ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

НОВОСИБИРСК 1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Проект: Четвертичные оледенения Северного полушария

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1983

УДК 55I.79+56(57I)

Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене: Сб.науч. тр./ АН СССР, Сиб.отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: С.А.Архипов (отв.ред.) и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ, I983. - I64 с.

В сборник включены доклады, прочитанные на сессии, организованной Сибирской секцией Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР и посвященной памяти выдающегося исследователя Сибири - В.Н.Сакса. В статьях освещается широкий круг проблем, значительная часть которых изучалась сибирскими геологами в процессе работ по проекту МПГК № 24 "Четвертичные оледенения северного полушария". В них содержатся оригинальные, отчасти дискуссионные материалы по стратиграфии и литологии, геохронологии и межрегиональной корреляции ледниковых, субаэральных и иных отложений, рассматриваются проблемы ритмостратиграфии озерных отложений и новые интересные находки ископаемых млекопитающих. Впервые публикуются результаты реконструкции ландшафтов и климата плиоцена юга Западной Сибири по позвоночным. Большой интерес представляет палеогеографическая интерпретация данных, касающихся последнего оледенения, полученных с помощью дистанционных методов, а также палеоклиматические реконструкции для плейстоцена ряда регионов Сибири.

Сборник рассчитан на геологов, палеонтологов, географов и других специалистов, занимающихся исследованиями четвертичного периода.

Р е д к о л л е г и я:

д-р геол.-мин. наук С.А.Архипов (отв.редактор), д-р геол.-мин. наук В.С.Волкова, канд.геол.-мин. наук Н.А.Скабичевская

Рецензенты:
д-р геол.-мин. наук С.Б.Шацкий,
канд.геол.-мин. наук И.А.Кулькова

© Институт геологии и геофизики СО АН СССР, I983 г.

Предисловие

С I по 3 декабря I98I г. в Новосибирске прошло совещание, организованное Сибирской секцией Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, посвященное памяти выдающегося исследователя Сибири, основателя сибирской школы геологов-четвертичников – В.Н.Сакса. В докладах получили дальнейшее развитие многие его идеи и представления, был затронут широкий круг проблем плейстоценовой ледниковой истории Сибири и изменений палеоклимата начиная с плиоцена.

Научная тематика совещания преследовала две цели: подвести итог многолетних исследований, завершившихся составлением новых стратиграфических схем четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, Средней Сибири, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья, и обсудить новые научные направления и идеи. Действительно, упомянутые схемы, ныне утвержденные МСК СССР, включили всю наиболее важную информацию, полученную при геологической съемке, и все новейшие теоретические разработки. Значительная часть последних осуществлена членами Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода и в том числе в процессе работ по проекту МПГК № 24 "Четвертичные оледенения северного полушария". С другой стороны, новые схемы дают хорошую базу для дальнейшей детализации стратиграфии четвертичной системы, совершенствования межрегиональной транссибирской корреляции, уточнения палеогеографических и палеоклиматических реконструкций.

Сборник содержит оригинальные построения, корреляции, фактические данные. Редколлегия надеется, что он будет с интересом встречен специалистами, исследующими четвертичный период Сибири: геологами, палеонтологами и географами.

С.А.Архипов

КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ СИБИРИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА

В 1981 г. МСК СССР утвердил три новые стратиграфические схемы четвертичных отложений для Средней Сибири, Алтае-Саянской области, Забайкалья и Прибайкалья. Ранее была утверждена аналогичная схема для Западно-Сибирской равнины. Таким образом, завершен важный цикл работ по доработке и уточнению стратиграфических шкал плейстоцена огромной территории Западной и Восточной Сибири, в котором приняли участие под руководством четвертичной секции СибРМСК все региональные производственно-геологические объединения Мингео РСФСР, ряд отраслевых и академических институтов, а также высших учебных заведений Минвуза СССР. Все четыре схемы являются теперь основой для государственного геологического картирования четвертичных отложений в Сибири.

Успеху этой работы во многом способствовало участие сибирских геологов в исследованиях по проекту МПГК "Четвертичные оледенения северного полушария". В 1978 г., в Новосибирске состоялась У сессия по проекту с большой экскурсией по долине Нижней Оби вдоль Белогорской возвышенности - классической сибирской области покровного материкового оледенения. Сессия была организована Институтом геологии и геофизики СО АН совместно с "Главтюменьгеологией" Мингео РСФСР и Институтом географии АН СССР. Для экскурсии издан обстоятельный путеводитель "Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина. Нижнее Приобье" (1978). В 1981-1982 гг. проведены региональные совещания по проекту в Новосибирске и Магадане и полевая экскурсия по Енисею.

О новых стратиграфических схемах

При составлении новых стратиграфических схем четвертичных отложений существенно уточнены общая геологическая последовательность и количество ледниковых горизонтов, проведена межрегиональная корреляция. В стратиграфических схемах Западно-Сибирской равнины и Средней Сибири выделяются среднеплейстоценовый,

бахтинский и верхнеплейстоценовый зырянский надгоризонты, с которыми коррелируются соответственно майминский и катонкарагайский (Алтае-Саянская область), а также кропоткинский и душеланский (Забайкалье и Прибайкалье). Если надгоризонты соответствуют оледенениям "большого" рисса и вюрма по альпийской шкале, то включенные в них горизонты относятся к их ранним и поздним фазам (табл.I). На севере Сибири - это отложения самаровского и тазовского, нижнезырянского (ермаковского) или муруктинского и верхнезырянского (сартанского) оледенений. В Алтае-Саянской горной области им коррелятны образования двух среднеплейстоценовых, кызылчинского и ортолыкского, и двух верхнеплейстоценовых, чибитского и аккемского, ледниковых горизонтов.

Нижнеплейстоценовый - шайтанский (Западно-Сибирская равнина), лебедский (Средняя Сибирь) и катунский (Алтае-Саянская область) - горизонт подразделяется во многих местах на две морены. На Алтае они выделены в ранге устьчуйского и куюсского подгоризонтов, на северо-западе Западной Сибири - под названием нижней и верхней пачек шайтанской толщи. В пределах Северо-Сибирской низменности и в приенисейской части Средней Сибири выделяются болгохтохская толща и лебедская свита, также подразделяющиеся на две морены, разделенные морскими и аллювиальными отложениями. Весьма вероятно, что вся совокупность нижнеплейстоценовых ледниковых отложений отвечает "большому" минделю и должна также выделяться в ранге надгоризонта.

Новые стратиграфические схемы получали дополнительное палеонтологическое и геохронологическое обоснование, более детальное и полное, чем схемы I957, I966 и I967 гг. На севере Сибири с большим успехом используются комплексы фораминифер. Так, казанцевские и обские слои (морские фации тобольского горизонта) по составу ассоциаций фораминифер межледникового типа достаточно надежно коррелируются В.И.Гудиной (I976,I98I) с эемом (рисс-вюрмом) и миндель-риссом Западной Европы (табл.2). Харсоимские слои в устье Оби и каргинские в пределах Северо-Сибирской низменности, помимо фораминифер, датированы по радиоуглероду соответственно от 36-38 до более чем 40 тыс. лет и от 25-26 до 46 тыс.лет (Андреева, Кинд, I980). Несколько спорную стратиграфическую позицию занимают тильтимские (=болгохтохские) морские слои. В стратиграфической шкале Западно-Сибирской равнины они вместе

Таблица I

Корреляция оледенений (надгоризонтов (I) и горизонтов (2)) в новых стратиграфических схемах

Западная Сибирь		Средняя Сибирь		Алтае-Саянская область		Прибайкалье-Забайкалье	
I	2	I	2	I	2	I	2
Зырянский	Верхнезырянский (сартанский)	Зырянский	Сартанский	Катонкарагайский	Аккемский	Лушеланский	Ошурковский
	Нижнезырянский (ермаковский)		Муруктинский		Чибитский		Томпинский
Бахтинский	Тазовский	Бахтинский	Тазовский	Майминский	Ортолыкский	Кропоткинский	Боржигантайский
	Самаровский		Самаровский		Кызылчинский		Усть-Киранский
Шайтанский	Верхнешайтанский	Лебедский	Верхняя морена	Катунский	Кукусский		
	Нижнешайтанский		Нижняя морена		Усть-Чуйский		

с обскими (=туруханскими) слоями образуют единую морскую толщу, а в схеме для Средней Сибири представлены межстадиальными отложениями внутри нижнеплейстоценового ледникового лебедского горизонта. Это также свидетельствует о том, что лебедские, как и шайтанские, и катунские отложения, должны выделяться в ранге надгоризонта. Кстати, из-под шайтанской (в Нижнем Приобье) и катунской (на Алтае) ледниковых толщ получены весьма близкие термолюминесцентные даты, соответственно в 550±60 тыс.лет. Поэтому, если принять для раннеплейстоценового оледенения в Сибири возрастные рамки в пределах 400-500 тыс.лет, согласно схеме К.В.Никифоровой и др. (1980), то оно может рассматриваться аналогом "большого" миндель.

Во внутренних районах Сибири казанцевские и тобольские горизонты, представленные в континентальных фациях, различаются как по стратиграфической позиции, так и некоторым составом фауны млекопитающих (см. табл.2). Так, казанцевские отложения, как и весь верхний плейстоцен, охарактеризованы верхнепалеолетическим (мамонтовым) комплексом, а тобольские - элементами сингильской и, местами, хазарской (для позднетобольских слоев) фауны. Э.А.Вангенгейм (1977) отмечает также для тобольского горизонта так называемую "фауну Татарки" как вероятный сибирский аналог западно-европейской миндель-рисской фауны. Кроме того, по ее же данным, с самаровским горизонтом связаны небольшие находки "фауны самаровского времени" с типичным представителем Mammuthus chasaricus. Весьма вероятно, что для ширтинско-тазовско-казанцевских слоев более показательны остатки раннего мамонта, а для каргинско-позднезырянских (сартанских) - его поздняя форма, по аналогии с Восточной Европой (Алексеева, Шевырев, 1980).

К нижнему плейстоцену относятся остатки млекопитающих вяткинского и тологойского комплексов. К сожалению, местонахождения их пока малочисленны. Частично находки обнаружены в лессах, частично в древнеаллювиальных отложениях, коррелируемых с шайтанским и "доледниковым" (талагайкинским, телецким) горизонтами. Оба комплекса обнаруживают сходство видового состава с тираспольской и близость с миндельской фаунами Восточной и Западной Европы (Вангенгейм, 1977). Однако на Русской равнине тираспольский комплекс практически целиком помещается в эпоху Брюнеса, характеризуя окское и так называемое "предокское" время (Величко,

Таблица 2

Стратиграфическая шкала ледникового плейстоцена Сибири, комплексы фораминифер и млекопитающих, палеомагнетизм

Главные оледенения	Горизонты Сибирской шкалы	Морские слои, комплексы фораминифер (Гудина, 1976)	Комплексы млекопитающих Вангенгейм, (1977)		Палеомагнетизм
Зырянское	Верхнезырянский (сартанский)		Мамонтовый (верхнепалеолитический)	Поздняя стадия	
		Харсоимские, арктический			
	Нижнезырянский (ермаковский)				
Бахтинское	Казанцевский	Казанцевский, арктобореальный и бореальный		Ранняя стадия	
	Тазовский				
		Салемальские, бореально-арктический			
	Самаровский		Фауна самаровского времени		
	Тобольский	Обские, арктобореальный зона Miliolinella pyriformis	Тобольская, фауна		
Шайтанское	Верхнешайтанский		Вятский, Тологойский, Олёрский		
		Тильтимские, арктический и бореально-арктический			
	Нижнешайтанский				
	Талагайкинский (телецкий)			0,69	МАТУЯМА

1980, Ударцев, 1982). В Сибири фауна вяткинского комплекса, по данным А.Н.Зудина (1980), попадает в целом в эпоху Матуямы. Тем не менее, представители этого комплекса обнаруживаются и выше границы Матуямы/Брюнес, судя по разрезу "Белово" в пределах Приобского плато (Разрез ..., 1978). Аналогичное явление отмечается и для олёрской фауны, сопоставляемой с вяткинской (Вангенгейм, 1977) и также первоначально рассматривавшейся как аналог умеренно прохладной миндельской фауны Западной Европы (Шер, 1976). В последнее время установлено, что переход от типично олёрской фауны к ее позднему варианту практически совпадает с инверсией Матуяма/Брюнес (0,69 млн. лет). Типичный вариант олёрской фауны сопоставляется с раннетираспольской или позднетаманской фаунами Восточной Европы (Шер и др., 1977, Шер, 1982).

В связи со сказанным представляют интерес первые термолюминесцентные даты, фиксирующие два дошайтанских похолодания в интервалах 536±56 - 560±60 и 610±70 - 625±70 (630±75) тыс.лет. Следами похолоданий являются слои с криотурбациями (в том числе в телецком горизонте) и лессы, коррелируемые с вяткинской свитой (слоями). Граница Брюнес/Матуяма проходит где-то внутри более древнего из названных холодных интервалов (Разрез ..., 1978). По всем этим данным сибирский "доледниковый" горизонт обнаруживает определенное сходство с нидерландским кромером (Шибрава, 1981) и "предокским временем" на Русской равнине (Величко, 1980, Ударцев, 1982). И в том, и в другом выделяется два холодных интервала (оледенения А и В в кромере, а на Русской равнине - мичуринское оледенение и новохоперское похолодание) с палеомагнитной инверсией внутри более древнего из них. Таким образом, можно предполагать, что названные выше сибирские комплексы синхронны тираспольскому лишь частично, той их частью, которая находится в эпохе Брюнес; их нижние границы разновозрастны.

Палеоботанические (спорово-пыльцевые спектры, комплексы семян и диатомей) и, в ряде случаев, малакофауна и микрофаунистические(фораминиферы, остракоды) материалы позволяют считать казанцевский, тобольский, талагайкинский горизонты и их аналоги достаточно типичными межледниковьями. С этих позиций каргинский и ширтинский горизонты, как, вероятно, и межморенные слои внутри шайтанской ледниковой толщи, подходят, скорее, под характеристику межстадиалов с относительно прохладным палеоклиматом.

Радиометрические определения опираются на радиоуглеродный и термолюминесцентный методы. Дополняя друг друга, они позволили провести с ранее недоступной точностью стратиграфическое расчленение четвертичных толщ и повысить надежность межрегиональных корреляций. Следствием того явилось заметное повышение детальности региональных стратиграфических схем, в которых впервые появились, наряду с горизонтами (основное климатостратиграфическое подразделение региональных шкал), более дробные подразделения – подгоризонты. С помощью радиоуглеродного метода уже создана достаточно обоснованная детальная стратиграфия и хронология зырянского надгоризонта (оледенения) (Кинд, 1974, Последнее ...,1977, Исаева и др., 1981, Андреева, Кинд, 1980 и др.). Термолюминесцентное датирование существенно помогло при дробном стратиграфическом расчленении ледниковых и лессовых толщ в Западной Сибири (Ледниковая ..., 1978, Разрез ..., 1978, Архипов и др., 1981), явилось независимым методом трансазиатской субмеридиональной корреляции (Архипов и др., 1982) и, наконец, позволило оценить в первом приближении возраст сибирских оледенений (Архипов, Шелкопляс, 1982). По совокупности радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования поздняя и ранняя фазы зырянского оледенения попадают соответственно в интервалы 10–23 и 55–100(110) тыс. лет; тазовское и самаровское, а также шайтанское оледенения приходятся на отрезки времени в 130–160(180), 200–270(290) и примерно 400–500 тыс. лет.

Итак, для территории Западной и Восточной Сибири установлено три главных оледенения: зырянское, бахтинское и шайтанское, отложения которых группируются в пять или шесть ледниковых горизонтов. Последние являются основой для межрегиональных корреляций. Поэтому четыре новые унифицированные схемы четвертичных отложений, охватывая огромную территорию Сибири, от Урала до Лены, создают реальные предпосылки для создания единой стратиграфической шкалы Сибири и Дальнего Востока.

Корреляция с Северо-Востоком

Попытаемся представить возможную схему транссевероазиатской (субширотной) корреляции оледенений (табл.3). Общетеоретической основой такой корреляции можно считать глобальный характер кли-

Таблица 3

Транссевероазиатская корреляция оледенений в сопоставлении с альпийской шкалой и Аляской

Альпийская шкала		Западная и Восточная Сибирь			Северо-Восток		Аляска
			Оледенения	Межледниковья (межстадиалы)	Оледенения	Межледниковья (межстадиалы)	
W	W_3	Зырянское	I0 Позднезырянское (сартанское)		Искатеньское, Хаймикинское (Гордеевское I7±4; 24±4)		Нептуан
			22				
	W_2			Каргинское 22–46		Амгуемское (Пенжинские 22–44)	Осадки у м.Барроу 25–40
			50(55)				
	W_1		Раннезырянское (муруктинское)		Ванкаремское Тылхойское		Кник
			II0±I7; II0±27				
R - W				Казанцевское		Вальхатленское (пенжинское II2±28)	Пелукские I25
			I30±24				
R	R_2	Бахтинское	3I Тазовское		Среднекрестовское, (номенкурское (I45±40)		Номское
	R_{1-2}			Ширтинское I80±40		Мечигменское (нижнекрестовское, I84±22)	Коцебусские I70–I75
			200±38				
	R_1		230±54 Самаровское		Оляйонское (юровское, 250±50)		?
			260±54				
M - R			270±56	Тобольское 390±80		Янракинотское (Уракское, 350±87)	Эйнахнухто 320±70
M	M_2	Шайтанское (Лебедское)	Позднешайтанское		Позднемитогинское, (охотское 470±I20)		?
	M_{1-2}			Тильтимское		Маломитогинское	
	M_1		Раннешайтанское		Раннемитогинское (Авлекитское 580±I50)		
			550±I00	Талагайкинское (телецкое 630±75)	Позднеольховское	647±78	+
						690	– Анвиль

Примечание. В таблице использованы материалы Г.С.Ананьева и др. (I982), В.Г.Беспалого (I974), В.Г.Беспалого и др.(I979), В.Ф.Иванова и др. (I982), Д.Гошкинса (I976), С.Ф.Бискэ (I978).

матических колебаний, что позволяет допускать, с учетом палеогеографических различий, относительную синхронность ледниковых явлений по всей Сибири как в ее западной и восточной частях, так и на Северо-Востоке. Фактически это положение получило подтверждение на Магаданском совещании (март, 1982 г.), на котором прозвучали достаточно обоснованные данные в пользу выделения в общей геологической последовательности шести оледенений (похолоданий), по два в раннем, среднем и позднем плейстоцене. Так, в Северо-Западном Приохотье выделяется по две морены в нижнем и среднем звене четвертичной системы (Ананьев и др., 1982), шесть холодных ледниковых интервалов установлено Г.А.Постоленко (устное сообщение) в сводном разрезе плейстоцена в Индигирско-Колымском регионе с помощью достаточно детальных палинологических исследований; всеми участниками совещания единодушно признано повсеместное двухфазное позднеплейстоценовое оледенение. Таким образом, вновь возрождаются представления прошлых лет (Карташов, 1966, Гольдфарб, 1972) о множественности оледенений на Северо-Востоке. Более того, были приведены аргументы в пользу полупокровного и покровного характера оледенений в среднем и раннем плейстоцене (Чанышева, Бредихин, 1981).

В Северо-Западном Приохотье две нижнеплейстоценовые морены датированы в 580±150 (авлекитский горизонт) и 470±120 тыс.лет (охотский горизонт). Как видно, они попали в интервал, весьма близкий для шайтанского (=катунского) оледенения (см. выше). Аллювий первого среднеплейстоценового уракского межледниковья получил дату в 350±87 тыс. лет, сопоставимую с известной для тобольских отложений (390±80), содержащих флору "диагональных песков" в Нижнем Приобье (Архипов, Шелкопляс, 1982). Небезынтересно дополнить эти термолюминесцентные определения двумя датами приведенными Г.А.Постоленко из Индигирско-Колымского региона: 647±78 тыс. лет для "доледникового" (Q_I^I) горизонта (для телецкого на Алтае – 630±75) и 400±100 тыс. лет для первого среднеплейстоценового (тобольского в Западной и Средней Сибири) межледниковья. В среднем плейстоцене Приохотья нижняя (юровская) морена датирована в 250±50 тыс. лет, а верхняя (номянкурская) и связанные с ней перигляциальные осадки, охарактеризованы соответственно датами в 140±40 и 135±35 тыс. лет (Ананьев и др., 1982). Таким образом, наметилась четкая корреляция с самаровским и тазов-

ским горизонтами. Этот факт представляется весьма многозначительным. Он позволяет высказать предположение, что так называемые "самаровские морены" или "морены максимального оледенения", выделяемые в различных горных районах Сибири, могут оказаться в ряде случаев интегральными ледниковыми толщами, подлежащими расчленению.

