолитических стоянок — Самаркандской стоянки и стоянки Кульбулак.

После кончины Д. Н. Лева, многие годы возглавлявшего раскопки Самаркандской стоянки (посмертный отчет о работах 1966 г. вышел во время Совещания — Лев, 1972) исследование стоянки и издание старого материала успешно осуществляется М. Д. Джуракуловым, доцентом САМГУ и Е. Н. Амарцевой, сотрудником Кабинета археологии этого Университета.

Специальные геологические исследования стоянки начаты совсем недавно — в 1971 г. и осуществляются С. А. Несмеяновым.

До недавнего времени культурные слои на Самаркандской стоянке были известны только из отложений «нижней» террасы сая Чашмаси-аб. Она возвышается на 10 м над дном сая, ныне перекрытого осадками, которые накопились за дамбой озера в городском парке. Культурные слои приурочены к 2-х метровой пачке нижней части суглинистых покровных отложений делювиально-пролювиального генезиса, залегающих на русловых песках и достигающих мощности 3—5 м.

Авторы раскопок прослеживают три культурных горизонта, считая их более или менее одновременными. Д. Н. Лев предполагал, что они все относятся к первой половине позднего палеолита (Лев, 1964). Эту же дату поддерживает и М. Д. Джуракулов (Джуракулов, 1972а). Авторы настоящего сообщения предполагают, что Самаркандская стоянка относится ко второй половине позднего палеолита и ее культурные слои должны помещаться в интервале 20—15 тыс. лет назад.

Культурные горизонты стоянки были выделены по отдельным раскопам и, в силу условий работы в зоне городского парка, не всегда точно сопоставлены. Обычно верхний от бровки данного раскопа слой считался верхним и в общей стратиграфии стоянки. Поэтому несмотря на большую тщательность раскопок и обширную документацию, затруднения по составлению сводных разрезов полностью еще не преодолены.

Раскопы также вскрыли следы древних выработок, в выполнении которых встречаются обломки средневековой керамики. Так, в раскопе III 1967 г. зафиксировано прямоугольной формы тело известковых суглинков, вертикальные края которого секут горизонтальные песчаные и глинистые слои. В суглинках, выполняющих древнюю выработку, присутствуют палеолитические изделия и антропологические остатки — отпечаток черепа, зуб, кости (Лев, 1970). Эти предметы более правильно считать перемещенными.

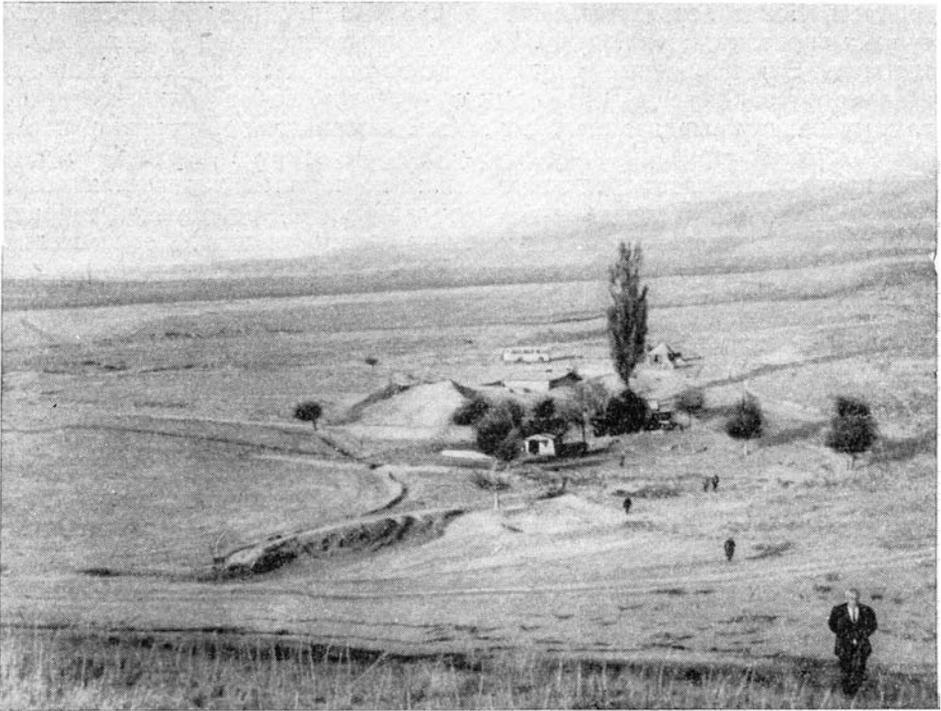


Рис. 1. Кульбулак. Вид на стоянку с востока

Работами последних лет культурные остатки обнаружены и в разрезе более высокой — «верхней» террасы, поверхность которой на 6 м возвышается над «нижней» террасой (Джуракулов, 1972б). Часть этой «верхней» террасы, вскрытая раскопками от поверхности до глубины 8 м, сложена делювиальными и делювиально-пролювиальными покровными суглинками с линзами песков мощностью до 1 м. Эти пески, очевидно, являются осадками небольших боковых саев, впадавших в Чашмасиаб. В интервале от 3 до 7 м здесь встречаются палеолитические изделия. Присутствие углистого материала позволяет предполагать наличие нечетко выраженного культурного слоя на глубине около 5 м. Археологический материал еще недостаточен для определения возраста вмещающих отложений. Первоначальное предположение о большей древности находок на «верхней» террасе, высказанное на основании наличия здесь крупных мустьероидных заготовок и осколков, ставится под сомнение находками 1972 г. в самом северном раскопе «нижней» площадки, подготовленном для осмотра участниками Совещания. По своему залеганию открытый здесь культурный горизонт соответствует верхнему (I-му) культурному слою. Материал, полученный здесь, отличается самым существенным образом от обычных находок на «нижней» террасе. На небольшой площади, очень компактно, собрана серия крупных пластин мустьерского облика, изготовленных из темного песчаника. Среди них — треугольные и подпризматические пластины, частично с изогнутыми и подправленными ударными площадками, которые можно встретить в любой мустьерской коллекции. Вместе с ними найдено небольшое количество кремневых изделий, обычных для «нижней» террасы.

Этим, как кажется, снимается, по крайней мере до более широких раскопок, представление о большей архаичности материалов с «верхней»

террасы. Более вероятной кажется примерная одновременность культурных горизонтов, включенных в покровные толщи на разновысотных террасах. Эти покровные толщи голодностепских террас сая Чашмаснаб вместе с заключенными в них культурными слоями должны отвечать самому началу сырдарьинского этапа. Аллювий сая Чашмаснаб в разрезе «верхней» террасы по-видимому еще не вскрыт. Верхний возрастной предел накопления аллювия «нижней» террасы датируется возрастом культурных слоев, заключенных в покровной толще этой террасы.

Данные геологии, таким образом свидетельствуют об относительно молодом (в рамках 20—15 тыс. лет) возрасте культурных горизонтов Самаркандской стоянки. Не исключено также, что детальный анализ индустрии стоянки приведет к установлению одновременности слоев.

С еще более сложными проблемами столкнулись участники поездки на стоянку Кульбулак (рис. 1)

Стоянка расположена неподалеку от г. Ангрэн у одноименного источника и в течении девяти сезонов раскапывается М. Р. Касымовым. По данным этого исследователя, здесь в верхней толще осадков двухметровой мощности отмечается одиннадцать культурных слоев, три из которых считаются верхнепалеолитическими, а восемь — мустьерскими. В шурфе, на глубине 10 м, под толщей пролювиально-озерных отложений в «каменных» лёссах намечается наличие еще одного горизонта, который определяется как ашельский (однако, убедительные материалы, подтверждающие этот вывод, представлены не были).

Положение М. Р. Касимова о том, что «все культурные слои непо тревожены и четко выражены» (Касымов, 1972) вызвало острую дискуссию. Осмотр стенки разреза показал, что прослеживается только один 3-й горизонт. Остальные слои визуальнo не фиксируются. Они определены по концентрации обработанного камня и проведены в значительной степени условно. Об этом говорит и тот факт, что на схеме, опубликованной М. Р. Касымовым, культурные слои не согласуются с распределением геологических слоев (рис. 2).