Достаточно полно геологическая последовательность раннесреднеплейстоценовых оледенений обнаружена для Камчатки.

Древнейшее, ольховское, оледенение установлено впервые на ее восточном побережье. Следами его считаются ледниково-морские отложения верхней подсвиты ольховской свиты. Их нижний возрастной предел приближен к границе Брюнеса/Матуямы, так как морские породы нижней подсвиты имеют обратную намагниченность. Возможно поэтому, нижнеольховские слои можно сопоставлять с анвилем Аляски, имеющим возраст в интервале 1,8–0,7 млн. лет. Синхронными ледниковыми образованиями Западной Камчатки считаются дислоцированные хомутовские морены. Таким образом, древнейшее оледенение Камчатки с возрастом около 700 тыс. лет (Шило, Беспалый, 1974; Беспалый, 1974) может оказаться древнейшим в Сибири, если учесть, что шайтанское – не старше 550±100 тыс. лет (см. выше).

Более молодым, но также раннечетвертичным, является двухфазное митогинское оледенение. Следами его являются основные и краевые морены. Последние подразделяются на нижнюю и верхнюю межстадиальными слоями. При этом нижнемитогинская морена вложена в хомутовскую (или залегает поверх нее) и в нормальной стратиграфической последовательности отделяется от нее нижнеплейстоценовым межледниковым уткинским горизонтом (Беспалый, 1974).

Митогинские ледниковые отложения занимают геологическую позицию, сходную с шайтанскими (лебедскими) моренами, и поэтому их можно было бы сопоставлять. Тем не менее, возраст митогинских отложений "... трактуется неоднозначно. Большинство исследователей связывает их со среднеплейстоценовым оледенением" (Брайцева и др., 1982, с.46).

Для среднего плейстоцена в последние годы наметилась тенденция к выделению двух оледенений (или фаз), тогда как до недавнего времени обычно признавалось лишь одно (Брайцева и др., 1968), условно "самаровское" (Куприна, 1970). Однако следы двух оледенений в западных районах Камчатки позволили В.Г.Беспалому переоценить возраст так называемой толщи "синих глин", распрост-

раненной в Центральной Камчатской депрессии. Издавна, а сейчас, скорее по традиции, эта толща считается нижнечетвертичной. Низы ее, формировавшиеся в теплых климатических условиях, относят к началу, а верхи - ко второй холодной половине раннего плейстоцена. В.Г.Беспалый полагает, что это похолодание относится не к раннечетвертичному, а к первому среднечетвертичному ледниковью. В этом случае, "самаровская" морена (Куприна, 1970, Брайцева и др., 1968), располагающаяся стратиграфически выше синих глин и отделенная от них большеярскими слоями (межледниковыми или межстадиальными), становится, по его схеме, вторым среднечетвертичным ледниковым горизонтом. В результате, в среднем плейстоцене Камчатки наметилось выделение трехчленной толщи, близко напоминающей по составу и геологической последовательности бахтинский надгоризонт. Это возможное сходство подкрепляется тем, что среднеярские отложения считаются аналогом оссорских (на восточном побережье Камчатки), а последние по составу фауны морских моллюсков (Петров, 1966) и фораминифер (Хорева, 1973, Гудина, 1976), сопоставляются с нижнекрестовскими слоями Чукотки и салемальскими (санчуговскими) на севере Западной Сибири. Наконец, определен по трекам более молодой возраст "синих глин", что дает возможность отнести их к среднему плейстоцену (Брайцева и др., 1982).

Относительно полно выявлены древние оледенения Чукотского полуострова. Следами их в раннем и среднем плейстоцене долгое время было принято считать ледниково-морские отложения в составе пинакульской и крестовской свит, выделенные в середине шестидесятых годов О.М.Петровым (1966). Позднее А.А.Свиточ расчленил пинакульскую свиту на две подсвиты: нижнюю - морскую и верхнюю - ледниково-морскую, установив принадлежность и той, и другой к эпохе Брюнеса (Новейшие ..., 1980). Однако С.Ф.Бискэ (1978) оспаривал ледниково-морской генезис осадков, обращая внимание на достаточно теплую климатическую обстановку пинакульского времени.

На Магаданском совещании ряд авторов относили свиту ко второй половине раннего плейстоцена (Крюков, Мазур, 1982). Вместе с тем, были сообщены результаты новых палеофлористических и палеомагнитных исследований. Так было отмечено, что породы пинакульской свиты оказались обратнонамагниченными за исключением двух образцов из ее основания. Это дало повод отнести свиту к

позднему плиоцену, к эпохе Матуямы, а ее низы сопоставить с эпизодом Харамилья или даже Олдувей (Кыштымов и др., 1982, Иванов и др., 1982, Невретдинова и др., 1982). Этот вывод, однако, представляется излишне категоричным. Палеомагнитные инверсии строго не датированы и, кроме того, по данным Т.И.Линьковой (1982, с.7), "следует принять во внимание отсутствие палеомагнитного события Олдувей в естественных обнажениях Камчатки, Якутии и Чукотки". Наконец, О.М.Петров (устное сообщение) отметил, что палеомагнитные исследования были проведены не на стратотипическом разрезе пинакульской свиты, а в соседнем обнажении, где породы сильно дислоцированы. На совещании некоторыми геологами отмечалось сходство спорово-пыльцевых спектров и диатомовых комплексов из пинакульской свиты и плиоценовых толщ других районов Северо-Востока. В частности, сопоставлялись спектры, характеризующие пинакульские и крестовские свиты с таковыми для слоев кутуях из низовьев Колымы. При этом явно игнорировалась установленная ранее коррелятность пинакульского и крестовского комплексов фораминифер соответственно с раннеплейстоценовым тильтимским (болгохтохским) и среднеплейстоценовыми салемальским (санчуговским), характерными для морских отложений севера Сибири.

Более обоснованными представляются выводы С.Ф.Бискэ (1978) относительно строения крестовской свиты. Как известно, О.М.Петров (1966) подразделил ее на три подсвиты. Нижняя и средняя соответствуют, по его представлениям, началу и концу, а верхняя – ледниково-морская – максимуму крестовской трансгрессии, совпадающему с оледенением Чукотки. С.Ф.Бискэ (1978) показал, что значительную часть пород средней подсвиты – валунные суглинки и галечники – следует считать ледниковыми образованиями. Они оставлены ледником в период низкого стояния моря. Единую морскую (крестовскую) толщу он подразделил на два горизонта. К нижнему – он относит в качестве осадков собственно крестовской трансгрессии только нижнюю подсвиту. Верхнюю подсвиту С.Ф.Бискэ рассматривает аналогом валькатленских слоев. При такой новой интерпретации среднекрестовское оледенение должно сопоставляться с тазовским, так как по комплексам фораминифер крестовские и валькатленские слои являются стратиграфическими аналогами соответственно салемальских (санчуговских) и казанцевских отложений (Гудина, 1976).

Вполне сопоставим ряд имеющихся определений абсолютного возраста. Так, термолюминесцентным методом нижнекрестовская подсвита датирована в I84±22 тыс. лет (Новейшие ..., I980), ширтинский горизонт (по погребенной почве) в I80±40 тыс. лет, так называемые пупковские слои* по раковинам по соотношению U^{234} к U^{238} в I70±I0 тыс. лет (Зубаков, I972а), максимум трансгрессии коцебу на Аляске в I70–I75 тыс. лет (Гопкинс, I976).

На побережье восточной Чукотки, около устья р.Рэккэвээм установлен четырехчленный разрез с двумя среднеплейстоценовыми моренами (Беспалый и др., I979, Иванов и др., I982). В основании разреза выделяются янракинотские морские слои. Они перекрыты нижней оляйонской мореной, поверх которой лежит мечигменские (нижнекрестовские) морские осадки с комплексами моллюсков и фораминифер. Последние, в свою очередь, перекрываются второй, верхней мореной, которую, очевидно, следует считать аналогом среднекрестовских ледниковых отложений, по С.Ф.Бискэ (I978).

В янракинотских слоях содержатся бореальные и арктобореальные моллюски, разнообразный комплекс фораминифер (аналог обского ?), северо-бореальные и аркто-бореальные виды морских диатомей, спорово-пыльцевые спектры межледникового типа со значительным содержанием пыльцы сосны, ольхи и березы. Сказанное позволяет датировать янракинотские слои началом среднего плейстоцена. В связи с этим уместно вспомнить, что на Аляске Д.Гопкинс (I976) к среднему плейстоцену относит две трансгрессии: коцебу и эйнахнухто. Возраст первой около I70–I75, а нижний возрастной предел второй около 320 тыс. лет. Поэтому, если среднекрестовские ледниковые отложения принадлежат тазовскому оледенению, то оляйонская морена поверх янракинотских слоев может быть самаровской.

Двухфазное позднеплейстоценовое оледенение, как было отмечено выше, установлено по всему Северо-Востоку. Поэтому в стратиграфической схеме позднего плейстоцена утвердилось четырехчленное деление с двумя ледниковыми и двумя межледниковыми горизонтами. Они получили местные названия, но традиционно сопоставляются по схеме В.Н.Сакса (I953) с зырянским и сартанским оледенениями, казанцевским и каргинским межледниковьями. Устойчивость этой схеме придает четкое стратиграфическое положение межледни-

* Если считать, что пупковские слои на Енисее являются частичным аналогом санчуговской свиты.

ковых горизонтов. К раннему из них (казанцевскому), относятся морские валькатленские и континентальные конергинские слои на Чукотке, крутоярские на Камчатке, а также их аналоги в других районах Северо-Востока. Так, ленжинские слои в Приохотье датированы в 112±28 тыс. лет (Ананьев и др., 1982). Все названные слои залегают на среднечетвертичной морене (скорее всего, тазовской, см. выше) и перекрываются ледниковыми отложениями ванкаремского или тылхойского (первого позднеплейстоценового, или раннезырянского) оледенения (Петров, 1966, Бискэ, 1978, Беспалый, 1974). Фаунистическая (моллюски, фораминиферы) и флористическая (споры, пыльца, комплексы семян и диатомей) характеристики свидетельствуют о климате валькатленского (конергинского) времени теплее современного. Это согласуется с палеоклиматическими данными по казанцевскому межледниковью, корреляция с которым подтверждается и по комплексам фораминифер (Гудина, 1976).

Валькатленская трансгрессия должна коррелироваться с I пелукской, возраст которой, согласно модели Брокера - ван Донка, - 125 тыс. лет и которая относится к сангамонскому межледниковью (Гопкинс, 1976). Соответственно ванкаремские и тылхойские морены сопоставляются с оледенением кник и ранним висконсином.

Во второй межледниковый (каргинский) горизонт включаются морские амгуемские слои Чукотки и преимущественно озерные пенжинские на Камчатке, формировавшиеся в климатических условиях, близких к современным. И те, и другие ложатся поверх морен (ванкаремских, тылхойских) и также, как и их стратиграфические аналоги в других районах Северо-Востока, перекрываются в общей геологической последовательности либо ледниковыми, либо перигляциальными образованиями заключительной фазы последнего оледенения. Пенжинский горизонт датирован по радиоуглероду в своей нижней части около 44 и в верхней - около 26 тыс. лет. В этом же интервале находятся даты, в том числе термолюминесцентные (37±5 тыс. лет - Приохотье) из синхронных отложений других районов. На Аляске осадки у мыса Барроу, одновозрастные амгуемским слоям, датированы по C^{14} как 25-40 тыс. лет (Бискэ, 1978).

По аналогии с Западной Сибирью и Северной Америкой можно отнести начало пенжинского интервала и конец тылхойского оледенения примерно к 55-60 тыс. лет назад.

Внутри пенжинского (каргинского) интерстадиала на Северо-

Востоке зафиксировано пока одно похолодание (30–34 тыс. лет), синхронное жиганской стадии Верхоянья (Беспалый, 1974, Каплина, Ложкин, 1982). На шельфе Японского моря установлено две значительные регрессии (до 80 м), которые связывают с внутрикаргинскими похолоданиями. Регрессии установлены по двум прослоям континентальных осадков с линзами торфа, заключенным в морской толще и датированным по C^{14} в 41–42 и 29–30 тыс. лет (Рязанцев и др., 1982)

Похолодание, начавшееся, очевидно, после 26–23 тыс. лет и кульминировавшее около 20–19 тыс. лет назад, привело к развитию хаймикинского (Камчатка), искатеньского (Чукотка) и гордеевского (Приохотье) оледенений. Морены последнего датированы в 17 ± 4 и 24 ± 4 тыс. лет (Ананьев и др., 1982). Оно завершилось около 10 тыс. лет назад и весьма точно совпадает с позднезырянским (сартанским) в Сибири и нептуанским на Аляске.

Подводя итоги сказанному, можно с уверенностью сделать вывод о принципиальной возможности транссибирской и североазиатской корреляции оледенений. Имеющиеся материалы говорят о том, что корреляция осуществима с наибольшей достоверностью на климатостратиграфической основе. Вместе с тем, очевидно, что климатические колебания (климатостратиграфические подразделения), установленные по геологическим и палеонтологическим данным, необходимо датировать независимыми радиометрическими методами.

Представляется, что создание первой единой стратиграфической схемы четвертичных отложений для Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока должно стать задачей ближайшего будущего.

И.А.Волков, В.С.Зыкина

РОЛЬ СУБАЭРАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Древние эоловые и иные субаэральные образования распространены на равнинах Сибири, как и во всей нашей стране, весьма широко. По своему строению и условиям накопления эти осадки резко

отличаются от образований другого генезиса. Основную роль в их формировании играли эоловые процессы, которые почти всегда проявлялись в сочетании со многими иными агентами денудации. Эоловая деятельность зависит от трех причин: геолого-геоморфологической обстановки, состояния поверхности почвы и характера динамики атмосферы. В умеренных поясах главную роль играет вторичная эоловая переработка рыхлого материала, накопленного ранее водой или ветром. Эоловые процессы в зависимости от местных особенностей природной обстановки проявлялись различно и оставили после себя сложно построенные толщи осадков и комплексы форм рельефа. Ввиду этого следы эоловой деятельности должны изучаться не только в отдельных районах, но также и в пределах всей области активизации эоловых процессов. И это есть единственный реальный путь к выяснению роли эолового фактора в эволюции рельефа и осадконакоплении четвертичного периода.

Как известно, эоловая активность проявлялась крайне неравномерно во времени. В природной обстановке, подобной современной, эоловые процессы почти не проявлялись, а в некоторые моменты ледниковых стадий они, наоборот, активизировались на обширных пространствах. Распределение основных областей древней дефляции и эоловой аккумуляции отражает именно такие моменты экстремальной эоловой активности, которые проявлялись многократно. В одних районах происходила дефляция, а в других – накопление материала.

Грубый влекомый эоловый нанос не перемещался далеко. Он накапливался рядом с местом дефляции подобно тому, как это происходит и теперь. Тонкий взвешенный эоловый нанос, наоборот, уносился далеко и отлагался на значительных пространствах. Всю территорию активного проявления эоловых процессов можно подразделить на три различные области: область, где преобладает дефляция; область, где преобладает накопление влекомого эолового наноса; область, где происходит накопление взвешенного эолового наноса. По мере постепенной активизации эоловой деятельности эти области увеличиваются, а по мере её затухания уменьшаются. Так формируются области с различным типом строения эолового рельефа и разрезов субаэральных отложений. Есть области, где основанием субаэральной толщи является неровная поверхность дефляционного среза, которую перекрывает влекомый эоловый нанос. В других местах разновозрастные покровы лесса, состоящего в основном из

взвешенного эолового наноса, чередуются в разрезах с ископаемыми почвами. Обрисованная идеальная схема активизации эоловой деятельности в действительности сильно усложнялась воздействием многих иных природных процессов, однако, она находит подтверждение в строении рельефа и четвертичной толщи равнинных пространств Сибири.

Во многих районах Сибири ясно прослеживаются следы древней дефляции. Так, например, в бассейне реки Лены развиты неровные погребенные поверхности с горизонтами драйкантеров – ветрогранников. Сходные погребенные поверхности дефляционного среза с грубым эоловым элювием и полигональными трещинами усыхания широко распространены и на юге Западно-Сибирской равнины. Западнее Омска, в районе с.Булаево, во многих разрезах наблюдалось, что древняя поверхность дефляции срезает нижнеплиоценовые озерные глины и верхнеплиоценовый речной песок с гравием и галькой. Этот песок первоначально лежал на дне русла, которое было врезано в глину. Следовательно, несколько метров глины здесь было унесено ветром.

На почти плоской поверхности южной окраины Западно-Сибирской равнины широко распространены дефляционные впадины и котловины. Наиболее обширные из них расположены к востоку и северо-востоку от Кокчетавской возвышенности. Они возникли еще в середине плиоцена, но сохранились как полые формы рельефа до настоящего времени. Так, дефляционная впадина соленого озера Теке имеет в диаметре около 50 км и врезана на глубину более 100 м. Её дно имеет отметки 25–28 м, расположено почти на 50 м ниже, чем протекающий рядом Иртыш (75–78 м). На склонах впадины залегают позднеплиоценовые речные и различные по генезису четвертичные осадки, включая и эоловые. Значительно шире распространены мелкие котловины, выработанные в третичных озерных отложениях и четвертичных осадках различного генезиса. Изучение таких котловин с помощью бурения показало, что они возникли в результате процессов дефляции, а позже были перекрыты эоловыми покровными лессовидными осадками, мощность которых не превышает обычно нескольких метров. Широкое развитие на равнинах Сибири поверхностей дефляции и дефляционных котловин ясно указывает на то, что в определенные моменты прошлого здесь неоднократно возникали обширные области выдувания и формирования эолового наноса.

На равнинах Сибири широко распространены также комплексы

древних эоловых форм, сложенных влекомым эоловым наносом главным образом песком). Они различны по морфологии, размерам и пространственно тесно связаны с областями древней дефляции. Достаточно ясно различаются возрастные генерации этих форм. Особенно широко распространены эоловые пески, образовавшиеся во время дегляциации сартанской (поздневюрмской) ледниковой стадии. В Западной Сибири в это время образовались продольные ветру гряды ("гривы"), а также бугристые и грядово-бугристые пески. Песчаный материал, которым сложены эти формы, своеобразен. Кроме зерен кварца, полевых шпатов, карбонатов и иных твердых минералов, в осадке присутствует много зерен, состоящих из сухой глины (глиняный песок), которые часто ошибочно описываются как вторичные агрегаты. В действительности - это кластическая часть осадка. Перед захоронением зёрна глиняного песка подвергались окатыванию и сортировке. Они залегают вперемешку с зернами других минералов. Во многих местах первичная структура осадка не сохранилась в результате вторичного промачивания грунта. Зерна глиняного песка утратили форму и обратились в пластичную массу. Преобладающая субширотная ориентировка гряд и иных эоловых форм, а также характер слоистости в осадках, слагающих эти формы, свидетельствуют о преобладании ветров, дующих с запада на восток.

Эоловый рельеф рассматриваемой генерации развит на поверхностях различного возраста, включая и озерную вторую надпойменную террасу. Эта терраса образовалась в отрезке времени от 30 до 20 тыс. лет назад, как это показывают радиоуглеродные даты. С другой стороны, около 14 тыс. лет назад основной этап формирования эолового рельефа уже завершился. На это указывают радиоуглеродные даты костей мамонта в месте стоянки древнего человека "Волчья грива" в восточной части Барабинской степи (14200±150, СОАН-78; 13600±230, СОАН-III). Эта стоянка расположена в верхней части эоловой гряды. Особенно широко распространены гривы в районе впадины оз. Чаны.

В позднеледниковье в Сибири сформировалась первая надпойменная терраса и синхронные ей озерные террасы. На этой регионально развитой поверхности, а также и на более древних элементах рельефа, широко развиты поля эоловых образований, главным образом мелкобугристых и сетчатых грядово-бугристых песков. Они образовались преимущественно в результате перевевания аллювия и прибрежных озерных осадков. Такие пески широко распространены в

долинах всех основных рек Сибири. Время завершения формирования этих песков определяется как конец пребореального периода. Имеется много радиоуглеродных дат, свидетельствующих, что около 9 тыс. лет назад, или несколькими сотнями лет раньше в дефляционных понижениях и на эоловых осадках данной генерации начал отлагаться торф, накопление которого продолжалось и большую часть голоцена.

Совершенно иное строение разрезов – в области накопления древнего взвешенного эолового наноса (атмосферной пыли), претерпевшего значительный или дальний перенос в толще атмосферы. В целом для осадков этих областей характерно господство алевритовых и более мелких частиц. Общая мощность толщи субаэральных осадков значительна, а строение её весьма сложно. Такие отложения распространены на юге Западно-Сибирской равнины, в Кузнецкой и Минусинской котловинах, в Прибайкалье, Забайкалье, в Якутии и на равнинах Северо-Востока СССР. Они формировались этапно на протяжении большей части или всего четвертичного периода. Основными стратиграфическими элементами здесь являются последовательно налегающие друг на друга разновозрастные покровы лессов (или лессовидных пород) и регионально распространенные ископаемые почвы.

Наиболее обширной областью накопления древнего эолового взвешенного наноса является юго-восточная часть Западно-Сибирской равнины. В этом регионе субаэральные отложения, мощность которых местами превосходит 100 м, слагают крупные, параллельные друг другу гряды (увалы), имеющие высоту до 100 м и более, при ширине 20-50 км. В Якутии и на Северо-Востоке СССР развиты своеобразные ледово-грунтовые покровные толщи, образование которых протекало в условиях существования многолетней мерзлоты во время периодов накопления лесса в других районах.

Вблизи Новосибирска на левом склоне р.Берди (правый приток Оби) авторами выделены и изучены опорные разрезы, в которых присутствуют основные регионально распространенные покровы лёссов и комплексы ископаемых почв, отражающие всю историю четвертичного субаэрального осадконакопления. Установлено, что покровы лёссовых пород отлагались во время дегляциации ледниковых стадий, а комплексы почв – в межледниковья и теплые интерстадиалы. В начале каждой ледниковой стадии происходило вторичное преобразование

ранее сформировавшихся почв, и получали широкое развитие солифлюкция и иные криогенные процессы.

Изучение мощной субаэральной толщи восточной части Кулунды показало, что здесь развиты те же климатостратиграфические горизонты, которые выявлены в стратотипическом районе. Следовательно, и покровы лёссовых отложений и ископаемые почвы распространены регионально и являются самостоятельными хроностратиграфическими единицами. Совместные полевые исследования украинских и сибирских исследователей (1981 г.) в составе М.Ф.Веклича, Н.А.Сиренко, И.А.Волкова, В.С.Зыкиной показали, что сибирские горизонты субаэральной четвертичной толщи уверенно коррелируются с таковыми украинской схемы. Осмотр стратотипического разреза "Мраморный карьер" позволил уточнить сибирскую схему. Было установлено, что стратиграфически выше евсинского педокомплекса залегает самостоятельный покров лёссовидного суглинка, на котором развит ранее не выделявшийся педокомплекс. В связи с этим салаирский лёсс предложено подразделить на три самостоятельных климатостратиграфических горизонта: за нижним из этих горизонтов сохраняется наименование салаирского лёсса, вновь выделенный педокомплекс назван шадрихинским по названию р.Шадрихи – мелкого правого притока р.Берди, а залегающий на этом педокомплексе горизонт лессовидного суглинка – морозовским лёссом по названию деревни Морозово. Проведенные исследования показали, что в процессе субаэрального осадконакопления на протяжении конца плиоцена и четвертичного периода происходили постепенные изменения, отражающие общую тенденцию изменения природной среды в сторону её похолодания и некоторого нарастания сухости.

Стратиграфическое расчленение субаэральной толщи Западной Сибири в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес имеет следующий вид:

Голоцен (почва, торф)
    Баганский лёсс (Л) – распространен фрагментарно
Суминский педокомплекс (ПК) – распространен фрагментарно
    Ельцовский Л
Искитимский ПК
    Тулинский Л
Бердский ПК
    Сузунский Л

Койнихинский ПК
Чулымский Л
Шипуновский ПК
Морозовский Л
Шадрихинский ПК
Салаирский Л
Евсинский ПК (в верхней части его – граница Брюнес-Матуяма).

Почти все педокомплексы представляют собой гетерохронные образования. Это сближенные полигенетические ископаемые почвы, которые в стратотипическом районе не разделены значительным по мощности покровом лёсса. Со временем они, несомненно, будут расчленены на самостоятельные климатостратиграфические горизонты. В целом выявленное строение субаэральной толщи Западной Сибири свидетельствует, что в официальной стратиграфической схеме этого региона, а также европейской части страны отражены далеко не все самостоятельные климатолиты четвертичной системы. Уверенно коррелируется лишь верхняя, позднечетвертичная часть схемы, нижним элементом которой является казанцевский педокомплекс (его нижняя почва). В этой части установлены все климатолиты, присутствующие в официальной схеме четвертичной системы Западной Сибири. Есть все основания считать, что дальнейший путь уточнения этой схемы заключается в её детализации и приведении в соответствие с установленной лёссовой стратиграфией.

Особенно ясно место и роль субаэральных процессов в общем осадконакоплении прослеживается на примере позднеплейстоценовой субаэральной толщи, которая значительно чаще обнажена и изучена с использованием радиоуглеродного метода датирования. В целом позднечетвертичные лёссовые и иные субаэральные отложения залегают на более древних элементах рельефа, подчиняясь правилу подветренного склона. Это, например, ясно прослежено на междуречье речек Шипунихи и Койнихи (левые притоки Берди), где на западном склоне лёссовых отложений вообще нет, а в верхней части междуречья и на его восточном склоне мощность их максимальна. При этом разновозрастные стратиграфические элементы толщи последовательно облекают древние формы рельефа.

Строение позднечетвертичной субаэральной толщи Западной Сибири сходно с таковым других регионов умеренного пояса. В основании залегает почва и иные образования последнего (казанцевско-

го) межледниковья. На них налегают лёссы и почвы ранних стадиалов и интерстадиалов зырянской ледниковой стадии. Они перекрыты покровом раннезырянского (ранневюрмского) лёсса, прикрытого почвенными образованиями каргинского интерстадиала. Сверху залегает сартанский (поздневюрмский) лёсс, а также почвы и лёссы позднеледниковья и голоцена.

Сопоставление общего строения толщи субаэральных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, всей Сибири и других регионов северного полушария, в особенности той её части, которая накопилась в позднем плейстоцене, достаточно определенно свидетельствует, что формирование основных элементов толщи происходило синхронно в пределах всего умеренного пояса. Этапы субаэрального осадконакопления повторялись неоднократно и носили всеобщий характер. Они были связаны с резкими климатическими колебаниями четвертичного периода, которые вызывали чередование гляциалов с интергляциалами.

Различные элементы толщи субаэральных отложений, как показывает их строение, формировались в различных природных условиях. Во времени последовательно сменяли друг друга три различных типа климата: довольно тёплый очень сухой, тёплый умеренно влажный, холодный влажный. Накопление очередного покрова лёсса начиналось в условиях очень сухого и уже достаточно теплого климата времени дегляциации очередной ледниковой стадии. Эоловые процессы получали наибольшее распространение и максимальную активность. Значительную роль имели дефляция и транспортировка грубого материала, поэтому в основании покровов лёсса мы часто видим трещины усыхания и относительно крупнозернистый эоловый нанос. Позже активность эоловых процессов постепенно уменьшалась, и отлагался более тонкий материал.

Комплекс почв, развитый на каждом покрове субаэральных осадков, формировался в межледниковых или интерстадиальных условиях. Широкое распространение почв свидетельствует о слабом перемещении в такие интервалы обломочного материала и, наоборот, о высокой интенсивности биогенного осадконакопления. Совмещение в едином педокомплексе почв различного типа отражает постепенные изменения природных условий в начале оптимума и конце потеплений климата. Эпохи почвообразования отличались различной продолжительностью, спецификой процессов почвообразования и особенностя-

ми строения формирующихся почв. На протяжении квартера постепенно возрастала активность субаэрального осадконакопления. Длительность эпох почвообразования уменьшалась. Происходило постепенное изменение климатических условий межледниковий (интерстадиалов) от теплых и довольно влажных ко всё более сухим и прохладным. Ископаемые почвы Западной Сибири отражают признаки более континентального и более умеренного климата, по сравнению с их европейскими возрастными аналогами. Если среди нижне- и частично среднечетвертичных ископаемых почв мы находим своеобразные аналоги бурых лесных, бурых лесных оподзоленных почв, то уже во второй половине среднего и в верхнем плейстоцене почвы близки к современным. Постепенно от древних к молодым уменьшается мощность профиля почв. Такая направленность в развитии процессов почвообразования облегчает диагностику и сопоставление ископаемых почв различного возраста.

В верхней части каждого покрова лёссовых отложений, главным образом в комплексах ископаемых почв, четко отражены разнообразные следы процессов, протекавших в условиях холодного и влажного климата, при котором существовала вечная мерзлота. На слабонаклонных поверхностях междуречий в первоначально сформировавшихся гумусированных почвах почти всюду гумус перемещен вниз, обычно по тонким трещинам, мерзлотным карманам и клиньям. На склонах почвы часто преобразованы процессами солефлюкции, отчасти или полностью уничтожены делювиальными процессами, плоскостным и линейным смывом. Ясно, что в это время климат был очень влажным и холодным. Условия для проявления эоловых процессов были неблагоприятными. Это был конец очередного цикла субаэрального осадконакопления.

Если рассматривать толщу четвертичных отложений равнин Сибири и умеренного пояса в целом, станет ясно, что она имеет сложное и в то же время закономерное строение, которое отражает, во-первых, зональную структуру географической среды, а во-вторых, резкие климатические колебания, которые вызывали пространственную миграцию географических зон и чередование гляциалов (или стадиалов) и интергляциалов (или интерстадиалов).

Зональное строение толщи выражено в том, что с севера на юг закономерно сменяют друг друга три основные континентальные осадочные формации: ледниковая, аквальная и аэральная. Эти формации

названы по главному типу осадконакопления, но они включают различные генетические типы отложений, которые образуют определенные парагенезы, ассоциации. В возрастном отношении толща разделена на ряд определенных горизонтов, которые прослеживаются во всех формациях и отражают определенные этапы осадконакопления. Формирование каждого возрастного горизонта было связано с очередным гляциалом (или стадиалом). В первую половину цикла осадконакопления господствовало отложение ледникового и водного материала, а во вторую – субаэрального, поэтому комплексы осадков разного генезиса как бы перекрывают друг друга. Основными разграничительными рубежами, разделяющими возрастные горизонты во всех формациях, являются педокомплексы и иные существенно биогенные осадки, накапливавшиеся в интергляциальных или интерстадиальных условиях.

Итак, три среды формировали толщу континентальных четвертичных отложений на равнинах Сибири и всего умеренного пояса: гляциальная, аквальная и аэральная, и три осадочные формации они оставили: субгляциальную, субаквальную и субаэральную, которые закономерно сменяют друг друга с севера на юг. Субаэральная формация, в особенности толща лёссовых отложений, отражает историю осадконакопления четвертичного периода и изменений природной среды наиболее полно. Во многих районах осадконакопление здесь протекало на протяжении большей части или почти всего четвертичного периода. Можно заключить поэтому, что изучение таких районов весьма перспективно. Оно позволит получить важнейшие данные для дальнейшего развития ледниковой теории и палеогеографии четвертичного периода.

Х.А.Арсланов, А.С.Лавров, Л.М.Потапенко

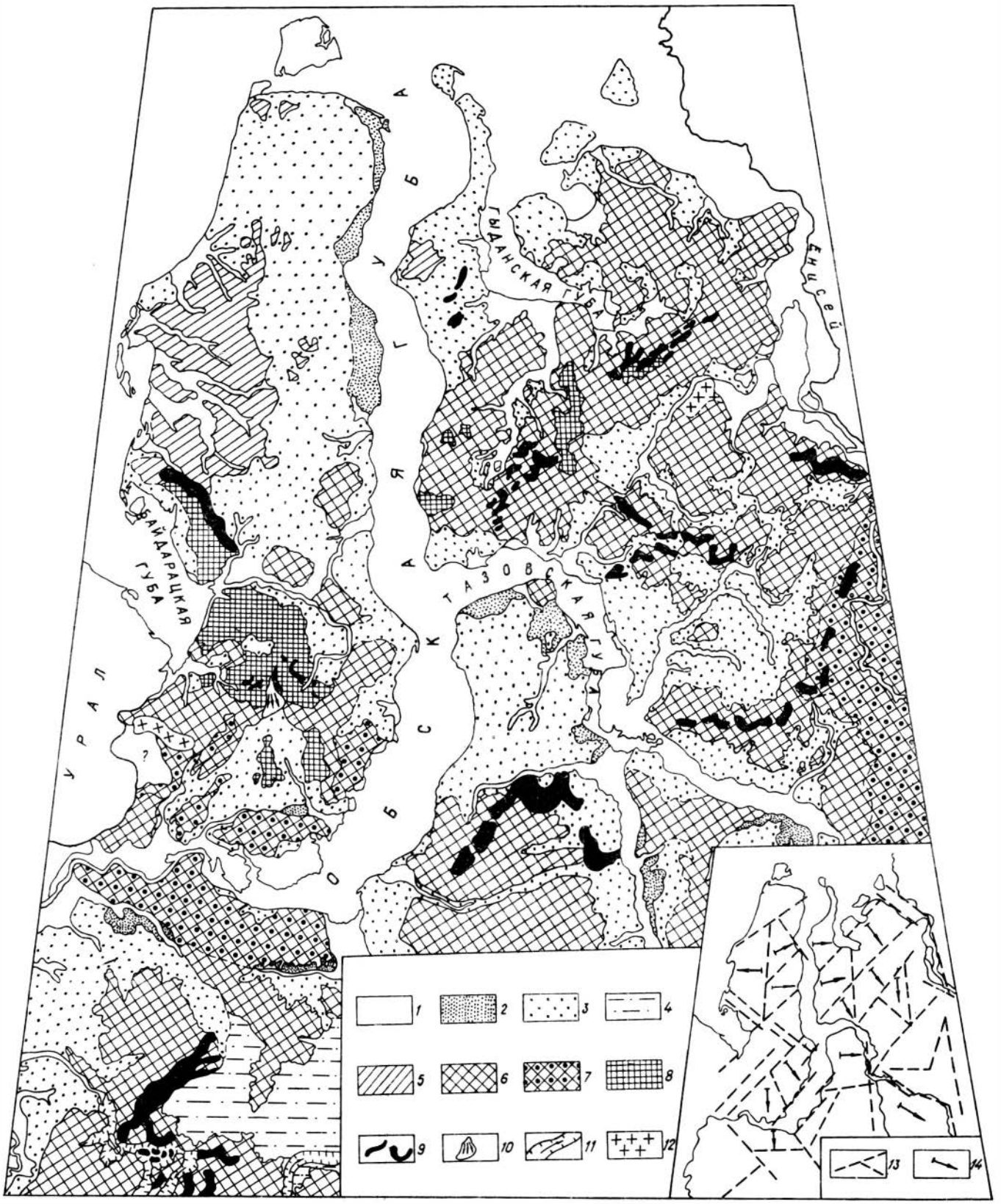
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Представления о характере оледенения севера Западно-Сибирской низменности заметно отличаются не только у исследователей

различных направлений (гляциалистов и антигляциалистов), но и у сторонников одной какой-либо концепции. Основная причина этого заключается в отсутствии до сих пор широкомасштабного морфогенетического анализа рельефа и геоморфологической карты региона, обеспеченной объективными морфологическими данными, позволяющими проводить строгие корреляции в пределах обширных территорий. Только такая геоморфологическая карта может служить основой при палеогеографических реконструкциях. Составление современной геоморфологической карты севера Западно-Сибирской низменности возможно лишь при геолого-съемочных работах, сопровождающихся полным комплексом дистанционных методов в сочетании с возможностью изучения большого количества наиболее интересных геологических разрезов в любой точке региона от Урала до Путорана. Именно таким видом геолого-съемочных работ является космофотогеологическое картирование (КФГК).

В методическом отношении КФГК представляет рациональное сочетание дистанционных и наземных видов исследований, проводимых в определенной последовательности. Трехлетний опыт работы в Западно-Сибирской низменности показал, что на первом этапе основное значение имеет последовательное дешифрирование космических снимков, начиная с мелкомасштабных и кончая наиболее детальными. На втором этапе проводится выборочное дешифрирование аэрофотоснимков по наиболее сложным или типичным участкам территории. Результаты дешифрирования на каждом этапе подвергаются уточнению во время аэровизуальных наблюдений по специально разработанной методике с последующей наземной проверкой преимущественно путем десантных посадок при помощи вертолета. Для наземного изучения выбираются разрезы, жестко привязанные к определенным элементам рельефа, отличающиеся полнотой и хорошим качеством, что обычно устанавливается при аэровизуальных наблюдениях. Изучение большинства разрезов сопровождается массовым отбором образцов для аналитических исследований.

Комплексное дешифрирование разномасштабных космических и аэрофотоснимков, подтвержденное наземными исследованиями, позволило надежно картировать: моренные равнины, холмисто-моренный рельеф различной контрастности, дугообразные полосы и валы на-



Геоморфологическая схема севера Западно-Сибирской низменности

I – аллювиальная терраса; 2 – терраса с абсолютными высотами 25–35 м; 3 – терраса с абсолютными высотами 25–35 м; 3 – терраса с абсолютными высотами 40–60 м (до 85 м) – "транзитная" терраса; 4 – терраса с абсолютными высотами 70–100 м; 5 – моренная равнина; 6 – пологий холмисто-моренный рельеф; 7 – контрастный холмисто-моренный рельеф; 8 – камы; 9 – напорные моренные с параллельно-грядовым рельефом поверхности; I0 – зандровый конусовидный шлейф; II – крупные ложбины стока талых вод и направление стока; I2 – дочетвертичные отложения, слагающие поверхность. На карте-врезке: I3 – основные зоны дробления ледникового покрова; I4 – направление уклона (снижения) поверхности

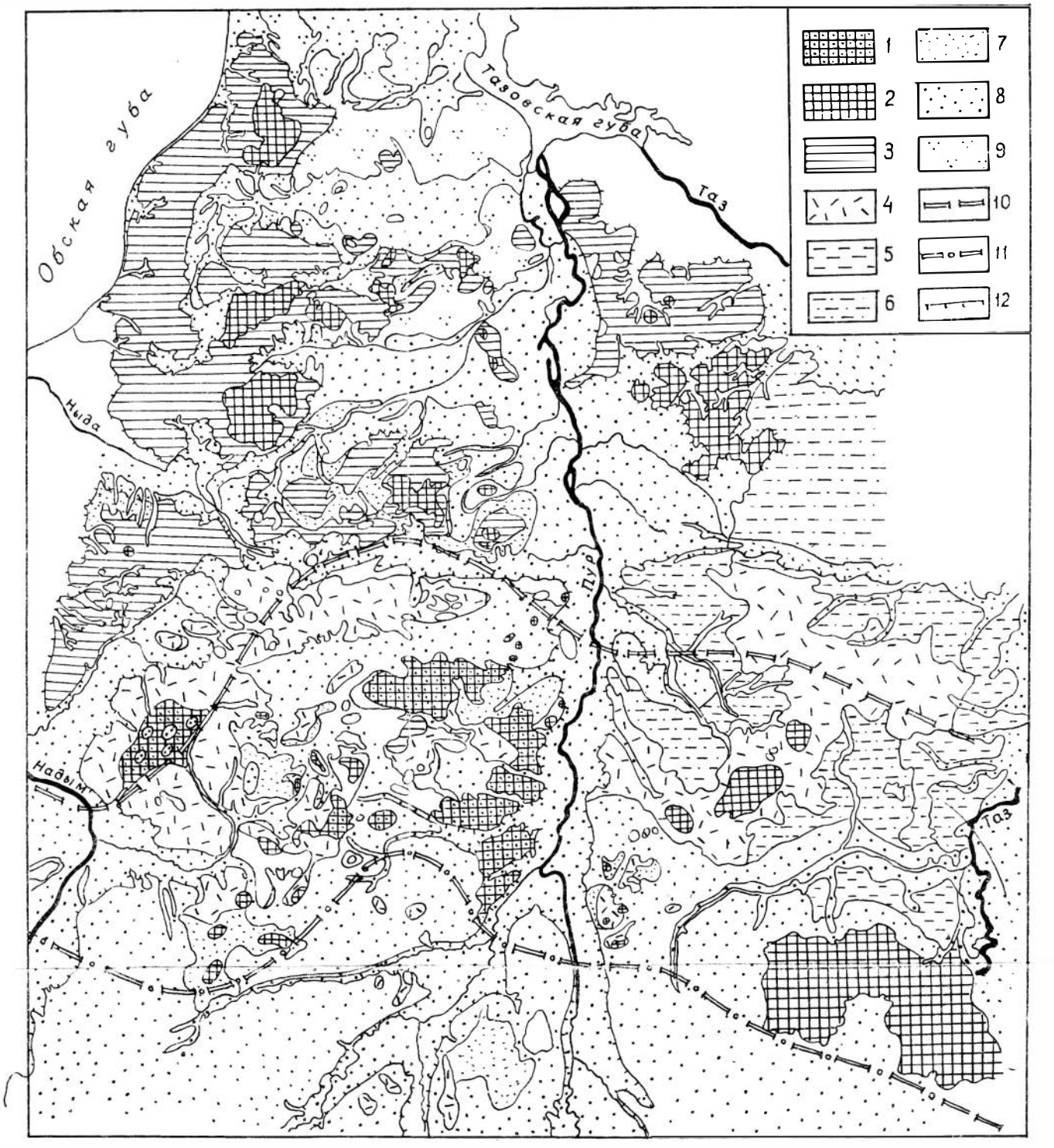


Рис.2. Литолого-генетическая карта Надым-Пур-Тазовского междуречья (к статье А.Е.Бабушкина, с.45) I – песчаная морена; 2 – глинистая морена; 3 – морские отложения; 4 – ледниково-морские; 5– озерно-ледниковые; 6 – аллювиально-озерные и озерные; 7 – озерно-аллювиальные, частично флювиогляциальные; 8 – аллювиальные, флювиогляциальные; 9 – прибрежно-морские. Границы ледниковых покровов по космоснимкам (Астахов, I980): I0 – хадуттэйская стадия; II – надымская стадия; I2 – граница распространения среднеплейстоценовых отложений

порных морен с параллельно-грядовым микрорельефом поверхности, камовые поля и лестницу террас, три из которых сложены осадками бассейнов ингрессионного или озерного типов, а четвертая, наиболее молодая, формирующаяся и сейчас, является аллювиальной (см. рисунок).