Фактическое положение находок таково: ниже светлых, желтовато-серых слабо известковистых делювиальных суглинков залегают зеленоватые глины, накопившиеся в небольшом водном бассейне родниковой впадины. В слое глин выделяются два прослоя, в нижнем из которых глины обогащены песчано-гравийным материалов. В глинах располагаются культурные слои II—VI М. Р. Касимова. Более древние культурные слои VII, VIII, VIIa — приурочены к глинисто-валунно-щебнистым образованиям пролювиально-селевого генезиса. Последние отличаются линзовидной слоистостью. Характерно, что на опубликованном в статье М. Р. Касимова отрезке северной стенки раскопа культурные слои V—VIIa пересекают геологические границы, что практически невозможно для археологического горизонта. На наш взгляд, также невозможно залегание разновременных культурных слоев (VII—VIIa) внутри линзы грубообломочных осадков, являющихся единовременным, практически мгновенным образованием селевого генезиса.

Что касается археологического материала, то его разновременность по слоям (начиная со слоя IV) не кажется убедительной, т. к. коллекция, в которой присутствует много посторонних сомнительных предметов, не была представлена в необходимой полноте. Всеми участниками осмотра отмечено, что наряду с превосходными изделиями из кремня, отличающимися острыми гранями, имеются вещи сильно патинизированные и окатанные, в том числе не только порфириновые, но и кремневые.

По мнению авторов, высказанному в докладе С. А. Несмеянова и в наших выступлениях, культурных горизонтов мустье на Кульбулаке нет

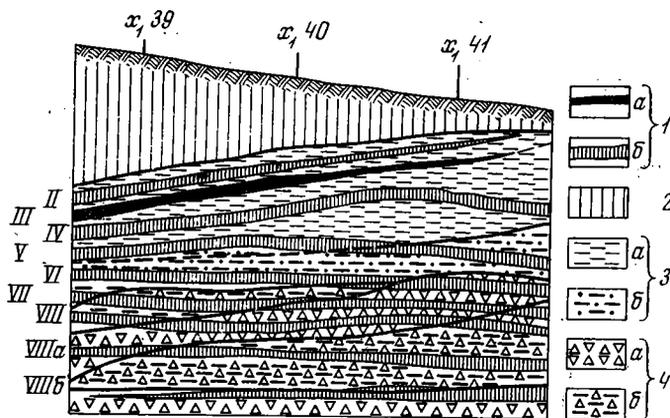


Рис. 2. Кульбулак. Северная стенка раскопа № 1

Культурные слои навесены по данным М. Р. Касимова (1972, стр. 70), геология — по С. А. Несмеянову. 1 — культурные слои: а — хорошо прослеживающиеся, б — условно трассируемые; 2 — суглинки делювиальные; 3 — глины озерные: а — чистые, б — обогащенные песчано-гравийным материалом; 4 — пролювиально-селевые отложения: а — существенно щебнистые с валунами, б — щебнисто-глинистые

и этот археологический материал периодически поступал по руслу Джарсая в котловину древнего родника частично со склоновым делювием, а большей частью в селевых потоках, размывавших несколько выше мустьерскую стоянку. Такому варианту не противоречат и редкие, буквально единичные находки фауны (в основном лошадь и олень).

Если с тем, что культурные слои, практически, не прослеживаются и подразделять обработанный камень можно только по геологически выделенным пачкам, согласились все осмотревшие стоянку, то характер накопления каменных орудий в них не был принят однозначно. Выявилась и третья точка зрения: мустьерские орудия накапливались на месте в озерных отложениях и могли перемещаться только по вертикали, втаптываясь жившими здесь людьми (в этом случае непонятно отсутствие стерильных прослоек в двухметровой толще, содержащей орудия).

В связи с возникшей дискуссией выявились разночтения и в определении понятия «культурный слой» среди самих археологов. Одни отстаивали понимание культурного слоя как накопления, достаточно четко выраженного как в плане, так и в разрезе и связанного с хорошо сохранившимися очагами и кухонными остатками, жилищами и т. д. Другие считают культурным слоем и концентрацию находок каменных орудий, не сопровождающуюся другими остатками (Кульбулак, Кутурбулак) несмотря на то, что в этом случае имеется опасность принять за слои лежащие *in situ* переотложенные орудия.

Хотя споры по поводу характера формирования горизонтов с археологическими находками на стоянке Кульбулак не привели к однозначному решению, они принесли определенную пользу тем, что обратили внимание исследователей этого интересного памятника на ряд моментов, требующих более развернутых доказательств, чем те, что были представлены до сих пор.

Следует отметить еще один доклад геологического характера, прочитанный А. А. Никоновым и посвященный закономерностям распределения приречных стоянок каменного века по относительной высоте. Работу автора, который вновь занялся проблемой, уже обсуждавшейся в нашей литературе (Бибилов, 1957), но на более широком материале,

можно всячески приветствовать. Заслугой А. А. Никонова является сбор очень интересного материала, удачно поданного в виде обобщенных графиков высотного положения стоянок каменного века в Средней Азии, на Кавказе, в Казахстане и на Русской равнине. Но, в целом этот путь кажется менее удачным по сравнению с прослеживанием наметившейся уже приуроченности памятников к определенным возрастным элементам рельефа (Несмеянов, Ранов, 1971). Прежде всего, в схему включаются не только приречные стоянки (таковые в ряде случаев определяются произвольно). Это и пещерные стоянки, а также те, которые могли располагаться у ныне уже не действующих родников, водоемов, временных водотоков и т. д. Предполагаемая А. А. Никоновым одновременность одновысотных стоянок нарушается, во-первых, различной интенсивностью вздымания отдельных структур (отсюда различна и относительная высота одновозрастных террас), во-вторых, молодая эрозия не всегда успевает проникнуть вверх по саям и ряд стоянок располагается аномально низко над руслом.

Выступления геологов (С. А. Несмеянов, А. А. Никонов, Э. Д. Мамедов) как и палеонтологов (Б. Батыров, Т. Худайбердыев) привлекли внимание участников к различным аспектам определения геологического возраста и палеогеографической обстановки памятников каменного века, что несомненно послужит дальнейшему разворачиванию исследований этого направления.

В заключение необходимо отметить превосходную организацию Совещания, за которую все его участники приносят глубокую благодарность сотрудуникам Института Археологии АН Узбекской ССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибиков С. Н. О датировке и реконструкции палеолитических убежищ Крыма. Бюлл. Комиссии по изучен. четвертичн. периода, № 21, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Борисковский П. И. Древний каменный век Южной и Юго-Восточной Азии. Л., «Наука», 1971.
- Джуракулов М. Д. Результаты археологических исследований Самаркандской верхнепалеолитической стоянки в 1970—1971 гг.—Сб. «Каменный век Средней Азии и Казахстана». Тезисы докладов совещания. Ташкент, «ФАН», 1972а.
- Джуракулов М. Д. Некоторые итоги археологических исследований Самаркандского Госуниверситета в 1970 г.—Тр. САМГУ, н. с. вып. 218. Самарканд, 1972б.
- Исламов У. И. К вопросу о локальных вариантах эпохи мезолита и неолита в Узбекистане. Сб. «Каменный век Средней Азии и Казахстана». Тезисы докладов совещания. Ташкент, «ФАН», 1972.
- Касымов М. Р. Результаты работ Ахангаранского палеолитического отряда в 1970 г.—Успехи Среднеазиатской Археологии, в. 1. Л., «Наука», 1972.
- Лев Д. Н. Поселение древнекаменного века в Самарканде. Исследования 1958—1960 гг.—Тр. САМГУ, н. с. в. 135. Самарканд, 1964.
- Лев Д. Н. Из истории изучения первобытной археологии Самарканды.—Труды САМГУ, н. с. в. 182. Самарканд, 1970.
- Лев Д. Н. Итоги работы археологического отряда Самаркандского Госуниверситета имени А. Навои в 1966 г.—Тр. САМГУ, н. с., в. 218. Самарканд, 1972.
- Медоев А. Г. Ареалы палеолитических культур Сары-Арка.—По следам древних культур Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А. К палеогеографии мустьерских стоянок в горах Средней Азии.—Сб. «Страны и народы Востока», в. 10. М., «Наука», 1971.
- Ранов В. А. Каменный век Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1965.
- Ранов В. А. О возможности выделения локальных культур в палеолите Средней Азии.—Изв. отд. общ. наук АН Тадж. ССР, 1968, № 3/53.
- Сулейманов Р. Х. Статистическое изучение культуры грота Оби-Рахмат. Ташкент, «ФАН», 1972.
- Movius H. L. Early man and pleistocene stratigraphy in Southern and Eastern Asia.—Papers of the Peabody Mus. Cambridge, 1944, v. 19, N 3.

А. И. МОСКВИТИН

ОБ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ДЛЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В Унифицированной стратиграфической схеме для четвертичного периода (1964 г.) имеются неточности, вызывающие к исправлению.

Первое межледниковье среднего плейстоцена названо лихвинским (по моему устаревшему предложению 1954). Однако, вскоре же после издания схемы, в 1965 г., было установлено, что широко известные древнеозерные слои Лихвинского обнажения (у с. Чекалино Тульской обл.) — стратотип лихвинского межледниковья — никак не могут относиться к среднему плейстоцену, поскольку между ними и флювиогляциальными суглинками, подстилающими морену днепровского оледенения, в этом же обнажении, как и в ряде других — опорных (Железногорск, Игоревка, Прилуки и др.) залегают две сильно развитые (мощнее современной) погребенные почвы. Верхняя из них относится к вновь выделенному в 1965 г. ивановскому межледниковью (Абрамов, Воронина, Москвитин, 1965; Москвитин, 1965, 1967), начинающему собою средний плейстоцен — «лихвинскому» в схеме МСК, а нижняя — к последнему из межледниковий нижнего плейстоцена (эоплейстоцена) — борисовскому. Для стратотипа этого межледниковья предложено (Кригер, Москвитин, 1970) временно использовать торфяную залежь, пройденную в соответствующем стратиграфическом горизонте скважиной между деревнями Печи и Гора близ г. Борисов, БССР, изученную Л. Н. Вознячуком и Л. Т. Пузановым (1967).

Таким образом, выясняется необходимость опустить лихвинское межледниковье вниз по стратиграфической шкале на четыре ступени новой стратиграфической схемы (Москвитин, 1970а, б), в середину эоплейстоцена, на место, занимаемое в схемах Западной Европы кромерским межледниковьем.

Вторая поправка схемы МСК 1964 г. касается названий оледенений эоплейстоцена. Древнейшее оледенение Русской равнины московские геологи вскоре после подтверждения нахождения его морены на Оке в окрестностях г. Лихвин (Москвитин, 1934), стали называть окским. Б. М. Даньшин (1936) ввел это название в литературу. Между тем в схеме МСК 1964 г. «окским» названо оледенение верха эоплейстоцена, а на его истинном положении в начале эоплейстоцена помещено «березинское» оледенение. Придерживающийся такой схемы Г. И. Горецкий (1970, стр. 11) сделал попытку обосновать правильность такого перемещения названий ссылкой на приоритет украинских исследователей И. А. Лепикаша и Д. К. Биленко. Однако, в работах Д. К. Биленко (Биленко, 1937) название «березинский» для древнейшего оледенения было применено в печати только годом позже применения в печати к тому же оледенению названия «окское» Б. М. Даньшиным (1936). Для нас вмешательство МСК будет представлять не «спортивный», а жизненный интерес, поскольку при настоящем положении применение перемещенных названий вносит путаницу.

Третья поправка. В стратиграфии верхнего плейстоцена, мною (Москвитин, 1950) давно выделены два оледенения — калининское и осташковское, разделенные истинным межледниковьем — мологосексинским. Однако в схеме МСК 1964 г. эта стратиграфия была обойдена применением

«надъяруса», для которого было употреблено название из схемы И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939) — «валдайское». Так как в дальнейшем самостоятельность обоих оледенений верхнего плейстоцена — калининского и осташковского, как и разделяющего их мологосексинского межледниковья были подтверждены рядом исследователей (В. А. Новский, Р. Е. Гитерман, А. И. Москвитин, И. И. Краснов и др.), то очевидно, что применение «подстрочных» названий из схемы МСК: «нижне-валдайское оледенение» (вместо калининское), «верхневалдайское оледенение» (вместо осташковское или вюрмское) и «средневалдайское потепление» (вместо мологосексинское межледниковье) стало неудобным и противоречащим научному приоритету. Очевидно, что следует согласиться с моими предложениями (Москвитин, 1971) и для верхнего плейстоцена принять давно уже предложенную мной стратиграфию: микулинское межледниковье, калининское оледенение, мологосексинское межледниковье и осташковское оледенение. Более подробное обоснование моих доводов приведено в монографии «Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины», принятой в печать в Трудах Геологического института АН СССР в 1972 г.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Г. В., Воронина Р. Ф., Москвитин А. И. — Ивановское межледниковье. Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6, «Геология».
- Біленко Д. К. До питання про відношення морен дніпровського льодовикового язика до морен Верхнього Дніпра. «Четв. період», вип. 12. Київ, 1937.
- Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. К вопросу о геологическом возрасте отложений беловежского межледниковья. Докл. АН СССР, 1967, т. XI, № 8.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, в. 33. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М., «Наука», 1970.
- Даньшин Б. М. Геологическое строение Московской области. Тр. Всесоюзного ин-та минерального сырья, 1936, вып. 105, 18.
- Кригер Н. И., Москвитин А. И. О доднепровских межледниковьях в Белоруссии. Докл. АН СССР, 1970, том. 191, № 1.
- Москвитин А. И. Террасы р. Оки у г. Лихвина. Изв. Моск. геолого-разв. треста, т. 2, в. 3—4, 1934.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцена) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, в. 123. М., «Наука», 1965.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, в. 156. М., «Наука», 1967.
- Москвитин А. И. История и климат межледниковий и интерстадиалов в Европе. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 37. М., «Наука», 1970а.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, в. 193. М., «Наука», 1970б.
- Москвитин А. И. О дискуссионных вопросах стратиграфии плейстоцена. Сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., «Наука», 1971.
- Москвитин А. И. Палеоклиматы плейстоцена Европы. Сб. «Проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1972.

ПРИЛОЖЕНИЕ

В. В. КОСТЮКЕВИЧ, Г. П. ДЕГТЯРЕВА, М. Н. БЕЛОВА

СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР (ИНДЕКС — ИМ СО АН)

Нами описана ранее (Костюкевич, Белова, Иванов, 1971; Костюкевич, Дегтярева и др., 1973) методика сцинтилляционного варианта метода радиоуглеродного датирования, применяемая в Лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР.

В настоящей работе представляется список датировок, полученных в течение 1971—72 гг. Основная часть приводимых датировок была доложена в 1972 г. (Костюкевич, Дегтярева и др., 1972).

Список радиоуглеродных дат представлен с целью систематизации радиоуглеродных данных, получаемых в различных лабораториях. При этом список наших данных, опубликованных в материалах Симпозиума 1972 г., дополнен датировками по Западной Сибири и Центральной Якутии.

Химическая подготовка и обработка образцов при датировании осуществляется по общепринятой в настоящее время методике, предложенной в работе Х. А. Арсланова и других (Арсланов и др., 1968).

Измерения естественного радиоуглерода проводятся на одноканальном сцинтилляционном счетчике с возрастным пределом 51 000 лет. Общая аппаратурная погрешность при определениях возраста не превышает 1—2%. При расчете возраста принимается период полураспада C^{14} , $T_{1/2} = 5568$ лет.

Принятый индекс лаборатории — ИМ СО АН.

ИМ СО АН-11

11350 ± 1000

Куски дерева хорошей сохранности, темно-коричневого цвета. Правый берег р. Сунтар (приток р. Индигирка). Из обнажения высотой 15 м. Глубина залегания 13,5 м. Образец отобран И. А. Некрасовым (ИМ СО АН СССР), Е. В. Максимовым (ЛГУ), в августе 1968 г.