Морфология форм ледникового рельефа близка к морфологии классических европейских форм. В сочетании с находками ископаемого глетчерного льда и изначально мерзлых морен на полуостровах Ямал, Гыданском и в долине Енисея (Каплянская, Тарноградский, 1976,1977; Соломатин, Балу, 1978; Соломатин, 1980), полученные при КФГК геолого-геоморфологические данные не оставляют ни малейшего сомнения в повсеместном распространении последнего ледникового покрова на территории севера Западно-Сибирской низменности.

Позднезырянский возраст последнего оледенения, установленный по результатам геохронологических исследований (Троицкий, 1967; Последнее ..., 1977; и др.), подтверждается и новыми, полученными нами датировками органогенного материала из отложений, подстилающих морену последнего ледникового покрова в весьма удаленных друг от друга разрезах: в средней части п-ва Ямал (40 930±1580 лет, ЛУ-1166), в бассейнах рек Хадуттэ (45 940± 1760 лет, ЛУ-1165) и Бол.Хеты (24 720±510 лет, ЛУ-1220).

Наиболее высокая терраса (абсолютные высоты 70–100 м) не имеет повсеместного развития. Она отмечена только в верховьях Сухого Полуя и Хейгияхи (левый приток р.Надым), где примыкает к Полуйско-Казымской системе холмисто-моренного и параллельно-грядового рельефа. Огромные площади на севере Западно-Сибирской низменности – от низовьев Оби до берегов Карского моря – занимает терраса с абсолютными высотами 40–60 м. Это позволяет называть ее транзитной террасой. В некоторых районах поверхность транзитной террасы, не образуя каких-либо уступов, плавно повышается до 70–85 м.

Наиболее низкая терраса (абсолютные высоты 25–35 м) отмечена в бассейнах рек Таз, Полуй, Надым, Пур. Округлые очертания ее тылового шва и геологическое строение свидетельствуют об аллювиальном генезисе нижней и озерном происхождении верхней частей террасовой толщи. По мере продвижения к северу эта терраса постепенно сливается с транзитной, образуя с последней единую нак-

лонную террасу. Дешифрирование и прямые наблюдения показывают, что отложения всех террас наложены на морену последнего оледенения или вложены в нее.

В бассейне нижнего Енисея подобных террас нет. Их гипсометрический диапазон занимает классический ледниковый рельеф. Лишь в долинах рек Танамы, Яры, Соленой (левого притока Енисея) и в районе Усть-Порта развиты локальные террасы с абсолютными высотами от 40 до 80-90 м. На отдельных участках нижнего течения Енисея отмечены фрагменты днища узких ложбин стока талых вод, располагающихся параллельно руслу Енисея и, по-видимому, давших начало самому Енисею.

При ознакомлении с работами, посвященными последнему оледенению Западно-Сибирской низменности, без труда выявляются значительные расхождения во взглядах о положении границ последнего оледенения в период максимального продвижения ледникового покрова, о количестве стадий, о роли различных ледниковых центров (Волкова, Шурыгин, 1961; Земцов, 1976; Рагозин, 1976; Волков и др., 1978; Последнее ..., 1977; Астахов, 1980). Анализ геоморфологической карты, составленной по материалам КФГК, показывает, что в опубликованных работах рубежи максимального распространения последнего оледенения проведены нередко без достаточного морфологического обоснования, иногда лишь на основании субъективных представлений авторов. Зачастую предполагаемые границы рассекают на части массивы рельефа, единого по своей морфологии, генезису и сохранности (холмисто-моренный рельеф, поля камов и т.п.), а иногда протягиваются через обширные фрагменты террас. Практически все авторы проводят границы оледенения, максимально используя полосы параллельно-грядового рельефа. Многие считают его образованиями активного ледника (Астахов, 1980; Левков, 1980) - напорными моренами, маркирующими положение ледникового края в фазы его максимального распространения. Известны, однако, и другие представления о происхождении параллельно-грядового рельефа, согласно которым основная роль в его образовании принадлежит вертикальному статическому давлению ледникового края (Захаров, 1968, 1970; Гросвальд, Иоффе, 1973 и др.). Г.Ф.Лунгерсгаузен (1955) считал, что параллельно-грядовый рельеф образуется вдоль края мертвого льда.

Изучение рельефообразующей деятельности краевой зоны ледни-

ковых покровов на северо-востоке Русской равнины и, в частности детальное исследование внутренней структуры и механизма формирования валов с параллельно-грядовым рельефом поверхности, показали, что параллельно-грядовый рельеф маркирует рубежи стабилизации края уже деградирующего ледника (Лавров, 1981).

В настоящее время следует, по нашему мнению, отказаться от проведения границ оледенений вдоль поясов и фрагментов параллельно-грядового рельефа. Имеющихся в нашем распоряжении данных не хватает для обоснованного суждения о границе максимального продвижения последнего ледникового покрова в Западно-Сибирской низменности. Однако, приближенное представление о его минимальных размерах позволяет составить анализ взаимоотношений транзитной террасы Северного Приобья с ледниковым, в частности с параллельно-грядовым рельефом.

Данными КФГК установлено, что гипсометрическое положение параллельно-грядового рельефа не контролируется какой-либо изогипсой. Абсолютные высоты наиболее протяженных его полос (Халуттэйские гряды, гряды водораздела рек Танамы и Мессояхи) изменяются вдоль их простирания от 120-35 до 50-25 м. При этом существует достаточно определенная и однозначная взаимосвязь между гипсометрическим положением гряд, литологией образующих их отложений и особенностями морфологии. Наибольшая морфологическая выраженность свойственна, как правило, грядам, которые сложены с поверхности мореной и занимают высокое (80-180 м) гипсометрическое положение. Окончания полос параллельно-грядового рельефа, располагающиеся ниже абсолютных высот 60 м, окружены обычно поверхностью транзитной террасы, а в составе покрывающих отложений резко возрастает роль песков. Морфологическая выраженность гряд заметно снижается. Параллельно-грядовый рельеф, окруженный поверхностью транзитной террасы, погружается под толщу ее отложений, что свидетельствует об имевшем место этапе затопления гипсометрически низко расположенных окончаний полос параллельно-грядового рельефа водами бассейна, осадки которого образуют транзитную террасу. Особое значение приобретает тот факт, что затоплены были даже самые северные по положению (и молодые по возрасту) полосы параллельно-грядового рельефа. На этом основании можно сделать вывод, что транзитная терраса моложе последнего пояса параллельно-грядового рельефа, т.е. имеет позднеледни-

ковый возраст. В некоторой степени вывод о позднеледниковом возрасте транзитной террасы подтверждается данными радиоуглеродного анализа торфа из верхней части отложений транзитной террасы у озера Пеун-То (I2 260±I70 лет назад, ЛУ-II92).

О позднеледниковом возрасте транзитной террасы свидетельствует и ее соотношение с другими формами позднезырянского ледникового рельефа в различных частях севера Западно-Сибирской низменности. Так, в южной части Ямала, непосредственно прилегающей к долине Оби, абсолютные высоты холмисто-моренного рельефа не превышают 20-35 м, в то время как абсолютная высота поверхности транзитной террасы, ограничивающей его с севера, составляет 40-50 м. Столь же аномально низкое гипсометрическое положение занимают обширная моренная равнина к северо-западу от озера Нейто, поле камов и лимнокамов у южного окончания Байдарацкой губы и камовое поле, расположенное к северу от нижнего течения р.Юрибей на п-ове Ямал (см. рисунок). В последнем случае поверхность транзитной террасы как бы проникает между камами, теряясь в их массе. Важно, что ни моренные холмы, ни камы практически не утратили четкости своих очертаний, их склоны не носят следов воздействия вод бассейна. Аналогичные соотношения ледникового рельефа с транзитной террасой установлены также во многих районах Гыданского полуострова, в бассейнах рек Таз и Мессояха.

Все это подтверждает синхронность существования массивов (полей) неподвижного деградирующего льда и водного бассейна, осадки которого образуют транзитную террасу, их непосредственный контакт во многих районах севера Западно-Сибирской низменности, а также то, что отдельные поля мертвого льда окончательно растаяли уже после регрессии позднеледникового бассейна, воспрепятствовав, таким образом, погребению или хотя бы нивелированию холмистого ледникового и камового рельефа.

Учитывая географическое положение участков транзитной террасы, имеющих синхронный контакт с ледниковым рельефом, можно считать, что граница последнего оледенения располагалась не севернее линии р.Полуй - Хадуттэ - Советские озера.

Время формирования террас на севере Западной Сибири обычно определяют, опираясь на результаты радиоуглеродного датирования торфа и древесины. Основная часть датировок ограничена интервалом 45-I2 тыс. лет назад, но имеются и запредельные даты. Эти

материалы позволяют отнести террасы с абсолютными высотами поверхности 40–60 м к каргинскому времени. Близкие результаты датирования отложений, подстилающих морену последнего оледенения, и отложений транзитной террасы, крющих эту морену, обусловили необходимость изучения вопроса об автохтонности растительных остатков, подвергшихся радиоуглеродному анализу. В подавляющем большинстве случаев эти остатки представлены древесиной, торфом и растительным детритом. Древесина часто обуглена, ожелезнена и окатана, залегает нередко в косослоистых песках. Торф и растительный детрит образует многочисленные, но тонкие (I–5 см) прослойки в толщах алевритов и песков. Концентрируясь в отдельных интервалах, прослойки детрита создают впечатление мощного (I–4м) пласта. Подобное залегание не свидетельствует об автохтонности датированного материала. Неудивительны поэтому весьма частые инверсии дат, полученных из разных пластов единого разреза, или значительное (до 20 тыс. лет) различие дат по древесине и торфу одного горизонта. Даты "каргинского" возраста (20–49 тыс. лет и более) из надморенных террасовых отложений местами оказываются древнее дат из подморенных толщ (23–46 тыс. лет). Все это свидетельствует о переотложении растительных остатков. Если принять, что датировки подморенных отложений не занижены, то датировки отложений транзитной террасы следует считать одревненными за счет переотложения органогенного материала или привноса в него углерода из более древних отложений. В этом случае возраст транзитной террасы должен приниматься как позднеледниковый. Если же допустить возможность занижения датировок подморенных отложений и признать каргинский возраст транзитной террасы, то придется отказаться от представлений о позднезырянском возрасте последнего ледникового покрова и считать его не моложе чем раннезырянский. Мы отдаем предпочтение при определении возраста террас не геохронологическому анализу, а геолого-геоморфологическому методу. Этим определяется наша позиция в вопросе о возрасте террасовых уровней севера Западной Сибири, который мы принимаем поздне- и послеледниковым.

Существенные различия террасовых комплексов в бассейне нижнего течения Оби и Енисея свидетельствуют о том, что дегляциация Нижнего Приобья началась ранее, чем на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. Долина Енисея заложилась уже после ре-

рессии нижнеобского позднеледникового бассейна, сформировавшего транзитную террасу 40–60 м в Нижнем Приобье.

Как отмечалось выше, деградация последнего ледникового покрова происходила при очень высоком уровне водного бассейна. Причем этот уровень не снижался и в период далеко зашедшей, необратимой дегляциации, когда сплошного ледникового покрова уже не существовало, а север Западной Сибири был покрыт разобщенными полями неподвижного (мертвого) льда. Общеизвестно, что в период последнего оледенения уровень Мирового океана понижался более чем на 100 м и, по данным Р.Фейербриджа, Х.Фиска и Ф.Шепарда (Леонтьев и др., 1975), в позднеледниковое время располагался на 20–40 м ниже современного уровня. Этот факт в сочетании с установленным при КФГК отсутствием в период деградации сплошного ледникового фронта в северной части Западной Сибири не позволяет связывать высокие уровни позднеледниковых бассейнов с ледниковым подпруживанием . Более вероятным представляется уже предложенное в литературе (Последнее ..., 1977) объяснение высокого положения базиса как результата значительного по амплитуде общего гляциоизостатического прогибания региона в период развития последнего ледникового покрова, прогибания, которое не было полностью скомпенсировано движениями обратного знака к финалу деградации ледника.

Анализ конфигурации полей ледникового рельефа, террас и гидросети, по ряду признаков заложившейся вдоль основных направлений стока талых ледниковых вод, показывает, что в их плановых соотношениях проявляется тяготение к концентрации вдоль прямолинейных зон, имеющих ортогональную или диагональную ориентацию относительно стран света. Подобная тенденция дает основание считать, что в процессе деградации ареального типа истончавшийся ледник прошел через фазу дробления на фрагменты различных размеров и очертаний, быстро превратившихся в поля неподвижного (мертвого) льда. Прямолинейность границ ледяных полей приводит к естественной мысли о связи зон дробления ледника с зонами древних тектонических разломов.

С целью выяснения взаимосвязи границ полей неподвижного льда с глубинным строением севера Западно-Сибирской плиты (Самойлюк, Лавров, 1980) был проведен углубленный анализ данных сейсморазведки и морфологии потенциальных полей. Результаты ана-

лиза позволили уверенно выделить мегаблоки и блоки земной коры, границами которых служат зоны глубинных и коровых разломов, группирующихся в две системы – ортогональные и диагональные относительно стран света. Помимо ориентировки почти повсеместно установлено и плановое совпадение зон разломов с границами полей неподвижного льда. Таким образом, образование последних можно рассматривать как одно из проявлений дифференцированных движений мегаблоков и блоков земной коры.

По разные стороны зон разломов нередко отмечаются резкие изменения (перепады) гипсометрического положения не только поверхности дочетвертичных отложений, но также и отложений каргинского и позднезырянского возраста. Амплитуды перепадов составляют 50–150 м. Кроме того, в пределах многих тектонических блоков проявляется четкая тенденция к наклону обширных участков моренной равнины, холмисто-моренного рельефа и поверхности транзитной террасы. Абсолютные высоты последней при этом нередко плавно понижаются от 85 до 30–40 м. Явления подобного рода выражаются в отчетливой асимметрии восточных и западных берегов Обской губы, Тазовского п-ова, п-ова Явай. право- и левобережий рек Танамы, Хадуттэ, Ярудея, нижнего течения р.Таз и других участков Западно-Сибирской низменности.

Опираясь на сравнение с результатами детального изучения аналогичных явлений на севере Печорской низменности (Лавров, 1976, 1978; Самойлик, Лавров, 1980), мы полагаем, что дифференцированные движения блоков земной коры Западно-Сибирской низменности имели гляциоизостатическую природу, происходили в позднеледниковое время на фоне общего гляциоизостатического воздымания региона и сводились в основном к перекосу мегаблоков и блоков литосферы.

А.Е.Бабушкин

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДЫМ-ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Территория Надым-Пур-Тазовского междуречья в геологическом отношении наименее изучена, но, вместе с тем, она является наиболее интересной частью ледниковой зоны Западно-Сибирской равнины, так как в ледниковые эпохи здесь происходило смыкание Уральского, Карского и Средне-Сибирского ледниковых покровов. Чередование оледенений и морских трансгрессий создали специфические условия, в которых формировались сложные генетические комплексы отложений.

Автором в этом районе проводились работы по прогнозированию минерального сырья для промышленности строительных материалов, в процессе которых был получен обширный фактический материал по литологии и минералогии четвертичных отложений, что позволило сделать некоторые выводы по генезису наиболее распространенных здесь типов четвертичных отложений. С этой целью была проведена статистическая обработка данных гранулометрических анализов пород различных генетических типов по способу квартилей (Рухин, 1947; Trask, 1932) и подсчитаны гранулометрические коэффициенты: коэффициент сортированности (S_o), коэффициент асимметрии (S_k), медианный диаметр (M_d). Эти данные были вынесены на треугольную диаграмму с вершинами, соответствующими 100 % содержанию глинистой (< 0,005 мм), алевритовой (0,05-0,005 мм) и песчаной (> 0,05 мм) фракций, что позволило выделить поля, отвечающие в каждом конкретном случае определенным литогенетическим типам пород (рис.1). Это находит отражение в генетической классификации, составленной автором для наиболее распространенных здесь типов четвертичных отложений (см. таблицу).

Генетическим классификациям четвертичных ледниковых отложений посвящены работы Р.Флинта (1963), Е.В.Шанцера (1966), С.Л.Стрелкова (1965), В.А.Зубакова (1968), Е.В.Рухиной (1973) и др. Наиболее распространенной является классификация генетических типов континентальных отложений Е.В.Шанцера (1980). В этой классификации выделяется парагенетический ледниковый ряд, в который входит две группы: собственно ледниковые отложения и водно-ледниковые отложения. В последнюю включается подгруппа флю-

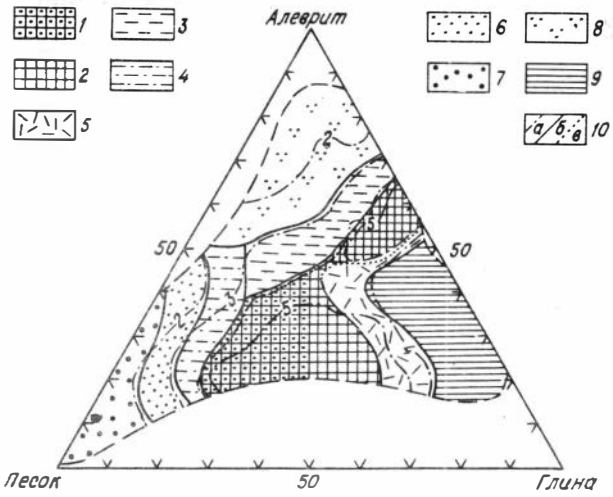


Рис.I. Литолого-генетическая диаграмма четвертичных отложений Надым-Пур-Тазовского междуречья

Морены: I - песчаная, 2 - глинистая, 3 - ледниково-морские (ледово-морские) отложения; 4 - озерно-ледниковые, 5 - аллювиально-озерные и озерные, 6 - озерно-аллювиальные, частично флювиогляциальные, 7 - аллювиальные, флювиогляциальные, 8 - прибрежно-морские, прибрежно-озерные, 9 - морские, IO - изолинии коэффициента сортированности

виогляциальных и лимногляциальных осадков. Однако, несмотря на неоспоримые достоинства, данная классификация не охватывает всех генетических типов отложений, связанных с четвертичными оледенениями, и в частности ледниково-морских и ледово-морских образований. Кроме того, выделенные генетические типы лишены конкретного литологического обоснования. В этом отношении более удачна классификация морен польских геологов (B.Krigovski, I970), основанная на внешних признаках морен, гранулометрическом составе, форме обломков, петрографо-минералогическом составе, текстурных особенностях, цвете и других признаках.

Генетическая классификация четвертичных отложений Надым-Пур-Тазовского междуречья

Генетический ряд	Генетическая группа	Генетический тип	Литологический состав отложений	Гранулометрические коэффициенты		
				Md	So	Sk
Ледниковый	Собственно ледниковая	Морены континентальные	Пески глинистые с галькой и валунами	0,01–0,01	4,5	0,10 0,50
			Глины песчанистые с галькой и валунами	0,01–0,003	4,5	0,50 1,20
	Водно-ледниковая	Флювиогляциальный	Пески, галечники, алевриты, глины (озы, камы, зандры)	0,12–0,88	1,5–2,5	0,50 1,0
		Озерно-ледниковый	Глины ленточные, алевриты, редко с гравием	0,016–0,04	2,5–4,0	0,5–1,0
Переходный	Ледниково-морская	Ледниково-морской Ледово-морской	Глины, суглинки мореноподобные, алевриты	0,1–0,01	3,5–5,7	0,5–1,2
Водный	Флювиальная	Аллювиальный	Пески, супеси	0,12–0,20	1,4–2,0	0,8–1,0
	Прибрежно-морская	Прибрежно-морской	Алевриты, пески мелкозернистые	0,012–0,032	2,1–2,8	0,65–0,88
	Морская	Морской	Глины, глинистые алевриты	0,002–0,007	2,1–3,6	1,16–1,35

В классификации Е.В.Рухиной (1973) наиболее полно рассматриваются отложения покровно-ледниковой формации для европейской части СССР. Она подразделяется на собственно ледниковые (морены), переходные и водно-ледниковые. В составе ледниковой формации выделяются основные, локальные и напорные морены, переходные делятся на абляционную и бассейновую, водно-ледниковые- на флювиогляциальные и озерно-ледниковые. Е.В.Рухиной приведена гранулометрическая характеристика морен, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. К сожалению, в работе отсутствуют сведения по статистической обработке данных гранулометрических анализов, хотя, по ее же высказыванию (Рухина, 1973, с.79) "наиболее характерным признаком для классификации отложений и установления их генезиса является гранулометрический состав".

Исследования С.А.Архипова, М.Р.Вотах, А.В.Гольберта и др. (Последнее ..., 1977) в Нижнем Приобье позволили на основании литолого-фациального изучения отложений последнего (зырянского) оледенения дать литолого-геохимическую характеристику различным генетическим типам отложений: ледниковых, ледниково-морских, озерно-ледниковых, аллювиальных и флювиогляциальных. Для отложений зырянского оледенения приведены основные гранулометрические характеристики, которые в общем подтверждают выводы, полученные нами для Надым-Пур-Тазовского междуречья.

В основу предлагаемой автором генетической классификации положена классификация генетических типов Е.В.Шанцера (1980), в которую введены ледниково-морские, ледово-морские, морские и прибрежно-морские отложения, а также гранулометрические коэффициенты всех выделенных генетических типов.

Под генетическим типом, в представлении Е.В.Шанцера (1980), понимается совокупность или парагенетическая ассоциация осадочных горных пород, образующихся в определенной природно-динамической обстановке и характеризующихся только им присущими литогенетическими признаками. Выделяются следующие генетические типы отложений и фаций.

В с е м о р е н ы по гранулометрическому составу относятся к группе смешанных пород (Рухин, 1961) и характеризуются низкой сортированностью (So-4,0-4,5), что согласуется с данными, приведенными Е.В.Рухиной (1973) для европейской части СССР, и Т.Г.Шелеховой, С.С.Сухоруковой (1978) для Белогорского материка

и низовий р.Енисея. На генетической диаграмме (см. рис.I) они занимают центральную часть, смещаясь вправо, в сторону алеврит-глина. Отложения представлены несортированными песчано-алевритглинистыми породами, в различной степени насыщенными галькой, валунами и грубым песчано-глинистым материалом. По преобладающему содержанию фракций выделяются фации песчано-алевритовых и алевритово-глинистых морен.

Песчано-алевритовые морены распространены на водоразделе рек Надым-Пур и на правобережье среднего течения р.Пур. Содержание песчаной фракции (0,05 мм)- 42-53 %; алевритовой (0,05-0,005 мм) - 20-25 %; глинистой (0,005 мм)- I2-I8 %. Коэффициент сортированности - 4,8-5,2. Медианный диаметр - 0,03 мм. Коэффициент асимметрии - 0,I0-0,5.

Глинисто-алевритовые морены распространены на левобережье р.Таз, в среднем и нижнем течениях. Содержание песчаной фракции не превышает 20 % (среднее I0-I2), алевритовой - 47-64 % (среднее 55), глинистой - 30-45 % (среднее 35). Коэффициент сортированности - 5,7-6,5; медианный диаметр - 0,0I мм. Коэффициент асимметрии колеблется в широких пределах - от 0,5 до I,2. Глинисто-алевритовые морены среднего течения р.Таз в шлифах представляют собой алеврит глинистый, песчанистый с включением диатомовых водорослей и спикул губок. Структура псаммо-алевритовая, текстура массивная. Обломочный материал (60-65 %) плохо отсортирован. Песчаные обломки составляют I0-30 %. Обломки угловатые и полуугловатые, представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками глинистых и кремнистых пород. Цемент монтмориллонитовый? с примесью тонкодисперсных гидроокислов железа. Акцессорные минералы представлены цирконом, эпидотом, гранатом, турмалином, ильменитом, магнетитом, глауконитом, гидроокислами железа.

Флювиогляциальные отложения отлагаются потоками талых ледниковых вод и представлены преимущественно песками с галькой и гравием. Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений зависит от динамики водного потока, возникающего при таянии ледников. В этом отношении они сходны с аллювиальными, что было отмечено ранее рядом исследователей (Последнее ..., I977). На генетической диаграмме флювиогляциальные отложения вместе с аллювиальными занимают нижний левый угол, смещаясь в сторону более высоких значений коэффициента сортирован-

ности. Гранулометрический состав отложений колеблется в широких пределах (медианный диаметр 0,12–0,88 мм); коэффициент сортированности – 1,5–2,5; асимметрии – 0,5–1,0.

Флювиогляциальные отложения образуют озы, камы, зандры, а также линзы среди моренных толщ и представлены песками, галечниками, супесями. На Сибирских Увалах выделяются холмы и гряды различного направления высотой до 30–40 м, сложенные разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Грубообломочный материал приурочен обычно к поверхности холмов, покрывая их как бы плащом. Мощность галечников не превышает первых метров, обычно составляя 0,5–1,0 м.

В бассейне р.Танловы, по данным Г.П.Евсеева и И.В.Рейнина (материалы геолого-съемочных работ), выделяются высокие холмы, сложенные с поверхности галечниками, которые книзу сменяются песками с галькой. Состав гальки преимущественно сидеритовый. В верховьях р.Правой Хеты и Танловы были отмечены аналогичные холмы, где в составе галечного материала, кроме сидеритов, были отмечены обломки палеогеновых диатомовых глин. Описанные холмы напоминают по форме образования типа камов.

Флювиогляциальные отложения в районе Сибирских Увалов и южнее образуют обширную зандровую равнину, окаймляющую с юга морену тазовского оледенения. Представлены они песками, иногда грубозернистыми с гравием, галькой и валунами. Характерно уменьшение размера песчаной фракции и количества обломочного материала с севера на юг по мере удаления от края морены.

Южнее р.Пур-Пе выделяются локальные участки несортированных, мореноподобных отложений, окаймленных флювиогляциальными песками, типичными для полей "мертвого льда". Наиболее крупнозернистый материал залегает непосредственно вблизи морены, при удалении крупность фракции постепенно уменьшается, появляются тонкозернистые пески и алевриты.

О з е р н о - л е д н и к о в ы е отложения образуются в различных по размерам озерных водоемах, существовавших в эпохи дегляциации, они близки по гранулометрическому составу к мелкозему морен, отличаясь от них незначительным содержанием обломочного материала и лучшей его сортировкой (S_0 –2,5–4,0). В составе озерно-ледниковых отложений как гляциальных, так и перигляциальных зон преобладают глины, алевриты, мелкозернистые пески. Сред-

нее содержание песчаной фракции – 25 %, алевритовой – 57 %, глинистой – 18 %. Медианный диаметр – 0,016–0,04 мм, коэффициент асимметрии – 0,5–1,0 (среднее 0,85). В бассейне р.Хеты С.Л.Троицким (1966) к озерно-ледниковым отнесены отложения, вскрытые скважиной 10х в интервале 13,6–23,3 м. По данным Е.В.Шумиловой (1971), они представлены алевритово-глинистой породой с содержанием песчаной фракции 25–50 %, алевритовой – 34–36 %, глинистой 16–39 %. Медианный диаметр 0,014–0,05 мм, коэффициент сортированности 3,29–3,78, коэффициент асимметрии 0,4–1,0. В породе много чешуйчатого хлорита и гидрослюд (серицита), в большом количестве присутствуют также зерна карбоната, часто в форме оолитоподобных зерен в тонкой лимонитовой корочке. Кроме того, встречаются одиночные ромбоэдры доломита, заметно окисленного с поверхности. Слюды зеленые, буроватые и бесцветные. Встречаются зерна глауконита хорошей сохранности а также многочисленные обрывки растительных тканей.

К л е д н и к о в о – м о р с к и м (ледово-морским) отложениям, согласно Ю.А.Лаврушину (1976), относятся осадки, формирующиеся на шельфе опресненного морского бассейна при многократном наступании и отступании ледников с прилегающих акваторий. Они накапливались в конце оледенений в приледниковых бассейнах и изостатических прогибах, глубина которых под ледниковым панцирем могла достигать 600–900 м (Архипов, 1981). При трансгрессии возникали условия, при которых море контактировало с деградировавшими ледниками. В этом случае был неизбежен также разнос обломочного материала плавающими льдами и образование ледово-морских отложений. Характерной особенностью описываемых отложений является наличие в разрезе как грубых несортированных (мореноподобных) пород, так и тонких, хорошо отмученных, нередко слоистых глинистых осадков. На генетической диаграмме они занимают поле между моренными и морскими образованиями. Коэффициент сортированности ледниково-морских отложений колеблется от 3,5 до 5,7; коэффициент асимметрии от 0,5 до 1,2. Наиболее характерный разрез ледниково-морских отложений описан нами в среднем течении р.Пур-Пе, на ее левом берегу. Здесь в обнажении высотой до 14 м выходят сильно деформированные палеогеновые отложения (туртасская? свита), образующие антиклинальную складку с углами падения от 45° до 70°, в бортах которой вскрываются (снизу-вверх):

I. Переслаивание серых слоистых алевритистых глин (мощностью от 20 до 40 см) с темно-серыми грубыми (мореноподобными) суглинками (мощностью от 3 до 10 см). Мощность 4,0 м.

2. Глина серая алевритистая плотная с неправильными прослоями и включениями тонкозернистых глинистых песков, участками грубогоризонтально-слоистая. Мощность 0,7-0,8 м.

3. Глина серая алевритистая плотная с прослоями темно-серых аргиллитоподобных глин с зеркалами скольжения и горизонтальной слоистостью. Мощность 1,7-1,8 м.

Отложения подобного типа вскрыты скважинами в бассейне р.Надым, описаны в обнажениях по р.Пур (урочище "Каменная гора"), в бассейнах рек Часельки, Тольки, Таза а также установлены сейсмическими скважинами на водоразделе рек Пура-Таза. В описываемых отложениях обнаружены комплексы диатомовых как морских, солоноватоводных, так и пресноводных, что свидетельствует о сильном опреснении морского бассейна.

По данным минералогического анализа, легкая фракция мореноподобных отложений представлена кварцем (64,9 %), полевыми шпатами (34,5 %). В составе тяжелой фракции преобладают ильменит, магнетит (25,5 %), эпидот-цоизит (40,9 %), роговая обманка (13,4 %); присутствуют лейкоксен (4,2 %), гранат (2,3 %), циркон (2,4 %), сфен (4,0 %), турмалин (3,0 %). Минеральный состав сортированных глин в бассейне р.Пур-Пе в общем близок составу мореноподобных пород, отмечается только увеличение кварца (79,4 %), лейкоксена (9,8 %), уменьшение полевых шпатов (15,8 %), появляется сидерит и глауконит. Минеральный состав глинистой фракции в обоих случаях гидрослюдистый, монтмориллонитовый.

В разрезе ледниково-морских отложений преобладают глинистые породы. Песчаная фракция составляет 12,5-43,0 %, алевритовая - 40-52 %, глинистая - 18,8-35,0 %. Мореноподобный материал приурочен в основном к нижней части разреза, в верхней - состав отложений преимущественно глинистый. Такая же закономерность в распространении несортированных пород отмечается в скважинах профиля Нумги-Самбург (Шумилова, 1971). Характерной особенностью ледниково-морских отложений являются гляциодислокации, выражающиеся в образовании разнообразных смещений, зон смятия и брекчирования.

К п р и б р е ж н о - м о р с к и м относятся отложе-

ния, образующиеся вблизи береговой линии, в пределах литоральной и частично сублиторальной зон. Этому типу в пределах данной территории в большей степени соответствует комплекс казанцевских и частично санчуговских песчано-глинистых отложений. Они представлены глинистыми алевритами, алевритистыми глинами и тонкозернистыми песками, содержащими обломки и целые раковины морских моллюсков (Земцов, 1976) и фораминифер (Гудина, 1966, 1969). Породы среднесортированные (So-2,0-3,0) с горизонтальной, диагональной и косой слоистостью. По данным гранулометрического анализа, содержание песчаной фракции колеблется от 12 до 74 %,алевритовой от 17 до 61 %, глинистой от 9 до 26 %. Медианный диаметр - 0,017-0,032 мм, коэффициент сортированности (средний) - 2,4-2,8; коэффициент асимметрии - 0,65-0,88.

В бассейне р.Хеты Е.В.Шумиловой (1971) в скв.10х (интервал 26-52 м) описаны морские казанцевские отложения. Породы содержат много растительного детрита, богатую фауну фораминифер с остатками кремниевой микроорганики, глинисто-хлоритовый цемент, часто базального типа. Встречаются оолиты кальцита и зерна доломита, свидетельствующие о мелководных (вероятно, прибрежно-морских) условиях формирования отложений (Швецов, 1958).

М о р с к и е отложения характеризуются более глинистым составом. Глины горизонтально-слоистые, нередко с тонкими прослоями ленточных алевритов и тонкозернистых песков. Отложения содержат многочисленные раковины морских моллюсков, свидетельствующие об образовании их в морских условиях. Полные разрезы их вскрыты скважинами профиля Нумги-Самбург, пробуренными Ямало-Ненецкой геолого-разведочной экспедицией Тюменского геологического управления. Породы сложены преимущественно алевритовыми и глинистыми частицами, содержание тех и других обычно близко и по отдельности колеблется в пределах 50 %. Коэффициент сортированности колеблется от 2,1 до 4,5; медианный диаметр 0,002-0,007 мм. Коэффициент асимметрии 1,15-1,35 (средний - 1,2). Морские глинистые отложения люлинворской свиты отличаются более тонким гранулометрическим составом. По результатам анализа 12-и проб содержание фракции 0,005 мм составляет в среднем 69 %, 0,05-0,005 мм - 25 %, 0,05 мм - 6 %. Медианный диаметр колеблется от 0,002 до 0,003 мм при среднем 0,0027 мм. Коэффициент сортированности обычно не превышает 3,0 (средний 2,8), что отличает палео-

геновые глины от среднечетвертичных морских глинистых образований, коэффициент сортированности которых, как правило, больше 3. Состав глин монтмориллонитовый, в подчиненном количестве присутствуют гидрослюда и каолинит.

На основании проведенного литолого-генетического анализа четвертичных отложений Надым-Пур-Тазовского междуречья следует сделать вывод, что определенным генетическим типам пород характерен только им присущий гранулометрический состав, а это позволяет наряду с другими признаками достаточно уверенно выделять их на генетической диаграмме. Опыт применения диаграммы для палеогеографических реконструкций показан на примере литолого-генетической карты (см.рис.2, с.28-29),построенной на основании большого числа (свыше 8000) гранулометрических анализов.

Е.И.Сахарова, Р.И.Устюгова, О.П.Бурьянова

СЛЕДЫ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНАХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕК КУРЕЙКИ И СЕВЕРНОЙ

Геоморфологическое строение юго-западного обрамления гор Путорана в бассейнах нижнего течения рек Курейки и Северной бесспорно указывает на покровный характер последнего, бывшего здесь оледенения. Хорошо сохранившиеся формы аккумулятивного ледникового мезо- и микрорельефа и соответствующие им осадки прослеживаются не только в понижениях рельефа, но и занимают обширные площади в пределах водораздельных возвышенностей на любых высотах. Возраст сформировавшего их покровного ледника из-за отсутствия абсолютных датировок и неясности их соотношений с датированными толщами в долине Енисея точно не установлен. Большинством исследователей в последнее время он принимается как сартанский (Кинд, 1974; Проблемы ..., 1976; Архипов и др., 1980), что отражено в региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной в 1981 г. Результаты исследований Эвенкийского отряда географического факультета МГУ 1979-1981 гг. в бассейне р.Курейки в районе Рудничного Камня и р. Се-

верной от устья р.Верхний Хугдикант почти до устья р.Пашкиной, хотя и не позволяют решить вопрос окончательно, но в целом подтверждают предполагаемый сартанский возраст последнего бывшего здесь оледенения.

Ледниковый рельеф и слагающие его осадки имеют следующее строение: широко распространена морена, которая почти повсюду ложится непосредственно на дочетвертичные породы, перекрывая прерывистым плащом сильно расчлененный (с амплитудой до 200–550 м) доледниковый эрозионно-денудационный рельеф, возможно, лишь несколько видоизмененный ледниковой экзарацией в течение плейстоцена. Мощность морены колеблется в пределах первых двух десятков метров. Максимальная мощность, вскрытая скважинами, в депрессии рельефа достигает 73 м (в долине р.Пелядки близ озера Ершово), на низких (300–350 м) водораздельных плато – около 35 м (в 9 км к северо-востоку от озера Пашкино). На высоких (400–600 м) плато она обычно не превышает нескольких метров. На наиболее расчлененных, относительно крутосклонных возвышенностях морена не сохранилась.

Представлена морена типичными галечно-валунными суглинками и супесями, иногда сильно опесчаненными. Среди галек и валунов господствуют породы траппового комплекса (различные долериты, единично-базальты), составляющие в пробах галек в среднем около 65 % и почти 100 % среди валунов. Остальные гальки представлены местными палеозойскими породами, в основном терригенными (в среднем около 32 %) и частично карбонатными. В небольшом количестве встречаются туфы. Никаких экзотических для Средне-Сибирского плоскогорья (с Таймыра, с севера Западной Сибири) пород в морене, как и в других осадках ледникового комплекса, не отмечено. Такой состав крупнообломочного материала, а также высокое (в среднем 60 %) содержание пироксенов в тяжелой фракции мелкозема морены говорят о движении ледника, отложившего морену, из Путоранского центра.

Морена формирует на водораздельных плато и их склонах спокойный полого-холмистый рельеф, нередко с заболоченными и заозеренными понижениями между холмами. Лишь местами, в основном на нижних ступенях плато, наблюдается более ярко выраженный мелко- и микрохолмисто-западинный беспорядочный рельеф (с превышениями в пределах первых метров), созданный абляционной мореной, вероятно, на участках, где движение льда замедлялось.

У северо-западной окраины района, на междуречье р.Гуткочи и р.Большой Кожарки и по левобережью р.Левой Кожарки прослеживается сложно построенная краевая моренная гряда. В плане она образует цепочку полудуг, обращенных выпуклостью на юго-юго-запад и запад, что также указывает на движение ледника с плато Путорана (см. рисунок I). Относительная высота гряды от 20-30 м (на крайнем севере) до 50-100-120 м при ширине от I-I,5 до 4-5 км. Местами она распадается на две параллельные гряды, разделенные глубокой продольной ложбиной.

В пределах этой крупной краевой формы наблюдаются многочисленные холмы и отдельные крутосклонные продольные гряды высотой 5-15-25 м и узкие котловины, занятые озерами и заболоченные. С поверхности холмы и гряды сложены мореной (видимой мощности до двух метров) и водно-ледниковыми осадками. На меридиональном участке краевой гряды, где она достигает максимальной абсолютной высоты (200-220 м), кроме аккумулятивных, встречаются холмы и гряды, сложенные долеритами, так что, по-видимому, на этом отрезке гряда насажена на выступ коренного ложа. Южнее, поворачивая на юго-запад, гряда постепенно снижается и у западной границы исследованного района, выходя в пределы Приенисейской низменности, теряет свои четкие очертания. Несколько западнее, в бассейне р.Большой Кожарки прослеживается еще одна невысокая холмистая гряда*, параллельная вышеописанной (см. рисунок I).