ИМ СО АН-13

5650 ± 150

Древесина. Правый берег р. Сунтар, приток р. Индигирка. Из обнажения высотой 15 м. Глубина залегания образца 2,2 м. Образец отобран И. А. Некрасовым (ИМ СО АН СССР), Е. В. Максимовым (ЛГУ) в августе 1968 г.

ИМ СО АН-19

730 ± 100

Древесина хорошей сохранности, темно-коричневого цвета. Центральная Якутия, Мегино-Кангаласский район. Под обрывом около борта аласа сухое дно аласа. Глубина залегания образца 1,5 м. Образец отобран Н. П. Босиковым (ИМ СО АН СССР), в августе 1968 г.

ИМ СО АН-21

940 ± 90

Древесина. Красноярский край, р. Енисей. В I надпойменной террасе р. Иркенева. Образец отобран в 1959 г. С. А. Лаухиним (г. Москва). По В. А. Панычеву возраст равен $T-1170 \pm 80$ (СО АН-126).

- ИМ СО АН-26** 23165±600
Сцинтилляционный раствор приготовлен в лаборатории МГУ (МГУ-56, Т-24600±±600). Образец представлен А. И. Шлюковым и В. А. Панычевым в апреле 1971 г. (СО АН-127, Т-2400±500).
- ИМ СО АН-27** 1610±70
Пшеница. Крым, Тарханкульский полуостров. Бывшая д. Торпанчи. Раскопы 1959—61 гг. А. Н. Щеглова. Городище I—II в. до н. э. Пшеница твердая с примесью риса и ячменя. Находилась в зернохранилище.
- ИМ СО АН-34** 9305±300
Древесина. Центральная Якутия, оз. Хамы. Образец не захоронен. Сборы Н. П. Босикова, лето 1971 г.
- ИМ СО АН-32** 312±300
Древесина. Центральная Якутия, котловина Мюрю, расположена в северной части Лено-Амгинского междуречья на нижнеплейстоценовой надпойменной террасе р. Лены. Глубина залегания образца 3,0 м. Образцы ИМ СО АН-29—ИМ СО АН-41 отобраны Н. П. Босиковым (Институт мерзлотоведения СО АН СССР) летом 1971 г.¹
- ИМ СО АН-28** 5180±150
Древесина. Восточный Таймыр, бассейн р. Захарова Рассоха (72°41' с. ш.). Горизонт дров из под торфяника, в районе оз. Кокора. Сборы Н. В. Ловелиуса (БИН АН СССР), 1969 г.
- ИМ СО АН-29** 17550±200
Древесина, из того же разреза, что и образец ИМ СО АН-32. Глубина 2,75 м.
- ИМ СО АН-30** современный
Древесина, сильно разложившаяся, местами обугленная. Из того же разреза, что и образец ИМ СО АН-32. Глубина 2,90 м.
- ИМ СО АН-31** 935±40
Дерево. Крупный корень из того же разреза, что и ИМ СО АН-32. Глубина — 1,30 м.
- ИМ СО АН-33** 2080±350
Дерево. Части ствола и корня, частично обуглившиеся. Разрез тот же. Глубина 1,30 м.
- ИМ СО АН-35** 990±40
Дерево, сильно разложившееся. Разрез тот же, что и ИМ СО АН-32. Глубина 1,20 м.
- ИМ СО АН-36** 1480±200
Дерево. Ствол из того же разреза, что ИМ СО АН-32. Глубина 1,30 м.
- ИМ СО АН-37** 2660±140
Древесина, хорошо сохранившаяся. Там же, что ИМ СО АН-32. Глубина 1,90 м.
- ИМ СО АН-38** 1685±80
Древесина, полусгнившая. Там же, что ИМ СО АН-32. Глубина 1,90 м.
- ИМ СО АН-39** 1945±60
Древесина. Часть ствола, из того же разреза, что и ИМ СО АН-32. Глубина 1,75 м.
- ИМ СО АН-40** 1550±60
Древесина. Часть ствола, местами обуглившаяся, из того же разреза, что ИМ СО АН-32. Глубина 1,60 м.
- ИМ СО АН-41** 320±30
Древесина. Остатки корней и часть ствола, там же, что и ИМ СО АН-32. Глубина 2,35 м.

¹ Описание разреза дано в работе, опубликованной в материалах Симпозиума 1972 г.

ИМ СО АН-42

9480±300

Древесина хорошей сохранности. Плейстоценовые отложения в бассейне р. Селенных, приток р. Индигирка (68° с. ш.), руч. Бархан. Шахта 221с. Обнажение рыхлых отложений. Глубина 6,5 м. Образец отобран Н. В. Ловелиус (БИН АН СССР) в 1969 г.

ИМ СО АН-43

5280±140

Древесина, хорошей сохранности. Плейстоценовые отложения, руч. Бархан, шахта 221. Глубина залегания образца 3,9 м. Сборы Н. В. Ловелиуса (БИН АН СССР) в августе 1969 г.

ИМ СО АН-47

3480±80

Сцинтилляционный раствор, приготовлен в лаборатории Института геохимии им. В. И. Вернадского (КСМ-67, абсолютный возраст равен 4220±50). Образец представлен В. А. Алексеевым, контрольная датировка.

ИМ СО АН-44

34407±800

Торф. Центральная Якутия, плотина на р. Татта, скв. 2318 (Материалы изыскательных работ Ленгидропроекта). Глубина 16,0—16,4 м. Образцы ИМ СО АН-44—ИМ СО АН-46 отобраны сотрудником Ленгидропроекта З. И. Ткаченко в августе 1971 г.

ИМ СО АН-45

8100±300

Древесина. Центральная Якутия, плотина на р. Татта, шурф скв. 799. Глубина 1,45 м в пылеватых серых суглинках.

ИМ СО АН-46

14600±600

Древесина. Центральная Якутия, участок плотины на р. Татта, створ II, шурф 2321. Глубина 1,40 м.

ИМ СО АН-59

Старше 45000

Древесный уголь. Центральная Якутия, р. Лунха, левый приток Лены в 115 км от устья. В геоморфологическом отношении по П. А. Соловьеву (1962), представляет собой V надпойменную террасу р. Вилюй. Глубина 8,30 м. Образец отобрал Я. А. Бень (ИМ СО АН СССР) в сентябре 1971 г.

ИМ СО АН-50

Старше 5100

Древесина обугленная, сырая, сильно загрязненная илом. Левый берег р. Чулм, около д. Золотушка. Глубина 1,8 м над урезом реки из глины. Глина голубая, серовато-зеленая с остатками древесины. Представлен В. А. Паньчевым (ИГиГ СО АН СССР).

ИМ СО АН-51

940±40

Часть ствола. Правый берег р. Томь в 1,5 км от устья. Образец взят 0,3 м ниже кровли торфяного слоя общей мощностью 3,7 м над урезом реки. Представлен В. А. Паньчевым.

ИМ СО АН-52

8680±180

Торф. Правый берег р. Васюган. Яр Большая Грива (д. Большая Грива). Образец взят из подошвы торфа на глубине 11,0 м над урезом реки. Представлен В. А. Паньчевым

ИМ СО АН-56

32050±1500

Древесина. Протоки Кирьяс. Кирьяс—Яр II. Терраса 28 м, озерный алевроит с древесными остатками на высоте 15 м от уровня реки. Представлен В. А. Паньчевым

ИМ СО АН-57

Старше 45000

Древесина. Там же, что ИМ СО АН-56 на расстоянии 2 км. Представлен В. А. Паньчевым.

ИМ СО АН-60

9530±220

Малахчинское обнажение в долине р. Индигирка, в 60 км по течению от пос. Суторах. Глубина 43,50 м в 50-метровом разрезе, под тушей зубра. Представлен М. С. Ивановым (ИМ СО АН СССР).

ИМ СО АН-61

1545±150

Малахчинское обнажение в долине р. Индигирка в 60 км по течению от пос. Суторах. Глубина 43,00 м, над тушей зубра. Представлен М. С. Ивановым.