По заключению рабочего полевого совещания по проекту МПГК "Четвертичное оледенение северного полушария", посвященному проблемам оледенения Средней Сибири в 1981 г., сартанский ледник не доходил в рассматриваемой области до долины Енисея (краевые образования второго позднеплейстоценового оледенения пересекают Енисей значительно севернее у пос.Потапово). Можно полагать, что описанная краевая гряда, а также небольшая гряда в бассейне р.Большой Кожарки расположены у границы максимального распространения на запад Путоранского ледника в сартанское время, и, соответственно, морена в исследованном районе формировалась в первую (максимальную) стадию сартанского оледенения. Вероятно, за пределами района к этому же времени относятся сартанские краевые образования, выделяемые Л.Л.Исаевой, М.А.Бардеевой, Ю.Б.Файнером

* Выделена Ю.Б.Файнером (устное сообщение)

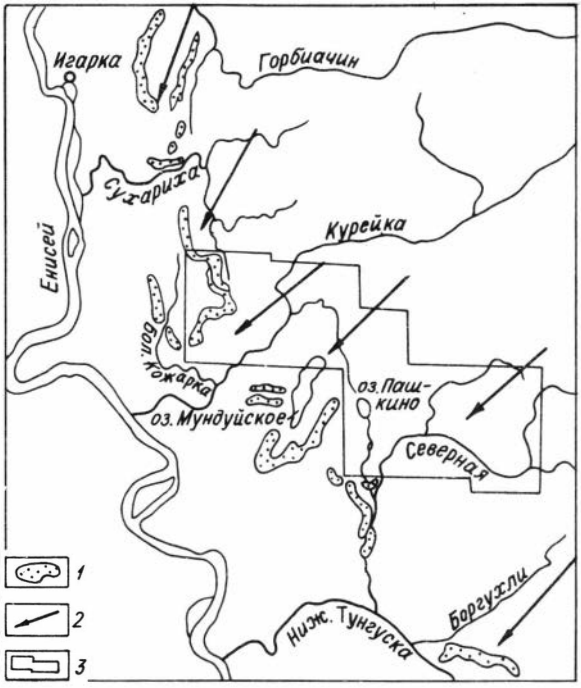


Схема распространения краевых образований максимальной стадии сартанского оледенения на правобережье Енисея на участке от р. Нижней Тунгуски до Игарки
I – краевые гряды, 2 – направление движения ледника, 3 – границы района исследований

(устные сообщения), В.И.Астаховым (Палеогеография ..., 1980) с юга от котловин Мундуйского и Пашкинского озер и на севере в бассейне р.Сухарихи и р.Горбиачин (см. рисунок).

Как с дистальной, так и с проксимальной стороны краевой гряды на исследованной территории расположены обширные озерные котловины, выполненные озерно-ледниковыми осадками. Следы крупных ледниковых озер зафиксированы также в долине р.Северной несколько северней Пашкинской краевой зоны и на восточной окраине района в депрессии у устья р.Верхний Хугдокант.

Большие площади, главным образом в бассейне р.Северной, занимает озово-камовый беспорядочный мелко- и крупнохолмистый, грядово-холмистый, осложненный многочисленными озерными котловинами рельеф, сформированный в эпоху отмирания ледника на месте глыб мертвого льда. Судя по характеру распространения этого рельефа, прекрасно дешифрирующегося, крупные массивы пассивного (мертво-

го) льда задерживались в основном на участках малорасчлененных водораздельных плато или в обширных депрессиях. Так, крупные поля рельефа "мертвого льда" наблюдаются на широких плоских возвышенностях к северу от долины р.Северной, в бассейне её притоков р.Колю и р.Верхний Хугдюкант на уровнях от 250–400 м высотой и на левобережье р.Северной в пределах массива Северный Камень на высотах 340–400 до 500–560 м. А также – на широких снижениях (200–380 м) плато к востоку и северо-востоку от котловины озера Пашкино, у подножия г.Рудной, на правобережье р.Курейки в тылу юго-западной ветви краевой гряды. Крупные глыбы мертвого льда лежали также в долине р.Северной, ниже заворота её на юг, в обширной депрессии озер Пашкино и Долгое, в долине р.Курейки в районе Рудничного Камня, в низовьях р.Пелядки.

Наиболее распространены мелкие холмы, реже гряды высотой 5–10 м до 15 м с плоскими озерными западинами между ними. Более крупные формы с высотами до 20–25 м, разделенные глубокими озерными котловинами, встречены в долинах рек Северной, Колю, Курейки, что, вероятно, связано с более бурной деятельностью в депрессиях на низких отметках талых вод разрушающихся глыб мертвого льда.

Сложен описанный рельеф песчаными, песчано-галечными, валунно-галечными образованиями, обычно перекрытыми маломощной сильно опесчаненной абляционной мореной. На отдельных участках холмы и гряды, вероятно, целиком сложены мореной (например на плато у подножия г.Рудной). В отдельных холмах и грядах, вскрытых глубокими расчистками, прослеживается типичное для камов строение от сравнительно тонких, горизонтально-слоистых песков внизу до гравийно-галечных отложений в верху разреза. В долине р.Северной отдельные короткие, крутосклонные валы (озы?) целиком сложены грубым галечно-валунным материалом, что говорит о большой мощности сформировавших их потоков. Здесь, как и на низком плато к северо-востоку от озера Пашкино, видно, что осадки мертвого льда лежат на цоколе из основной морены.

Позднеплейстоценовый возраст ледника, создавшего описанный аккумулятивный ледниковый, водно-ледниковый рельеф в рассматриваемом районе, подтверждается находкой в озерно-ледниковой толще в долине р.Северной в 5 км ниже устья р.Верхний Хугдюкант обломка зуба Mammuthus primigenius Blum (определение А.В.Шера, ПИН

АН СССР). О принадлежности же этого ледника к последнему позднеплейстоценовому оледенению мы судим по наличию краевой гряды, сопоставляемой с краевыми образованиями сартанского ледника, установленными региональными исследованиями (исследования Ю.Б.Файнера – устное сообщение, Л.Л.Исаевой и др.,1981), но, в основном по строению комплекса террас р.Северной, которое рассматривается ниже.

Осадки более древние, подстилающие морену, сохранились, по-видимому, лишь местами во врезах, на дневную поверхность они выходят в нескольких точках в долине р.Северной. Это аллювиальные пески и галечники видимой мощностью до 7 м. Крупных органических остатков в них не найдено, а спорово-пыльцевые анализы пока не дали сколько-нибудь вразумительных результатов. Сугубо предположительно они отнесены нами к каргинскому горизонту, а вскрытая под ними на правом берегу р.Северной в 3,5 км ниже устья р. Нижний Хугдюкант морена – к нижнезырянскому горизонту.

В долине р.Северной развиты три плейстоценовые террасы, осадки которых залегают на морене и озерно-ледниковых отложениях. Эти террасы могут быть сопоставлены с тремя стадиями отступания сартанского ледника. Наиболее древняя из них – IУ надпойменная, широкая (достигающая местами ширины до 4–5 км) флювиогляциальная терраса (долинный зандр), обычно наклонная к тальвегу долины, иногда распадающаяся на несколько локально прослеживающихся уровней. Относительная высота её бровки над урезом р.Северной 35–45 м. Сложена терраса песчаным, песчано-галечным, валунно-галечным материалом мощностью порядка первого десятка метров. Строение её разнообразно. В некоторых разрезах прослеживается характерное для водно-ледниковых отложений погрубение вверх по разрезу (например на правобережье р.Северной в районе устья р.Колю). Участками близ устьев крутопадающих притоков отложения террасы целиком представлены грубым валунно-галечным материалом, а в расширениях долины местами тонкими осадками типа озерных (озерно-ледниковых). Аналогичная широкая террасовидная наклонная флювиогляциальная поверхность прослеживается и в долине р.Курейки.

Как в бассейне р.Северной, так и р.Курейки к этой террасе привязаны долинные зандры, прослеживающиеся по всей разветвленной системе долин их притоков, ложбины стока, небольшие флювиогляциальные потоки, спускавшиеся со склонов возвышенностей.

Формирование флювиогляциальной террасы и всей системы флювиогляциального стока, по-видимому, происходило в эпоху отступания ледника и может быть отнесено к первой стадии сартанского оледенения, вернее, в основном к его заключительным этапам.

Судя по данным палинологического анализа, которые удалось получить в результате просмотра большого количества образцов, климатические условия того времени были много суровее и суше современных.

Наиболее полные спорово-пыльцевые диаграммы получены для долинного зандра в среднем течении р.Верхний Хугдюкант и для озерно-ледниковых глинистых, песчано-глинистых осадков в расширении долины р.Северной ниже устья р.Верхний Хугдюкант, вскрытых скважинами в основании разреза флювиогляциальной террасы.

В разрезе долинного зандра диаграмма отражает существование в приледниковой зоне безлесных пространств со злаково-полынно-разнотравными ассоциациями. Во всех образцах резко преобладает (75-85 %) пыльца травянистых, а в её составе большой процент составляет пыльца злаков (до 42 %) и ксерофитов (в том числе полыни до 27 %), а также пыльца разнотравья (40-44 %), отличающаяся большим разнообразием. Пыльца древесных представлена единичными зернами ели, сосны сибирской, березы, ольховника, ивы. Единичны споры.

В спорово-пыльцевых спектрах, полученных для озерно-ледниковых осадков, также преобладает группа пыльцы травянистых (60-68 %), для которой характерно большое видовое разнообразие. В целом в ней преобладает разнотравье (до 73 %), на втором месте пыльца знаков (до 15-20 %) и в довольно большом количестве пыльца лебедовых и полыни. Почти по всему разрезу в небольших количествах (1-10 %) отмечена пыльца вересковоцветных. В группе пыльцы деревьев и кустарников значительная доля (до 50 %) принадлежит кустарниковым формам березы. Довольно много пыльцы ольхи, ольховника и березы, в небольшом количестве пыльца ели. Споры единичны. Эти спектры отражают растительность кустарниковой тундры, в которой принимали участие и ксерофиты.

Аналогичную картину дают и спорово-пыльцевые спектры озерно-ледниковых осадков, вскрытых в береговых обрывах р.Северной на юго-западной окраине района (выше устья р.Длинной).

Таким образом, в эпоху формирования флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков первой стадии сартанского оледенения в

данном регионе была развита тундровая растительность. В настоящее время здесь распространены северо-таежные леса, т.е. климат был значительно холоднее современного.

Следующая во времени Ш (вторая сверху) терраса с относительной высотой над урезом реки 26–35 м развита ограниченно: прослеживается отдельными фрагментами шириной до 0,5–1,0 км по долине р.Северной, а в долине р.Курейки встречена только на небольшом участке правого берега ниже устья р.Пелядки. От вышеописанной флювиогляциальной террасы она местами отделяется четким уступом, местами поверхности их почти сливаются.

Сохранившиеся осадки террасы, изученные в долине р.Северной, имеют небольшую мощность (1–8,5 м). Представлены слабо сортированным материалом либо песками с гравием и галькой, либо целиком галечниками с примесью мелких валунов. Типичного для аллювия уменьшения крупности вверх по разрезу, деления на фации нигде не прослеживается. Все это говорит в пользу флювиогляциального происхождения террасы. Палинологически отложения террасы не удалось охарактеризовать (они почти не содержат пыльцы и спор).

По положению этой террасы в долинах рек Северной и Курейки её можно сопоставить со второй (ньянданской) стадией сартанского оледенения, краевых образований которой в пределах района не обнаружено и граница распространения которой, по-видимому, проходила восточнее исследованной площади.

И, наконец, в долине р.Северной, также довольно ограниченно развита П (третья сверху) терраса относительной высоты 16–20–25 м. Она встречается небольшими фрагментами, шириной до 0,5 км на всем протяжении исследованного участка долины р.Северной и в нижнем течении р.Колю у её выхода в долину р.Северной, где имеет высоту 10–12 м. Сложена песками, песками с гравием и галькой горизонтально и косослоистыми, галечниками, галечно-валунным материалом. Мощность аллювия колеблется от нескольких до 10–13 м. В ряде обнажений (но не во всех) прослеживается погрубение материала вниз по разрезу, и в некоторых намечается деление на пойменную, представленную тонкозернистыми песками (мощностью до 1,5–4 м), и русловую фации. Это указывает на то, что режим потока, отложившего осадки террасы, приближался к речному.

На небольшом отрезке долины р.Курейки, который входит в район исследований, эта терраса не обнаружена.

По-видимому, врез в III террасу и аккумуляция аллювия II террасы начались в заключительную фазу отступания сартанского ледника, т.е. в конце норильской стадии, когда край тающего ледника находился уже на значительном (120–150 км) расстоянии от исследованного участка, и в долинах восстанавливался речной режим. Судя по палинологическим данным, формирование террасы шло или во всяком случае заканчивалось при климатических условиях, близких к современным. Полные спорово-пыльцевые спектры к настоящему времени получены для верхней половины разреза террасы, вскрытого на левом берегу р.Северной в 4,5 км выше устья р.Нижний Хугдокант. Во всех образцах преобладает пыльца древесных пород (в среднем 40–50 %), травянистые и споры находятся в близких процентных соотношениях. В составе древесной пыльцы много ели (в среднем около 30 %), встречается пыльца березы (древовидной и карликовой), лиственницы, ивы, сосны. Во всех образцах отмечается значительное количество (в среднем около 20 %) ольховника, ольхи. Приведенные данные свидетельствуют о том, что к концу формирования II террасы на территории распространилась растительность лесного типа, существовали преимущественно хвойные леса из лиственницы и ели с примесью березы и ольхи и с кустарниковыми формациями по опушкам лесов и болотам. Накопление аллювия II террасы завершилось в голоцене. И датировать её в данном районе можно предположительно концом позднего сартана – ранним голоценом.

Рассмотренные террасы, сформировавшиеся на территории, занятой сартанским ледником, по мере отступания этого ледника имеют сугубо локальный, местный характер. По времени они, по-видимому, синхронны I надпойменной террасе Енисея, образование которой, судя по региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири (Л.Л.Исаева – устное сообщение, 1979) охватывало сартанский век и начало голоцена.

В голоцене в исследованном районе формируются две следующие, сложенные типичным аллювием террасы: I надпойменная (10–14 м) и пойма (3–8 м). Полученные для осадков I террасы палинологические данные (в разрезе правого берега р.Северной выше устья р.Верхний Хугдокант) указывают на климат, близкий к современному, т.е.

бесспорно голоценовый. В растительном покрове в то время господствовали елово-березово-лиственничные леса в сочетании с открытыми пространствами, занятыми болотами и кустарниковыми группировками. Образование I террасы, вероятно, началось еще в раннем голоцене и завершилось до конца среднего, так как в это время уже существовала высокая пойма. Для последней получена дата 4910-70 лет (ГИН 2574) по древесине из нижней части слагающих её отложений в приустьевом участке р.Колю.

Таким образом, на основании проведенных геоморфологических исследований можно с известной долей уверенности сказать, что у западной границы Средне-Сибирского плоскогорья с Приенисейской низменностью в нижнем течении рек Северной и Курейки в строении рельефа прослеживаются следы одной, первой максимальной стадии сартанского покровного оледенения, распространявшегося из Путоранского центра. Климат в конце этой стадии во время отступания ледника был значительно суровей современного, и в этих широтах господствовала тундра.

Две последующие стадии сартанского оледенения отразились только в строении местного террасового комплекса долин. Каких-либо данных для характеристики климата в заключительные фазы позднеплейстоценового ледниковья в исследованном районе пока не удалось получить.

С.П.Горшков, С.В.Нистратов

РИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ* ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ЕНИСЕЯ МЕЖДУ УСТЬЯМИ РЕК АНГАРА И БОЛЬШОЙ ПИТ

Долина Енисея от устья р.Ангары до устья р.Большой Пит длиной около 130 км на всем протяжении имеет асимметричное строение, благодаря пограничному положению между Енисейским кряжем и Западно-Сибирской низменностью.

* К плейстоцену авторы в соответствии с рекомендациями ИНКВА относят позднеплиоценовые и четвертичные отложения.

Протерозойские и кембрийские образования складчатого сооружения Енисейского кряжа в пределах района перекрыты не только плейстоценовыми накоплениями, имеющими почти сплошное распространение, но и подстилающими их неогеновыми, палеогеновыми, меловыми и юрскими континентальными отложениями.

Палеогеновые и неогеновые отложения в основном представлены аллювиальными галечниками, песками и глинами, относимыми к больской и кирнаевской свитам. Обе свиты сформированы в результате аккумулятивной деятельности крупной водной артерии – Палео-Енисея. Выходы древнего аллювия на различных гипсометрических отметках, переотложение и разнос галек, чаще принадлежащих устойчивым породам (кварц, кремень, кварциты), затрудняют расчленение плейстоценовых отложений геоморфологическим методом. Некоторые исследователи, используя сведения о высыпках или наличии рассеянной гальки в покровных отложениях, данные о разного рода ступенях на склонах долины Енисея, информацию о выходах на разных уровнях хорошо отмытых песков, создали сложные схемы "террасовой стратиграфии" для района устья р.Ангары и смежного участка долины Енисея. Одна из таких схем опубликована В.В.Фениксовой и соавторами (1967).

Плейстоценовый покров рассматриваемой части Приенисейского района интенсивно изучался в конце 40-х и в течение 50-х годов. Однако сведения о его стратиграфии до сих пор явно недостаточны, хотя они и содержатся, кроме вышеупомянутой, в обобщающих работах С.А.Архипова (1966а,б), С.П.Горшкова (1966а,б), В.А.Зубкова (1972а,б) и ряда других авторов. Новый этап усиленного изучения плейстоценовых накоплений района начался в последние годы в связи с возрождением идеи о создании в районе Бурмакинской шиверы плотины Средне-Енисейской ГЭС.

Стратиграфическое расчленение плейстоцена долины Енисея на участке между устьями рек Ангара и Большой Пит сейчас необходимо для составления крупномасштабных карт. Эта задача решается сотрудниками МГУ по договору с Ангарской геолого-разведочной экспедицией ПГО "Красноярскгеология". Большой фактический материал предшественников, в особенности данные бурения и горных работ, в настоящее время подвергается расшифровке в сопоставлении с изучением керна скважин и разрезов шурфов, расчисток, канав. Изучаются естественные обнажения и искусственные выемки не только на

берегах Енисея, но и в удалении от них. Решающую роль в создании местной стратиграфической схемы плейстоценовых отложений имеет выделение в их составе нескольких крупных естественных геологических тел, стратиграфический диапазон которых определен по ряду прямых и косвенных данных.

Ранне-среднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения залегают в виде облекающего, выполаживающего и нивелирующего дочетвертичный рельеф чехла, имеющего резко различную мощность и своеобразные условия залегания. На западной окраине Енисейского кряжа на плоских междуречных поверхностях с отметками 170–190 м, 140–150 м и 90–100 м, а также разделяющих их пологих и средних по крутизне (примерно до 15^0) склонах залегают синевато-серые, зеленовато-серые, реже коричневые и белесые алевриты и глины, с прослоями хорошо отмытых обычно тонко- или мелкозернистых песков. Аналогичные образования распространены на примыкающей с запада поверхности Обь-Енисейского междуречья (относительные отметки 110–120 м) и его пологих привершинных склонах. Облекающий склоны алеврито-глинистый чехол по обе стороны Енисея спускается, по крайней мере, до относительных отметок 30–40 м. Характерными особенностями такого чехла являются: тонкая, едва заметная параллельная склону стоистость; следы мерзлотных деформаций в виде псевдоморфоз по ледяным жилам; почти полное отсутствие связи между составом пород чехла и коренного субстрата. Показательными являются и данные об изменении мощности описываемых отложений. Она незначительна (первые метры) на высоких уровнях и велика (десятки метров, до 80 м в одном разрезе) на нижнем уровне, с отметками 90–120 м.

Эти отложения изучены наиболее подробно. В их составе выделяется два типа разрезов. Первый тип – с преобладанием озерных глин и алевритов и второй, – почти полностью представленный аномально мощными средне- и мелкозернистыми песками.