ИМ СО АН-62

Старше 51000

Центральная Якутия. В 365 км от устья р. Алдан. Мамонтова Гора. Обнажение с ледовым комплексом. Глубина от поверхности 7,5 м. Представлен М. С. Ивановым.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Половая Н. И., Руднев Ю. П. Геохимия, 1968.
- Костюкевич В. В., Белова М. Н., Иванов И. Е. Сцинтилляционный вариант радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста. Радиоуглерод (Материалы Всесоюзного совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 1971.
- Костюкевич В. В., Дегтярева Г. П., Белова М. Н., Иванов И. Е., Босиков Н. П. Радиоуглеродные даты Лаборатории ИМ СО АН СССР. Сообщение I. Труды Всесоюзного расширенного методического симпозиума по абсолютной геохронологии. М., 1973.
- Соловьев П. А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение. В сб. «Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР». М., Изд-во АН СССР, 1962.

О. Б. ПАРУНИН, А. И. ШЛЮКОВ,
В. З. ХАИТ, Т. А. ТИМАШКОВА

**СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК
ЛАБОРАТОРИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ (ИНДЕКС — МГУ)**

Сообщение III

Центр Русской равнины

МГУ-13 **8650 ± 160**

Мергель. Образец отобран во Владимирской обл., Юрьев-Польском р-не с. Красное. Водораздел Нерли и Колокши. Абс. высота 190 м. Глубина залегания от древней поверхности 0,80—1,00 м. Образец предоставлен Л. Н. Рубцовой.

МГУ-15 **9680 ± 200**

Карбонатные конкреции. Образец отобран во Владимирской обл. Суздальском р-не. Надпойменная терраса р. Нерль. Глубина залегания 0,75—0,90 м от дневной поверхности. Образец предоставлен Л. Н. Рубцовой.

МГУ-231 **36000 ± 900**

Ракушняк. Образец отобран в Ярославской обл. у д. Солонец. II терраса р. Которосль. Прослой в толще песков. Глубина залегания 2,00 м. Образец предоставлен Н. Н. Парамоновой, МГУ.

МГУ-232 **3990 ± 100**

Вторичные карбонатные конкреции. Образец отобран в Ярославской обл., Гутаевском р-не у д. Сельцо. IV терраса Волги. Глубина залегания 3,0 м. Радиоуглеродный возраст образца МГУ-232 показал, что формирование карбонатных конкреций произошло значительно позже образования IV террасы, и характеризует только возраст конкреций. Образец предоставлен Л. И. Максимушкиной, МГУ.

МГУ-243 **≥ 35000**

Мергель. Образец отобран в Ярославской обл. Терраса оз. Неро. Глубина залегания от дневной поверхности 15,5—16,0 м. Образец предоставлен З. В. Алешкинской, МГУ.

Север Русской равнины

МГУ-241 **21650 ± 350**

Торф. Образец отобран на правом берегу р. Вашка в 160 км выше устья. Терраса 16 м. Глубина залегания от дневной поверхности 6,0 м. Образец предоставлен М. Г. Гросвальдом и Л. М. Потапенко, ИГ АН СССР.

Азовское море

- МГУ-157(2)** в % обогащения
 Раковины современных моллюсков: *Mytilaster lineatus* (Gmel.)
 Азовское море, пляжный материал у пос. Рыбачий. Образец предоставлен О. Б. Паруниным, МГУ.

Черное море

- МГУ-47** 9240±380
 Торф. Образец отобран в сев.-зап. части Черного моря, в 60 км к востоку от г. Одесса у с. Григорьевка. Горизонт 16,0—16,3 м. Образец предоставлен М. Ф. Ротарь.
- МГУ-48** 8880±290
 Торф. Образец отобран в сев.-зап. части Черного моря, в 60 км к востоку от г. Одесса у с. Григорьевка. Скв. 10-М. Образец предоставлен М. Ф. Ротарь.

Западная Камчатка

- МГУ—ИОАН-185** 36400±2100
 Торф. Образец отобран в р-не пос. Митога, терраса 25—30 м. Линза погребенного торфяника. Глубина залегания 6,0 м. Образец предоставлен Л. Г. Никифоровым, МГУ.
- МГУ-ИОАН-188** 7920±150
 Торф. Образец отобран в р-не пос. Митога, терраса 25—30 м. Покровный торфяник. Глубина залегания 1,9 м. Образец предоставлен Л. Г. Никифоровым, МГУ.
- МГУ-ИОАН-195** 4330±140
 Торф. Образец отобран в р-не пос. Кировский, разрез Кировск-4, нижние слои торфа, подстилаемого глинами. Глубина залегания 2,25—2,50 м. Образец предоставлен Н. А. Хотинским, ИГ АН СССР

Восточный Памир

- МГУ-258** ≥44000
 Органогенный материал. Образец отобран у пос. Кара-Куль. Глубина залегания 0,7 м. Образец предоставлен А. А. Величко. ИГ АН СССР.

Северо-Восток СССР

- МГУ-230** 8950±100
 Древесина. Образец отобран у Ванькиной губы моря Лаптевых на юго-восточном берегу оз. Чокуурдаах из уступа борта долины. Глубина залегания 0,5 м. Образец предоставлен Л. В. Таракановым, В. Ю. Бирюковым.

Сибирь

- МГУ-199** 9700±100
 Древесина. Образец отобран на левом берегу р. Табрат, из I террасы. Глубина залегания 4,75—5,1 м. Образец предоставлен Е. М. Сергеевым, МГУ.

Тихий океан, о-ва Новые Гебриды

- МГУ-172** 15700±300
 Кораллы. Образец отобран на II террасе о. Эфате, на северо-восточном побережье в 10 км от дер. Рангу-Рангу. Высота над уровнем моря 15 м. Образец предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

- МГУ-173** 30800±300
 Кораллы. Образец отобран на III террасе о. Эфате, на северо-восточном побережье в 10 км от д. Рангу-Рангу. Высота над уровнем моря 29 м. Образец предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

- МГУ-23Р** Современный, обогащен на 6,3%
 Карбонатный песок. Образец отобран из колонки керна со дна лагуны атолла Бутаритари. Колонка IX, горизонт 0—10 см от поверхности дна. Образец предоставлен В. С. Медведевым, ИО АН СССР.

МГУ-239**2320±150**

Карбонатный песок с обломками кораллов и раковин. Образец отобран из колонки керна со дна лагуны атолла Бутаритари.

Колонка IX, горизонт 0,98—1,04 м от поверхности дна. Образец предоставлен В. С. Медведевым, ИО АН СССР.

МГУ-165**32550±500**

Древесина. Образец отобран на о-ве Нов. Гвинея по дороге, в 15 милях к сев.-зап. от Маданг. Обн. 4, горизонт В. Образец предоставлен П. А. Каплиным, МГУ

А ф р и к а**МГУ-154****21840±300**

Карбонатная кора. Образец отобран в Восточной Танзании на останце структурной террасы р. Пангани. Образец предоставлен В. В. Добровольским.

Сообщение IV**Север Русской равнины****МГУ-275****9250±140**

Торф. Образец отобран на правом берегу р. Печоры у д. Мархида, в 60—70 км к югу от г. Нарьян-Мар. Глубина залегания 6—7 м. Образец предоставлен Гросвальдом М. Г., Лавровым А. С.

МГУ-276**9900±110**

Древесина. Образец отобран на правом берегу р. Печоры у д. Мархида в 60—70 км к югу от г. Нарьян-Мар. Глубина залегания 6—7 м. Образец предоставлен Гросвальдом М. Г., Лавровым А. С.

Западная Камчатка**МГУ—ИОАН-187****9460±220**

Древесина. Образец отобран в долине р. Митоги на 30 м террасе. Глубина залегания 8,0 м. Образец предоставлен Никифоровым Л. Г.

МГУ—ИОАН-62**2150±130**

Торф. Образец отобран в разрезе Ича-1. Глубина залегания 1,2—1,3 м. Образец предоставлен Хотинским Н. А.

МГУ-75**5570±80**

Торф. Образец отобран в разрезе Усть-Большерецк-1. Глубина залегания 2,0 м. Образец отобран Хотинским Н. А.

Чукотка**МГУ-210****≥45000**

Древесина. Образец отобран на Нижне-Анадырской низменности. Нижнее течение р. Осиновая. Глубина залегания 2,0 м выше уреза воды. Образец предоставлен Свиточем А. А.

МГУ-273**7890±120**

Торф. Образец отобран в долине р. Рывеем из шахты Прибрежная 21-бис, у пос. Ленинградский. Глубина залегания 3—4 м. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-320**7060±200**

Торф. Образец отобран на побережье Анадырского лимана в 2 км к северу от рыбзавода, I терраса. Глубина залегания 3 м 81 см. Образец предоставлен Свиточем А. А.

МГУ-321**7010±160**

Растительные остатки. Образец отобран на побережье Анадырского лимана в 2 км к северу от рыбзавода, I терраса. Глубина залегания 3 м 66 см. Образец предоставлен Свиточем А. А.

МГУ-311**31500±850**

Торф. Образец отобран на правом берегу р. Осиновая в 2 км выше устья на 20—30 м плоской поверхности. Глубина залегания 3,5 м. Образец предоставлен Свиточем А. А.

Приморский край

МГУ-263

6260±110

Раковины моллюсков. Образец отобран в районе устья р. Сучан из скважины на морской террасе 3—5 м. Глубина залегания 15 м. Образец предоставлен Шлюковым А. И.

МГУ-264

5790±110

Раковины моллюсков. Образец отобран в районе устья р. Сучан из скважины на морской террасе 3—5 м. Глубина залегания 9—11 м. Образец предоставлен Шлюковым А. И.

Хабаровский край

МГУ-299

2490±100

Торф. Образец отобран в Николаевском районе на западном берегу Амурского лимана в 300 м к западу от пос. Джаоре. Глубина залегания 1,65 м. Образец предоставлен Левинтовым М. Е.

МГУ-300

1420±90

Торфяной очес. Образец отобран в Николаевском районе на западном берегу Амурского лимана в 300 м к западу от пос. Джаоре. Глубина залегания 0,95 м. Образец предоставлен Левинтовым М. Е.

Восточные Саяны

МГУ-272

32600±400

Древесный уголь. Образец отобран в карьере у пос. Курагина. Глубина залегания 8,2—8,5 м. Образец предоставлен Минервиным А. В.

•МГУ-260

4080±130

Ископаемая почва. Образец отобран из II террасы р. Казырь. Глубина залегания 2,0 м. Образец предоставлен Минервиным А. В.

Восточный Памир

МГУ-257

27500±700

Гиттия. Образец отобран из I террасы оз. Кара-Куль. Глубина залегания 2,5—3 м. Образец предоставлен Величко А. А.

Каспийское море

МГУ-84

200±100

Раковины современных моллюсков. Образец отобран в Дагестане на берегу моря в районе прорези Турали-Сульфат. Образец предоставлен Рычаговым Г. И.

МГУ-85 (1)

обогащен 3,5%

Раковины современных моллюсков *Cardium edule*. Образец отобран на пляже у пос. Турали. Дагестан. Образец предоставлен Рычаговым Г. И.

МГУ-85 (2)

900±50

Раковины моллюсков *Dreissena polymorpha* Pall. Образец отобран на пляже у пос. Турали. Дагестан. Образец предоставлен Рычаговым Г. И.

Северный Прикаспий

МГУ-194

12750±400

Рассеянные карбонаты. Образец отобран в обнажении «Красный Яр» на р. Б. Узень. I погребенная почва. Гумусовый горизонт. Глубина залегания 3,8 м. Образец предоставлен Добродеевым О. П.

МГУ-195

23250±400

Рассеянные почвенные карбонаты. Образец отобран в обнажении «Красный Яр» на р. Б. Узень. Покровные сыртовые глины. Глубина залегания 5,2 м.

Армения

МГУ-251

1710±60

Торф. Образец отобран в котловине оз. Севан у с. Торф. Глубина залегания 1,1 м. Образец предоставлен Алешинской З. В.

МГУ-253 **600±80**

Растительные остатки. Образец отобран в котловине оз. Севан, в нижнем течении р. Аргичи. Глубина залегания 1,5 м. Образец предоставлен Алешиной З. В., Саядян Ю. В.

МГУ-244 **2090±70**

Раковины моллюсков. Образец отобран в котловине оз. Севан из разреза у с. Нарошен. Глубина залегания 0,9 м.

Образец предоставлен Алешиной З. В., Саядян Ю. В.

МГУ-215 **6270±110**

Раковины моллюсков. Образец отобран в котловине оз. Севан из разреза у с. Нарошен. Глубина залегания 3,0 м.

Образец предоставлен Саядян Ю. В.

МГУ-252 **2950±150**

Торф. Образец отобран в котловине оз. Севан у с. Нарошен. Торф. Глубина залегания 2,0 м. Образец предоставлен Алешиной З. В.

Средняя Азия

МГУ-284 **7490±150**

Растительные остатки. Образец отобран в 30 км к юго-востоку от г. Фергана на правом берегу р. Кувасай, в 9 м от бровки террасы. Образец предоставлен Серебряным Л. Р.

Кавказ

МГУ-296 **3690±120**

Ископаемый торф. Образец отобран у г. Гагра в устье р. Колхидка. Из морской террасы. Глубина залегания 1,8—1,9 м. Образец предоставлен Таралашвили Э. В.

Карпаты

МГУ-256 **4550±200**

Торф. Образец отобран на левом берегу р. Черная Тисса у с. Черная Тисса на террасе 16 м. Глубина залегания 2,0 м. Образец предоставлен Ананьевым Г. С.

Тихий океан

МГУ-180 **770±180**

Раковины современных моллюсков. Пляжный материал. Образец отобран на о-ве Лорд-Хау, 2-й перешеек. 100% арагонит. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-170 (1) **4100±160**

Кораллы. Образец отобран на о-вах Новые Гебриды, о. Эфате, мыс Самоа, 2-метровый клиф I террасы. 100% арагонит. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-170(2) **3880±250**

Коралловый известняк. Образец отобран на о. Эфате, 2-метровый клиф I террасы, Перекристаллизация меньше 5%. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-170(3) **3920±150**

Раковины моллюсков. Образец отобран на о. Эфате, 2-метровый клиф I террасы. 100% арагонит. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-177 **2600±190**

Кораллы. Образец отобран на о-вах Новые Гебриды, Южная бухта Эфате, бенч. Перекристаллизация меньше 10%. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-178 **1740±70**

Кораллы. Образец отобран на о-вах Новые Гебриды, южный берег о. Эфате, I терраса. Высота отбора 1,5 м. 100% арагонит. Образец предоставлен Каплиным П. А.

МГУ-174 **3000±500**

Кораллы. Образец отобран на о-вах Новые Гебриды, Бухта Эракор, уступ террасы 1,5 м. Перекристаллизация меньше 10%. Образец предоставлен Каплиным П. А.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. В. Добровольский.</i> Окраска красноцветных отложений плиоцен-нижнеплейстоценового возраста	3
<i>Л. Р. Серебрянный.</i> Миграции ели на востоке и севере Европы в поздне- и послеледниковое время	13
<i>С. А. Сладкопевцев.</i> Погребенные долины (вопросы образования и классификации)	24
<i>Л. И. Марушвили.</i> Значение карста в познании четвертичного прошлого	35
<i>А. С. Лавров.</i> Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР	48
<i>В. И. Астахов.</i> Краевые ледниковые образования и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена бассейна Верхней Печоры	56
<i>Л. М. Потаненко.</i> Новые данные о границах ледников московской эпохи в бассейне Верхней Вычегды	63
<i>С. М. Андреева, Л. Л. Исеева.</i> Взаимоотношения ледниковых покровов Путоранского и Анабарского центров в самаровскую и тазовскую эпохи оледенения	69
<i>О. А. Раковец, Б. М. Богачкин.</i> Признаки древних оледенений в долинах Чуи и Катуня	75
<i>С. А. Несмеянов, В. И. Макаров.</i> Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня	82
<i>У. К. Абдуназаров, И. А. Волков, И. Н. Степанов.</i> Роль колебаний климата плейстоцена в формировании отложений и рельефа Приташкентского района	99
<i>А. К. Маркова.</i> Данные по морфологии зубов ископаемых пеструшек Rodentia, Microtinae (на примере находок из Приднепровья)	107
<i>Л. В. Фирсов, С. Л. Троицкий, Т. П. Левина, В. П. Никитин, В. А. Панычев.</i> Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника	121
<i>М. Я. Крукле.</i> Первые сведения об отложениях второго неоплейстоценового межледниковья в Латвии	128
<i>А. А. Свиточ.</i> Сыртовые отложения Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия	135
<i>Б. В. Рыжов.</i> О генезисе покровных лёссовидных суглинков Урало-Тобольского междуречья	149