Толща алевритов и глин с прослоями тонко- и мелкозернистых песков разбурена Красноярским геологоуправлением на правобережье Енисея еще в начале 50-х годов. Примерно в 40 км к северо-востоку от г. Енисейска на правобережной 100-метровой террасе установлен разрез (скв. 219) озерно-аллювиальных накоплений мощностью 80 м. Верхние 68 м керна были изучены сотрудниками тематической партии МГУ. В частности, С.П.Горшковым из ленточных глин и алев-

ритов с глубины 44 м извлечены остатки чешуи рыб семейства карповых, пресноводных остракод и с различных глубин-моллюсков: Gyraulus sp. (глубина 49 м), Pisidium sp. (глубина 44 м) и Valvata piscinalis Müll. (глубина 27 м). Для всего разреза по 43 образцам М.Б.Садикова установила типичные перигляциальные спорово-пыльцевые спектры, отличающиеся между собой (рис.I), по которым она выделяет пять интервалов глубин. В нижней части диаграммы (68–60 м) относительно велико содержание пыльцы древесных пород (37–60 %), в основном за счет обилия пыльцы березы. Устойчиво присутствует пыльца ели. Второй отрезок диаграммы (60–4I,5 м) характеризуется малым содержанием древесной пыльцы (до I0–I5 % в верху интервала). Резко преобладает (до 70–88 %) пыльца трав, среди которой превалирует пыльца лебедовых полыней; в интервале глубин 34,0–4I,5 м содержание древесной пыльцы возрастает до 50–56 %, что обусловлено высоким содержанием, в первую очередь, пыльцевых зерен ели и пихты. Среди еловой пыльцы М.Б.Садикова установила в этом интервале пыльцу Picea sec. Omorica характерную для нижне- и среднечетвертичных отложений европейской территории СССР. Также много пыльцы разнотравья, лебедовых, полыней и хвойника. В интервале 34,0–9,5 м опять происходит сокращение количества пыльцы древесных растений, за счет резкого преобладания (57–87 %) пыльцы трав. При этом в группе древесной пыльцы уменьшается содержание пыльцы ели и возрастает количество пыльцы березы. В интервале 9,0–0 м снова возрастает содержание древесной пыльцы от 24 до 60 % и сокращается количество пыльцы трав. Среди древесной – встречено большое количество пыльцы обыкновенной и сибирской сосны. Следует указать, что во всех интервалах встречены пыльца и споры индикаторных холодолюбивых форм таких, как Ericales, Onagraceae, Ephedra, Selaginella sibirica и S. selaginoides, Lycopodium alpinum и др. Несомненно, что вся озерно-аллювиальная пачка накопилась в условиях холодного перигляциального климата, термический режим которого, однако, не оставался постоянным, а, вероятно, характеризовался двумя наиболее холодными фазами (второй и четвертый интервалы диаграммы), разделявшими три более теплых.

Второй тип разреза озерно-аллювиальной толщи установлен по шурфам и искусственным обнажениям. Выявлено, в частности, что I00-метровая терраса Енисея в ряде мест сложена песками мощностью в несколько десятков метров. Господствующие в разрезе

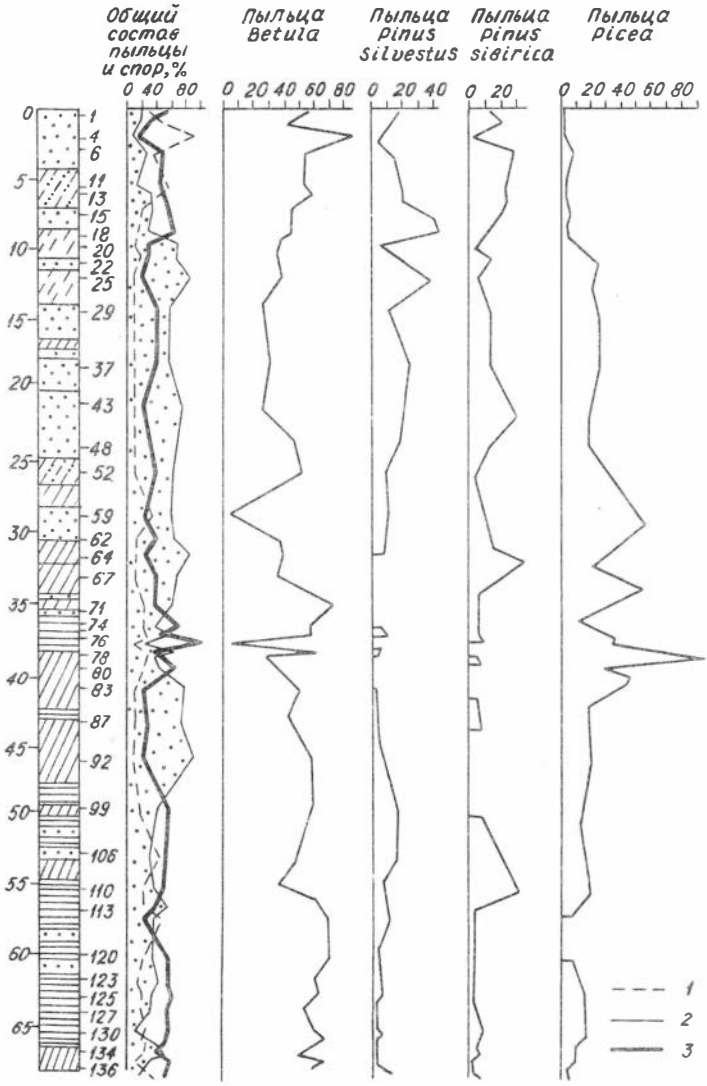


Рис. I. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза ранне-среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений по скв. 219 в 40 км к северо-востоку от г. Енисейска. Анализы М.Б. Садиковой
I - споры, 2 - пыльца трав, 3 - пыльца деревьев

средне- и мелкозернистые желто-серые пески образуют слои мощностью 10-20 см каждый. Слои разделяются коричнево-бурыми песчано-суглинистыми прослойками мощностью обычно не более 1-3 см.

В целом можно считать, что описанные осадки отлагались в условиях подпрудного водоема то бессточного, то проточного.

Для определения возраста описанного озерно-аллювиального комплекса большое значение имеют данные С.А.Архипова (1966), указывающего на фауну остракод, характерную для кочковской свиты. Ее возраст - низы раннего плейстоцена (поздний плиоцен по шкале Мингео СССР) установлен по комплексу фаунистических данных. В то же время из разрезов озерных отложений, залегающих на отметках 80-100 м над Енисеем в районе пос.Абалаково и Сотниково, тот же автор собрал остракоды, характерные для ранне-среднеплейстоценового времени. Показательно, что в озерных глинах подпрудного водоема, вскрывающихся в Хахалевском яру, на высоте 14 м над Енисеем были обнаружены остракоды Limnocythere tenuireticulata Suzin., Cytherissa cf. bogatchovi Liv. и ряд других форм, относящихся, по мнению К.Н.Негодаева-Никонова, к плиоцену и раннему плейстоцену (устное сообщение).

Таким образом, вышеописанный озерно-аллювиальный комплекс, скорее всего, формировался длительное время - с раннего плейстоцена (позднего плиоцена) до конца среднего плейстоцена - и, следовательно, соответствует нескольким ледниковым эпохам.

Верхнеплейстоценовые отложения цикловых террас Енисея принадлежат трем нижним надпойменным террасам (рис.2). Террасы с отметками - 35-55 м (Ш), 18-25 м (П) и 12-15 м (I) построены идентично. Внизу залегает перстративный (нормальный) аллювий (русловые галечники с линзами старичных илов, местами перекрытые пойменными песками и алевритами) и вверху констративный перигляциальный (пески и алевриты горизонтально и облекающе наслоенные, изредка с криогенными деформациями). Часто поверх аллювия развит субаэральный покровный комплекс. Цоколь I террасы находится выше урезка воды Енисея обычно на 5-10 м. У II террасы цоколь чаще опущен ниже урезка воды на 5-10 м, так же, как и у I террасы. До зарегулирования рек Енисей и Ангара I терраса частично затапливалась во время катастрофических паводков, и поэтому такие ее участки представляют собой наложенную высокую пойму.

В настоящее время соответствие цикловых террас фазам "теп-

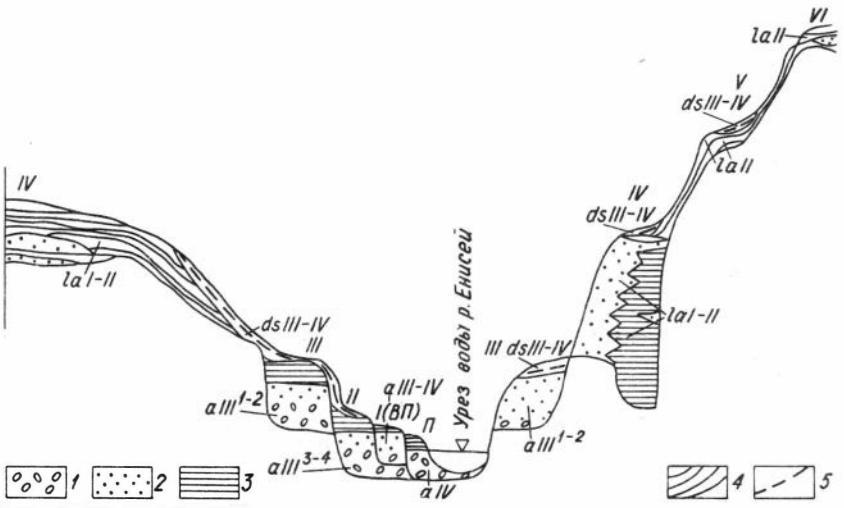


Рис.2. Схема строения плейстоценовых отложений Приенисейской территории в районе г.Енисейска

I – УI – номера террас и террасовидных поверхностей; П – пойма, I(ВП) – I терраса, трансформированная в высокую пойму (наложенная пойма)

a – аллювий, la – озерно-аллювиальные отложения, ds – делювиально-солифлюкционные отложения; I – галечники, 2 – пески, 3 – суглинки и глины, 4 – алевриты, суглинки и глины, 5 – супеси и суглинки

ло – холодно" обосновано в работах А.И.Москвитина (I962), С.А.Архипова (I964) и других авторов. Одним из авторов статьи (Горшков, I966а) было высказано предположение, что Ш терраса Енисея соответствует казанцевско-зырянскому циклу, П – каргинско-раннесартанскому циклу, а I – циклу, состоявшему из внутрисартанского интерстадиала и позднесартанского похолодания. Такая схема согласуется с данными по абсолютной геохронологии аллювия енисейских террас. В частности, для перстративной аллювиальной пачки П террасы, вскрытой в разрезах у с.Юксеево, с.Павловщина и пос.Новоназимово известны датировки 24 I00 ± 300 лет (ГИН 308), 25 800 ± I40 лет (ГИН 3I0), 26 300 ± 900 (ЛГ -I9). Кроме того,

одна датировка из разреза у с.Павловщина оказалось равной 48 I00 ± I200 лет (ГИН 309). Таким образом, все они соответствуют времени каргинского потепления в Сибири.

Для установления времени эрозионного вреза, приведшего к образованию уступка I террасы, показательной является дата 9700 ± 9 (ГИН 209) для древесины из низов аллювия поймы р.Большой Пит. По-видимому, именно к этому рубежу, т.е. примерно к границе плейстоцена и голоцена относится оформление I террасы в среднем течении Енисея и на его крупных притоках.

Изложенные данные показывают, что большая часть плейстоценового покрова района сформировалась в "холодные" ледниковые эпохи. Надежно выделяются и "теплые" (межледниковые, межстадиальные) накопления позднего плейстоцена и голоцена. Однако для установления межстадиальных и межледниковых образований раннего и среднего плейстоцена нужны дальнейшие исследования.

А.С.Ендрихинский

ОЛЕДЕНЕНИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ ГОРНЫХ РАЙОНОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В течение позднего кайнозоя вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы сформировалась Байкальская рифтовая зона, представленная в рельефе системой протяженных горных хребтов и узких рифтогенных впадин. Позднекайнозойские осадочные толщи, распространенные во впадинах, составляют в совокупности континентальную молассовую формацию (Логачев, I968). Верхняя часть разреза молассы мощностью от I00 до 500 м представлена полифациальными осадочными комплексами (аллювиальными, озерными, коллювиальными, пролювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, ледниково-озерными, субаэральными), сформированными в течение позднего плейстоцена и голоцена. Ледниковые отложения указанного возраста распространены в горных районах юго-западной и северо-восточной частей Байкальской рифтовой зоны – на хребтах Удокан, Кодар, Делюн-Уранском, Каларском, Южно-Муйском, Северо-Муйском, Верхне-

Ангарском, Баргузинском, Байкальском, Хамар-Дабан и на Восточном Саяне. Примечательной особенностью распространения ледниковых отложений является залегание их в речных долинах, значительно углубленных в конце среднего плейстоцена или в переходное время между средним и поздним плейстоценом (Ендрихинский, 1981). Наиболее обширные участки распространения ледниковых отложений известны на бортах Северо-Байкальской, Баргузинской, Баунтовской, Муйско-Куандинской и Чарской впадин, а также в бассейнах среднего и верхнего течения рек Иркута, Ульхана, Мини, Чаи, Большой Чуи, Мамы, Котеры, Муи, Бамбуйки, Сульбана, Калара, Токко, Хани.

Пределы максимального распространения древних ледников зафиксированы на бортах межгорных впадин и в крупных троговых долинах моренными и ледниково-озерными реликтовыми ландшафтами и соответствующими осадочными комплексами ледникового происхождения. Судя по большой протяженности троговых долин и по выдвижению из них во впадины в прошлом крупных глетчеров, ледниковые отложения на бортах впадин (мощностью от 100 до 300 м) могут быть отнесены к фазе максимального многостадийного оледенения, выделенной нами под названием муйской (Ендрихинский, 1980). В Северо-Байкальской впадине ледниковые отложения максимальной фазы, слагающие мыс Омагачан, датированы временем более 39 200 лет (Ri -62) (Векслер и др., 1975). В речных долинах горных районов, в диапазоне абсолютных высот от 1000 до 2000 м, ледниковые отложения (мощностью от 30 до 50 м) слагают серию стадиальных морен сравнительно более молодой фазы оледенения - чарской. В ряде мест отложения чарской фазы вложены в молодые долины, расчленяющие осадочные толщи муйской фазы. В межгорных впадинах частично размытый и переотложенный осадочный материал чарской фазы залегает на толщах фазы максимального оледенения либо в сочетании с водно-ледниковыми отложениями в районах горного оледенения слагает вторую надпойменную террасу крупных рек (Яценко, 1958; Киселева, 1968; Ендрихинский, 1981).

В крупных межгорных впадинах Байкальской рифтовой зоны в парагенетической связи с осадочными образованиями фазы максимального оледенения сформировались мощные (100-200 м) толщи озерно-аллювиальных песков, значительно деформированные молодыми тектоническими движениями и ныне слагающие пологие террасовидные увалы на бортах впадин и аккумулятивные массивы в их центральных

частях (тункинский "бадар", баргузинские "куйтуны", баунтовские и муйские "тукаланы", чарские "пески". Местонахождения ископаемой фауны, связанные с песчаными массивами и террасо-увалами, характеризуются остатками млекопитающих мамонтового комплекса (Логачев, 1964; Музис, 1966; Зеленский, 1971; Равский, 1972). По данным бурения в Чарской впадине (близ известного урочища "Пески"), песчаные толщи в целом приурочены к уровню накопления отложений фазы максимального оледенения, но продолжительность их формирования была сравнительно больше (с началом накопления несколько раньше фазы оледенения). По этой причине в разрезах песчаных массивов отмечается постепенное огрубение снизу вверх отложений, с появлением в верхней части линз и прослоев галечных отложений. Соответственно и спорово-пыльцевые спектры характеризуют смену темнохвойных лесов светлохвойными с признаками лесотундровых ассоциаций. Сходство литолого-фациальных, палинологических и фаунистических характеристик песчаных толщ, а также приуроченность их к определенному стратиграфическому и геоморфологическому уровню в разрезах и в рельефе межгорных впадин, указывают на их принадлежность к единому местному стратиграфическому подразделению, по-видимому, в ранге свиты.*

На Байкало-Патомском нагорье Е.Я.Синогина (1960) выделила в составе верхнечетвертичных осадочных комплексов сероцветный аллювий "илигирского цикла" (с мамонтовой фауной позднего типа) и залегающие на нем ледниковые отложения патомского оледенения. Последние, в свою очередь, перекрыты ритмично-слоистой илисто-песчаной и галечно-песчаной толщей мощностью от 80 до 150 м, выделенной Ю.П.Казакевич и М.В.Ревердатто (1972) под названием "светловской" свиты. Серия радиоуглеродных дат, полученных для ледниковых отложений патомского оледенения (хомолхинская свита, по Ю.П.Казакевич и М.В.Ревердатто), – 43 100 ± 1850 лет (СОАН-406), 47 450 ± 3000 лет (СОАН-403), 48 150 ± 3500 лет (СОАН-405), 49 600 ± 4000 лет (СОАН-404) (Тищенко, 1982) – подтверждает наши представления о существовании в среднем вюрме значительного горного оледенения (муйская фаза). Вместе с тем, очевидно, что аллювиально-озерные отложения светловской свиты сформировались от-

* Нами предлагается называть ее "бадарской" – по серии береговых обнажений р.Иркута у подножия южного склона массива Бадар (Тункинская впадина).

нюдь не в казанцевское время (как предполагали Ю.П.Казакевич и М.В.Ревердатто, 1972), а в течение каргинского века, благоприятные климатические условия которого превосходно реконструируются по спорово-пыльцевым спектрам.

К склонам песчаных массивов в пределах впадин Байкальской рифтовой зоны обычно прислонена II надпойменная терраса рек Иркута, Баргузина, Верхней Ангары, Муи, Чары, Селенги, Витима, Олёкмы. Терраса сложена преимущественно песками, переотложенными из "бадаров" и "тукаланов", либо галечным и песчано-галечным аллювием на участках впадения в крупные реки молодых боковых притоков. В отложениях террасы часто встречаются остатки мамонтовой фауны позднего типа; причем остатки руководящих форм комплекса – – мамонта и шерстистого носорога – встречаются сравнительно реже, чем в песках бадарской свиты. Время завершения формирования II террасы р.Витима в Муйско-Куандинской впадине зафиксировано датой 10 995 ± 400 лет (ИМ-97), а той же террасы близ г.Бодайбо датами 12 900 ± 300 лет (ГИН-1022) и 15 200 ± 300 лет (ИМ-236) (Ендрихинский, 1981). Другая серия дат – от 39 500 ± 1000 лет (ГИН-736) до 26 250 ± 300 лет (СОАН-577) – характеризует нижнюю половину II надпойменной террасы р.Иркута, сложенную песками так называемой "белоярской толщи" Тункинской впадины (Адаменко и др., 1972; Кинд и др., 1976). Средняя часть разреза второй террасы р.Улькан охарактеризована датой 24 300 ± 220 лет (Vib –45) и спорово-пыльцевыми спектрами темно-хвойной тайги Кульчицкий и др., 1981).

Ледниковые отложения чарской фазы в пределах Байкальской рифтовой зоны датированы в долине р.Рель, на восточном склоне Байкальского хребта, – 25 880 ± 350 лет (СОАН-289)– по найденным в морене В.Д.Мацем и А.Г.Покатиловым (1976) костям шерстистого носорога. Названные исследователи отметили залегание датированной морены на песчаной толще. Сравнение приведенных дат показывает, что чарская фаза оледенения совпадает с этапом формирования II террасы крупных рек рассматриваемого региона. Вместе с тем, многими исследователями отмечена связь аллювиальных фаций II террасы (в нижнем течении рек), с флювиогляциальными отложениями чарской фазы в среднем течении рек. При этом, как и в случае с осадочными комплексами муйской фазы, горному оледенению предшествовала стадия формирования аллювиально-озерных и озерно-бо-

лотных фаций, подобных таковым в нижней части белоярской толщи с датами 39 500 ± 1000 лет (ГИН-736) и 40 600 лет (Кинд и др., 1976).

Наряду с ледниковыми отложениями муйской и чарской фаз в горных районах Байкальской рифтовой зоны нами были выделены гляциальные образования наиболее ранней фазы вюрмского оледенения под названием "байкальской" (предположительно 74–80 тыс. лет назад) (Ендрихинский, 1979). Анализ материалов предшествующих исследователей и результаты наших исследований показывают, что ледниковые отложения ранневюрмского времени залегают обычно на кристаллическом ложе речных долин, врезанных в переходное время между средним и поздним плейстоценом. На Байкало-Патомском нагорье эти отложения, условно датируемые Е.Я.Синогиной (1960) самаровским временем, представляют фазу накатаминского оледенения. В долине р.Бодайбо в толщу отложений накатаминского оледенения вложены сероцветные аллювиальные галечники "олигирского цикла" (с мамонтовой фауной позднего типа) и залегающие на последних морены патомского оледенения. В глубоких речных долинах Станового нагорья верхним пределом распространения наиболее древних ледниковых и водно-ледниковых отложений А.А.Яценко (1958) и нами определен уровень III–IV надпойменной террасы. В бассейне р.Калар, по данным З.Н.Киселевой (1968), следы наиболее древнего оледенения, условно датированного газовским временем, приурочены также к уровню III–IV цокольных террас. Аллювий II и I надпойменных террас, фациально замещенный на отдельных участках водно-ледниковыми отложениями, сопоставлен названным исследователем соответственно с зырянским и сартанским горизонтами Северной Сибири.