Научные новости и заметки

<i>С. М. Цейтлин.</i> Геология палеолитического местонахождения Бобково (результаты новых исследований)	157
<i>И. Л. Шофман.</i> Стратиграфия песчаной толщи Средней Лены	159
<i>Н. И. Свиридов.</i> Распространение и мощность моренных отложений на дне Балтийского моря и Рижского залива	166
<i>Л. П. Александрова.</i> Сопоставление морских акчагыльских и куяльничких отложений с континентальными образованиями юга Европейской части СССР по фауне мелких млекопитающих	171
<i>И. А. Вислобокова.</i> Новые находки эоплейстоценовых млекопитающих на юге Западной Сибири	173
<i>Н. В. Ренгартен.</i> Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста	176

Хроника

<i>И. К. Иванова.</i> О работе Комиссии по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле Академии наук СССР в 1972 г.	179
<i>В. С. Волкова.</i> О работе Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода	185
<i>В. А. Ранов, С. А. Несмеянов.</i> Совещание по каменному веку Средней Азии	187
<i>А. И. Москвитин.</i> Об Унифицированной стратиграфической схеме для четвертичного периода	195

Приложение

<i>В. В. Костюкевич, Г. П. Дегтярева, М. Н. Белова.</i> Список радиоуглеродных датировок Лаборатории Института Мерзлотоведения СО АН СССР (индекс — ИМ СО АН)	197
<i>О. Б. Парунин, А. И. Шлюков, В. З. Хаит, Т. А. Тимашкова.</i> Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ (индекс — МГУ)	200

Окраска красноцветных отложений плиоцен-нижнеплейстоценового возраста. Добровольский В. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 3—12.

Автор провел изучение минерало-геохимических особенностей красноцветных отложений Европейской части СССР, Юго-Восточной Европы и тропической Африки, в целом очень близких по своему составу. Применение специально разработанной методики комбинированного спектрофотометрического исследования к образцам красноцветных отложений из разных регионов дало возможность выяснить хроматическую структуру этих отложений и установить причину их характерной окраски. Илл. 5. Библ. 26 назв.

УДК 551.793—794.561(470.1)

Миграция ели на востоке и севере Европы в поздние и последледниковое время. Серебряный Л. Р. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 13—23.

Разделяя представления В. Н. Сукачева о том, что во время «нижнего максимума ели» на Русской равнине произрастала ель сибирская, а во время «верхнего максимума» — ель европейская, автор приводит анализ процессов распространения обоих видов в свете новых палинологических и C^{14} данных. В позднеледниковое время сибирская ель, характерный представитель растительности перигляциальной лесостепи, осваивала не только долинские, но и междуречные местообитания. C^{14} данные позволяют отнестись пик «нижнего максимума ели» к белингу. Распространение сибирской ели в центре и на северо-западе Русской равнины прекратилось в первой половине добореального периода в связи с деградацией подземного оледенения. Ель европейская могла произрастать на крайнем юге равнины во время последнего оледенения, откуда в раннем голоцене началась ее миграция к северу. Распространение ели на северо-западной периферии Русской равнины относится к началу атлантического периода, а в Фенноскандии происходило и в позднем голоцене, когда обилие ели в составе лесов возросло и в более южных областях. В целом темнохвойные леса на севере Европы имеют более молодой возраст чем на северо-востоке. Илл. 2. Библ. 51 назв.

УДК 551.463.1(47+57)

Погребенные долины (вопросы образования и классификации). Сладкопеев С. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 24—34.

Предлагаемый опыт генетической классификации погребенных долин основан на выделении основных типов литогенеза при выполнении долин рыхлыми отложениями.

Некомпенсационные типы литогенеза, обусловленные изменениями климата (ледниковые, перигляциальные, семиаридные), имеют широкое распространение на большей части территории СССР. Компенсационные, связанные с прогибанием речных бассейнов, наиболее развиты на площадях синеклиз, предгорных прогибов и межгорных впадин.

Сложное сочетание тектонических и нетектонических факторов захоронения долин затрудняет выяснение механизма их происхождения. Разветвленные системы погребенных долин обычно представляют собой полигенетические образования.

Выделение в классификации «погребенных» и «переуглубленных» долин мотивируется тем, что механизм образования, размеры и распространения тех и других различны. Табл. 1. Илл. 6. Библ. 24 назв.

УДК 551.448+442(479.2)

Значение карста в познании четвертичного прошлого. Марушвили Л. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 35—47.

Автор рассматривает карстовый комплекс явлений как составную часть реконструкций палеоландшафтов и палеогеографии в целом. Он разбирает отдельно поверхностные карстовые образования (воронки, колоды, поля, котловины, карровые поля, мертвые долины, коррозионные останцы) и карстовые пещеры. Особенно большое палеогеографическое значение придается пещерным отложениям, часто заключающим в себе богатые палеофаунистические и культурные остатки, накапливающиеся в течение длительного времени. Библ. 12 назв.

УДК 551.793(470.1)

Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-востока Европейской части СССР. Лавров А. С. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 48—55.

Положение и очертание системы краевых ледниковых образований и их взаимоотношение с речными террасами показывает что ранневалдайский ледниковый покров питался из нескольких центров — скандинавского, пай-хойского и полярноуральского, а поздневалдайский ледник — только из скандинавского центра. Илл. 2. Библ. 16 назв.

УДК. 551.89.793(470.34)

Краевые ледниковые образования и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена бассейна Верхней Печоры. Астахов В. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 56—62.

Детально описывается рельеф междуречных площадей бассейна Верхней Печоры, типичный для областей материковых оледенений. Он сформировался в процессе таяния московско-газовских ледниковых покровов, двигавшихся вдоль Урала с севера. Полученные данные полностью опровергают концепцию об одновременной морской трансгрессии на Печоре. Илл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 551.793(470.34)

Новые данные о границах ледников московской эпохи в бассейне Верхней Вычегды. Потапенко Л. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 63—68.

В результате детального литолого-петрографического изучения ледниковых образований бассейна р. Вычегды было установлено, что две развитые здесь морены формировались из двух различных центров оледенения: нижняя, днепровская — из Новоземельско-Уральского, а верхняя, московская — из Скандинавского. Граница максимального распространения московского оледенения проводится через верховье р. Вычегда, т. е. несколько иначе по сравнению с прежними исследованиями. Илл. 1. Библ. 14 назв.

УДК: 551.793(470.1)

Взаимоотношения ледниковых покровов Путоранского и Анабарского центров в самаровскую и тазовскую эпохи оледенения: Андреева С. М., Исаева Л. Л. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 69—74.

В самаровское время на севере Сибирской платформы существовали два центра покровного оледенения — путоранский и анабарский, причем площадь путоранского ледникового покрова незначительно превышала площадь анабарского ледника, а сливаясь, они образовывали единый обширный покров.

В тазовское время, при общем уменьшении площади оледенения, взаимоотношения путоранского и анабарского ледников существенно менялись. Площадь распространения ледника путоранского центра, по всей вероятности, намного превышала площадь ледника анабарского центра. Илл. 1. Библ. 13 назв.

УДК: 551.793(571.15)

Признаки древних оледенений в долинах Чуи и Катуйи. Раковец О. А., Богачкин Б. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 75—81.

В статье рассматриваются четвертичные оглождения долины Катуйи и Чуи. Авторы разделяют их на три разновозрастных комплекса осадков ледникового, водно-ледникового, озерно-ледникового и аллювиального генезиса, связанных с ледниковыми эпохами средне- и верхнечетвертичного времени. Указываются пределы распространения собственно ледниковых образований, что даст возможность судить о масштабах оледенения в каждую из трех ледниковых эпох. Илл. 2. Библ. 12 назв.

УДК: 551.78(235.216)

Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. Несмеянов С. А., Макаров В. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 82—98.

Кайнозойские молассы Тянь-Шаня расчленены на десять горизонтов, которые достаточно отчетливо выделяются и прослеживаются во всех крупных впадинах и повсеместно имеют близкую датировку. Эти горизонты предлагаются в качестве единиц унифицированной схемы стратиграфии кайнозоя Тянь-Шаня. Шесть нижних горизонтов относятся к верхнему олигоцену и неогену, остальные — к четвертичной системе. Библ. 94 назв.

УДК 551.89(575.11)

Роль колебаний климата плейстоцена в формировании отложений и рельефа Приташкентского района. Абдуназаров, У. К., Волков И. А., Степанов И. Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 99—106.

Геоморфологические, геологические и палеопедологические исследования привели авторов к выводу, что формирование рельефа и отложений Приташкентского района проходило в условиях неодностойких изменений климата в плейстоцене, протекающих на фоне общего тектонического поднятия. Существенные особенности строения четвертичной толщи возникли в результате климатически обусловленной неравномерности процессов денудации, переноса и аккумуляции материала. Илл. 4.

УДК 551.79+569.32(477)

Данные по морфологии зубов ископаемых пеструшек *Rodentia microtinae* (на примере находок из Приднепровья). Маркова А. К. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 107—120.

Автор определяет находки ископаемых мелких млекопитающих из пяти местонахождений Приднепровья, приуроченных, главным образом, к аллювиальным отложениям древних террас Днепра.

Основываясь на видовом составе мелких млекопитающих удается выделить как заведомо древние, так и наиболее молодые комплексы. При датировке близких в возрастном отношении местонахождений (в данном случае трех) видовых определений становится недостаточно. Предложенный А. К. Агаджаняном метод выделения преобладающих морфотипов жевательной поверхности передних коренных зубов пеструшек внутри одного вида позволяет во многих случаях уточнить представления о возрасте того или иного местонахождения. Применение этого метода позволило распределить днепровские местонахождения во времени относительно друг друга. Табл. 6. Илл. 7. Библ. 22 назв.

УДК 551.794+561(57.1)

Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пылецевая диаграмма голоценового торфяника. Фирсов Л. В., Тронцкий С. Л., Левина Т. П., Никитин В. П., Паныхев В. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 121—127.

Комплексное изучение торфяника близ м. Каргинского на Енисее, расположенного в подзоне южной тундры показало синхронность основных рубежей изменения рыхлости для Севера Западной Сибири, Русской равнины и Скандинавии. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 16 назв.

УДК 551.793(474.3)

Первые сведения об отложениях второго неоплейстоценового межледникового в Латвии. Круклэ М. Я. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука». 1974, 128—134.

В статье дается разбор небольшого разреза органогенных отложений, залегающих между двумя верхними горизонтами морены в районе г. Лудзь в северо-восточной части Латгальской возвышенности в Латвии. Описываются условия залегания сапропелитов, результаты литологического изучения подстилающей и покрывающей морены и результаты спорово-пыльцевого анализа озерных образований. Данные показывают, что морены являются самостоятельными горизонтами, а сапропелиты образовались в межледниковых условиях. Существенное различие палеоботанической характеристики описанных отложений и ближайших типичных разрезов миклулинского межледникового и, наоборот, сходство ее с характеристикой межморенных отложений, вскрытых у пос. Карукюла, дает основание отнести сапропелиты разреза у оз. Дунакку ко второму верхнеплейстоценовому межледниковью. Табл. 1. Илл. 5. Библ. 14 назв.

УДК 551.79+552.32(470.4)

Сыртовые отложения Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия. Свиточ А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 135—148.

Автор выделяет среди сыртовых отложений две свиты. Нижняя, спиридоновская, представленная пачкой песков, переходящих вверх в слонстые красно-бурые глины, образовалась в условиях обширного мелководного водоема в конце апшеронского века. Верхняя свита представлена желто-бурыми суглинками, являющимися полигенетическими континентальными образованиями более позднего времени. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 29 назв.

УДК 551.33(571)

О генезисе покровных лёссовидных суглинков Урало-Тобольского междуречья. Рыжов Б. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 149—156.

Покровные суглинки Урало-Тобольского междуречья формировались в холодной леригляциальной обстановке. Являясь в основе своей эоловыми, они имеют в соответствующих условиях (на склоне, в долинах) сложное (эолово-дел-юзиальное и т. д.) происхождение. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 14 назв.

УДК 551.791(571.15)

Геология палеолитического местонахождения Бобково. Цейтлин С. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 157—159.

Бобковское местонахождение палеолита в долине р. Алей, левого притока верхней Оби, было отнесено обнаружившим его О. М. Адаменко к среднему плейстоцену. Исследования, проведенные здесь автором в последние годы, позволили установить, что геологический возраст культурных остатков палеолитического местонахождения Бобково может быть определен как начало сартанского ледникового века. Библ. 2 назв.

УДК 551.79(571.56)

Стратиграфия песчаной толщи Средней Лены. Шофман И. Л. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 159—166.

На основании литологических и палинологических исследований, в составе песчаных толщ выделены эоплейстоценовые и плейстоценовые осадки. Последние расчленены на межледниковые и ледниковые горизонты. Время их накопления сопоставляется с эпохами самаровского и тазовского оледенений, мессовского и казанцевского межледниковий Сибири. Илл. 3. Библ. 8 назв.

УДК 551.35(261.35)

Распространение и мощность моренных отложений на дне Балтийского моря и Рижского залива. Свиридов Н. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 166—170.

На основании материалов непрерывного сейсмопрофилирования, проведенного в 1970—1971 гг. в открытой части Балтийского моря и в Рижском заливе на и/с «Профессор Добрынин», установлена внутренняя структура моренных отложений и точное их положение в разрезе четвертичной толщи.

По данным НСП составлена схематическая карта изопакит моренных отложений. В пределах Балтийского моря выделено три пояса моренных отложений, в которых происходит резкое увеличение мощности. Первый из них (южный) охватывает Борнхольмскую и Гданьскую впадины и их склоны; второй (центральный) протягивается широкой полосой от о. Готланд до западной оконечности Курземского полуострова (на широте г. Вентспилс) и включает Готландскую впадину со склонами. Продолжением этого пояса видимо являются морены Рижского залива. Третий пояс (выделенный условно) располагается севернее широты о. Хийумаа и приурочен к Северо-Балтийской впадине. Илл. 3. Библ. 9 назв.

УДК. 79+569.32(47.13).

Сопоставление морских ачкагыльских и куяльницких отложений с континентальными образованиями юга Европейской части СССР по фауне мелких млекопитающих. Александрова Л. П. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 41, М., «Наука», 1974, 171—173.

Изучение фауны мелких млекопитающих позволяет коррелировать куяльницкие отложения Одесского района и среднеачкагыльские осадки Каспия с нижней частью халпровской толщи Ливенцовского разреза. Библ. 10 назв.

УДК. 551.569(571.1)

Новые находки эоплейстоценовых млекопитающих на юге Западной Сибири. Вислобокова И. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 173—175.

Описывается фауна эоплейстоценовых млекопитающих из местонахождений по р. Иртыш (Подуск, Лебяжье, Острая Сопка) и в Предгорном Алтае (Усть-Таловка). Библ. 6 назв.

УДК 551.35+551.79+549.67

Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста. Ренгартен Н. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41. М., «Наука», 1974, стр. 176—178.

Рассмотрены некоторые особенности вещественного состава осадочных образований антропогена, отражающие их морской генезис: количественная характеристика остаточного хлора, аутигенные выделения цеолита гейландитового типа и стяжения мельниковита. Илл. 2. Библ. 4 назв.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
89	7 стр.	Artiodactila	Artiodactyla
90	5 стр.	макрофауны	микрофауны
125	рис. 2	<i>Polemonoseae</i>	<i>Polemoni aceae</i>
201	2 стр.	в % обогащения	6% обогащения

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 41