В Северо-Байкальской впадине, на мысе Курлы, под толщей озерных и ледниковых отложений фазы максимального оледенения залегает суглинисто-глыбовая морена, фациально замещенная на северной окраине г.Северобайкальска толщей песчано-щебнистого делювия с мамонтовой фауной. Судя по залеганию комплекса древнеледниковых и делювиальных отложений на уровне, близком к коренному ложу долины р.Тыя, а также по взаимоотношениям этих отложений с осадочными образованиями четвертой байкальской террасы, мы датируем суглинисто-глыбовую морену на мысе Курлы ранневюрмским временем.

В Чарской впадине, по данным буровых работ, на глубине 100–150 м, под покровом ледниковых, водно-ледниковых и аллювиально-озерных отложений муйской фазы (кстати, заметно деформированном молодыми тектоническими движениями), выделяется полифациальный осадочный комплекс с мощными (до 100 м) линзами озерных алевритов и толщами песчано-галечных отложений речного и, по-видимому, водно-ледникового генезиса. На последние близ бортов впадины налегают (а в ряде мест фациально замещают) толщи галечно-валунного аллювия или гляциогенного перлювия, по положению в разрезе сходного с таковым на периферии моренных поясов муйской фазы. Изучение разреза впадины и геоморфологической ситуации приводит к заключению о существовании горно-долинных ледников в среднем течении рек Большой Икабьи, Кемена, Ингамакита, Лурбуна, Верхнего Сакукана, Среднего Сакукана и Апсата на заключительном этапе врезания этих рек в первой половине позднего плейстоцена, т.е. в раннем вюрме (Эндрихинский, 1982). Во время муйской фазы оледенения и последующего эрозионного врезания названных рек (обусловленного интенсивными тектоническими подвижками на хребтах Удокан и Кодар) морены ранневюрмской фазы были уничтожены, а слагающий их материал переотложен в Чарской впадине.

Начало вюрма в горных областях Южной Сибири характеризовалось субаэральным осадконакоплением, зафиксированным в виде лёссовидных покровов Степного Алтая с термолюминесцентными датировками 104 ± 12 тыс. лет (МГУ-КТЛ-26) и 91,7 ± 11,2 тыс. лет (МГУ-КТЛ-45)* (Разрез ..., 1978). При этом, как показывает разрез Бийской террасы, не исключался и аквальный тип осадконакопления. В низовье Оби термолюминесцентная дата 110 ± 14 тыс. лет характеризует время накопления субаквальных глин и алевритов, по-видимому, в одну из финальных холодных стадий казанцевского межледниковья либо, по мнению С.А.Архипова и др. (1980), – в начале раннезырянского времени. На сложность и своеобразие палеогеографической обстановки начальных веков вюрма в Южной Сибири обратили внимание Н.А.Логачев и др. (1964), С.А.Архипов (1971), Э.И.Равский (1972), В.А.Панычев (1979) и другие исследователи.

*Здесь и далее нами принимаются величины термолюминесцентных датировок с вычтенной поправкой, так как при вычитании поправок получается наибольшее совпадение величин с теми или иными рассчитанными моментами палеоклиматических колебаний и астромеханических вариаций (Геохронология ..., 1974).

В это время происходило угасание явлений ксеротического климата казанцевского межледниковья. Постепенно нарастала увлажненность внутриконтинентальных ландшафтов за счет интенсификации циклонической деятельности (Ендрихинский, 1979).

Судя по расчетам Ш.Г.Шараф (Геохронология ..., 1974), первый климатический минимум вюрма 70–75 тыс. лет назад был обусловлен уменьшением летней инсоляции. По-видимому, с этим временем совпало оледенение горных областей умеренного пояса Евразии (вюрм-I). Средний вюрм совпадал с этапом максимального увлажнения внутриконтинентальных ландшафтов и оледенением в горах Южной Сибири, зафиксированных в Котловине Больших Озер Монголии отложениями плювиальной эпохи (68 ± 8 тыс.и 76 ± 9 тыс.лет, по данным Е.В.Девяткина) (1981), бадарской свитой в Байкальской рифтовой зоне, мощной Чаганузунской мореной на Горном Алтае (58 ± 6,7тыс. лет, МГУ-КТЛ-93) (Разрез ..., 1978) и другими датированными событиями (Геохронология ..., 1974). В структуре горных ландшафтов средневюрмского времени яркими явлениями были озера, развитие которых было тесно связано с оледенением (Гросвальд, 1965; Ендрихинский, 1975). По особенностям геоморфологического положения последних на территории Байкальской рифтовой зоны установлено зарождение в течение муйской фазы оледенения таких озер, как Фролиха, Орон, Леприндо, Ничатка. В это же время имел место значительный подъем уровня и расширение акватории древнего Байкала, с последующим формированием по периметру озера III террасы (Ендрихинский, 1977).

Средний и поздний вюрм на территории Байкальской рифтовой зоны и в соседних районах разделяет теплый климатический век, в течение которого сформировались светловская свита и белоярская толща. В низовье р.Ангары серия радиоуглеродных дат – от 38 850 ± 2200 лет (СОАН-130) до 47 000 ± 1000 лет (КСМ-41) характеризует первую половину этапа формирования II надпойменной террасы, а даты 28 050 ± 670 лет (СОАН-1875) и 30 100 ± 1500 лет (ГИН-1741) – – финал накопления отложений ее пойменной фации (Лаухин и др., 1972; Лаухин и др., 1980). Вместе с тем, в пределах Байкальской рифтовой зоны в течение рассматриваемого палеоклиматического века имела место активизация молодых тектонических движений, обусловившая в межгорных впадинах значительную деформацию средневюрмских осадочных толщ, а в речных долинах – глубокий эрозионный врез.

Поздний вюрм в горах Южной Сибири – это время формирования своеобразного климатического режима, в котором значительную роль приобретал известный Азиатский антициклон, постепенно с каждым новым тысячелетием разраставшийся и ограничивающий деятельность влагоносных циклонов в холодное время года. Начиная с позднего вюрма, уменьшалась увлажненность горно-сибирских ландшафтов и значительно сокращались масштабы горного оледенения. Однако в течение климатического минимума (20–25 тыс. лет назад) оледенение проявилось в виде самостоятельной фазы, следы которой установлены и в ряде случаев датированы на территории Алтая, Саяно-Тувинской горной области, в горах Прибайкалья и на Становом нагорье. Ранние стадии поздневюрмского оледенения на Горном Алтае, в бассейне р.Чуи, датированы термолюминесцентным методом – 32 ± 4 тыс. лет (МГУ-ТЛ-I). В этом же районе, в долине р.Чаган, для толщ ледниково-озерных отложений получена радиоуглеродная дата 25 300 ± 600 лет (МГУ-ИОАН-65) (Разрез ..., I978). Ледниковые отложения чарской фазы в долине р.Рель, на западном борте Северо-Байкальской впадины датированы 25 880 ± 350 лет (СОАН-289) (Мац, Покатилов, I976). Ледники чарской фазы, в отличие от мощных глетчеров муйской фазы, не выходили из гор в пределы рифтогенных впадин. В среднем и верхнем течении троговых долин ледники чарской фазы сформировали серию стадиальных морен с подпрудными озерами Грамнинскими, Кулундинскими, Амут, Ангараканским, Доронг, Довачан, Амудисса, Читканда, Мике-Кюель, Мунг-Кюель и другими. В низовьях трогов появились одновозрастные флювиогляциальные террасы, переходящие в пределах межгорных впадин в аллювиально-озерные равнины с болотами и ископаемыми торфяными залежами. Для торфяной залежи Чевыркуйского томболо на восточном побережье Байкала определена дата 26 980 ± I60 лет (ЛГ-I35) (Мац, Покатилов, I976)

После чарской фазы оледенения, палеоландшафты Байкальской рифтовой зоны развивались в условиях постепенного потепления климата (с термическим максимумом I2–I5 тыс. лет назад), с одновременным понижением уровня многих горных озер и со значительной деградацией оледенения (Ендрихинский, I977, I979). Деградация оледенения в горах Южной Сибири, снижение уровня многих внутриконтинентальных озер, периодическое развитие эоловых ландшафтов, сокращение ареала вечной мерзлоты, нарастающее маловодье рек,

наконец, расширение лесостепных ландшафтов в предгорьях Алтая, Западного и Восточного Саяна, в Забайкалье – все эти и ряд других явлений свидетельствуют о прогрессирующей ксеротизации климата. Одновременно с изменением влажностного режима палеоландшафтов, начиная с климатического оптимума, нарастает и похолодание (Белова, 1975). Последнее, казалось бы, должно способствовать развитию оледенения гор Южной Сибири, однако с расширением и всё большей консолидацией Центрально-Азиатской (Сибирской) области высокого давления зимние влагоносные циклоны всё реже достигают центров современного оледенения. В результате масса горных ледников сокращается, а их края постепенно удаляются вверх по трогам на всё большее расстояние от морен стадии фернау (Ивановский, 1981).

В.А.Белова

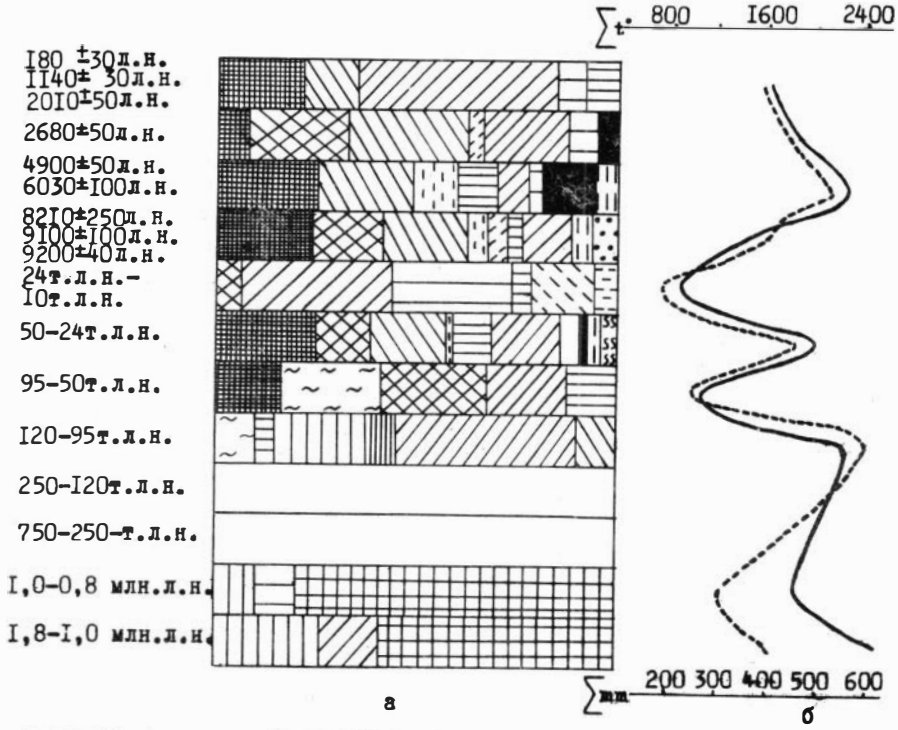
ДИНАМИКА ФЛОРЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

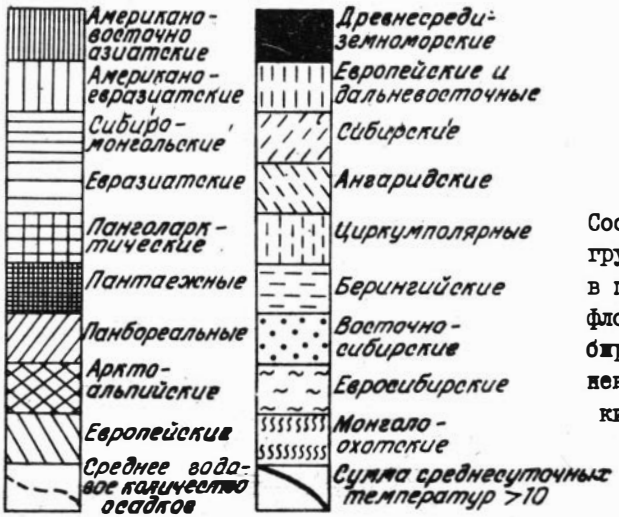
Неогеновые и четвертичные отложения широко распространены в Восточной Сибири. Они детально изучены на юге Сибирской платформы, в котловинах Байкальского типа, Западном Забайкалье. Обширный биостратиграфический материал: споры, пыльца, створки диатомовых водорослей, остатки крупных и мелких млекопитающих позволили не только разработать достаточно детальную стратиграфию региона, но и получить достоверную информацию по палеогеографии отдельных отрезков позднего кайнозоя (Логачев и др., 1964; Цейтлин, 1964; Равский, 1972; Адаменко и др., 1975, 1980; Белова, 1975; Вангенгейм, 1977; Мац, Покатилов, 1980). Палеомагнитные исследования (Гнибиденко, Адаменко, 1976; Кравчинский и др., 1973; Зудин, 1980), результаты калий-аргонового датирования базальтов, бронирующих неогеновые отложения на юго-востоке региона и сопредельных территорий МНР (Медведев, 1968; Базаров и др., 1976; Девяткин, 1981), многочисленные опубликованные радиоугле-

родные данные позволили в строгой хронологической последовательности проследить основные этапы в изменении флоры, растительности и климатической обстановки в регионе на протяжении всего позднего кайнозоя. Ограниченный объем статьи дает возможность остановиться лишь на двух "узловых" моментах позднего кайнозоя – позднем плиоцене и позднем плейстоцене, от уровня изученности природных комплексов которых зависит правильная оценка современных природных процессов и прогнозирование их развития на будущее.

Начало позднего плиоцена (3,5–2,6 млн. лет назад) в регионе совпадает по времени с формированием бетекейского аллювия в Западной Сибири и акчагыльских отложений Восточной Европы. На юге Восточной Сибири осадки этого времени изучены пока фрагментарно. В настоящее время с уверенностью можно отнести к ним отложения верхней части чининской свиты, и чикойскую свиту в Западном Забайкалье и ее стратиграфические аналоги на сопредельной территории МНР (Белова, Ендрихинский, 1980; Девяткин, 1981). Аллювиальные, делювиальные, в меньшей степени озерные осадки чикойской и верхней части чининской свиты залегают на базальтах, датированных в 3,5–4,7 млн. лет назад (Базаров и др., 1976) и 3,1 млн. лет назад (Девяткин, 1981). Растительность этого этапа на севере региона была представлена темнохвойными лесами с доминированием ели. В качестве незначительной примеси присутствовали липа, лещина, клен. Близкие по составу растительные группировки описаны В.С.Волковой на территории Рудного и Горного Алтая (Волкова, 1977), а на северо-востоке Ю.П.Барановой (Волкова, Баранова, 1980). На юге региона, приблизительно от широты о.Ольхон, были распространены саванно-степные группировки. Флора чикойского времени насчитывает 23 таксона, принадлежащие разным географическим группам (см. рисунок), из них 15 таксонов родов и семейств принадлежит мезофитным и ксерофитным растениям панголарктического распространения. Климат чикойского времени был достаточно теплым с суммой положительных температур выше 3000°, средним годовым количеством осадков от 250 мм на юге до 400 мм на севере.

Вторая половина позднего плиоцена (2,6–1,8 млн. лет назад) связана с формированием подтокского аллювия и харанчинских отложений. Богатый фаунистический материал из этих отложений (Адаменко и др., 1980; Мац, Покатилов, 1980) сопоставляется автора-





Состав географических групп родов и видов в позднекайнозойских флорах Восточной Сибири (а). Изменение некоторых климатических показателей (б)

ми с фауной из отложений кочковской свиты (подпуск-лебяжинский комплекс) Западной Сибири. Результаты палинологического анализа подтокского аллювия и шоколадно-вафельных глин из разреза в районе с.Харанцы свидетельствуют о большом сходстве основных компонентов комплексов. Судя по их составу, растительность подтокского времени была представлена в основном саванно-степными группировками и только вдоль речных долин - лесами паркового типа из ильма. По результатам палеомагнитного анализа и комплексу фауны А.Н.Зудин (1980, с.11) сопоставляет подтокские отложения с красноцветами в основании разрезов у с.Итанцы и г.Тологой. Растительность, реконструированная по результатам палинологического анализа на основании итанцинского разреза была представлена сложным сочетанием лесостепных (из сосны с примесью ильма, лещины и дуба) и саванно-степных группировок. На севере региона в низовьях реки Ангары, по данным С.А.Лаухина (1980), были широко распространены полидоминантные широколиственно-хвойные леса, в состав которых входили дуб, лещина, вяз, липа.

Несколько более молодыми являются аллювиально-галечниковые отложения нижней части манзурской свиты. Эти отложения широко распространены на Ангаро-Ленском междуречье и имеют сложное фациальное строение. По фаунистическим данным эта часть разреза датируется второй половиной хапровского времени (Адаменко и др., 1980). Растительность Ангаро-Ленского междуречья, реконструированная по результатам палинологических исследований, была представлена сосново-березовыми лесами с участием таких широколиственных элементов, как ильм, лещина, орех, дуб. По долинам рек и склонам гор были распространены полидоминантные хвойные леса. Одновозрастным являются отложения верхней половины аносовской свиты. Они представлены галечно-валунными образованиями дельтового типа, охарактеризованы фауной хапровского времени (Адаменко и др., 1975,1980). Растительность, реконструированная по результатам палинологических исследований отложений, вмещающих фауну (местонахождение Шанхаиха), была представлена мезоксерофитными группировками, которые принадлежали уже бореальным степным формациям. Значительные площади занимали лесостепные сосново-березовые ассоциации с участием дуба, вяза, илекса.

В позднехапровское время шло, вероятно, формирование красновато-коричневых суглинков в верхней части разреза у с.Харанцы

и в основании разреза Клочнево I. Эти отложения датированы по фауне мелких и крупных млекопитающих (Вангенгейм,Сотникова,I98I; Мац, Покатилов, I980). Здесь растительность была представлена злаковыми, полынно-лебедовыми, местами с голосемянником, сухими, а на юге Западного Забайкалья - полупустынными группировками.

Флора этого этапа (2,6-I,8 млн. лет назад) насчитывает 30 таксонов (см. рисунок), из них I7 родов и семейств панголарктического распространения, принадлежат мезофитным и ксерофитным травянистым растениям. Этот этап характеризуется наибольшим остепнением региона, значительным похолоданием климата, с которым связано замещение саванно-степных группировок настоящими (бореальными).

Растительность и флора раннеангинского времени (I,8-I,0 млн. лет назад) реконструирована по результатам изучения отложений ангинской свиты. Отложения ангинской свиты представлены в основном аллювиальными отложениями. Они содержат фауну мелких млекопитающих, наиболее близкую к кизихинской (пачка кочковской свиты Западной Сибири, верхний виллафранк Европейской шкалы) (Адаменко и др., I980). С этим этапом связано расширение площадей темнохвойных лесов на юге региона за счет сокращения и смещения на юг лесостепных и бореальных степных группировок; оформление тундровой растительности как зонального типа - на севере. Все это сопровождалось похолоданием климата и увеличением его влажности. Сумма положительных температур на юге региона была немного выше современной. Это нашло отражение в дальнейшем обеднении состава флоры. Флора раннеангинского времени насчитывает 20 таксонов (см. рисунок), из них I4 родов и видов имеют панголарктическое распространение, 4 рода - американо-евразиатского ареала, 2 - евразиатского.

Флора и растительность позднеманзурского и позднеангинского времени определена из отложений, охарактеризованных фауной мелких млекопитающих, наиболее сходной с раздольенской Западной Сибири и отнесенной к позднему варианту таманского фаунистического комплекса (Адаменко и др., I980). Растительность этого этапа на юге региона была представлена остепненными сосново-лиственничными лесами, причем в состав травяного покрова входили такие ангаридские виды, как плаунок сибирский и др. Характерно для этого времени почти полное исчезновение из состава растительного покрова

широколиственных элементов. Только в котловинах на юге рифтовой зоны и Западного Забайкалья сохранились вяз, дуб, лещина. Похолодание климата сопровождалось усилением его континентальности, увеличением амплитуды зимних и летних температур, сокращением продолжительности вегетационного периода, снижением суммы годовых осадков.

Позднеплейстоценовый этап (I20–I0 тыс. лет назад) включает четыре подэтапа, характеризующиеся чередованием межледниковых (казанцевская, каргинская) и ледниковых (зырянская, сартанская) эпох.

Отложения казанцевского времени (I20–95 тыс. лет назад) широко распространены в регионе. Они слагают IV и III надпойменные террасы в долине среднего течения реки Ангары, Енисея, Нижней Тунгуски, Лены, II-ей террасы рек Селенги, Чикоя. В котловинах Байкальского типа они выполнены озерными образованиями. Растительность казанцевского времени была представлена смешанными темнохвойно-светлохвойными лесами с участием широколиственных элементов: липы, вяза, дуба, лещины. Северная граница лесов южно-таежного типа проходила от широтного отрезка р.Ангары до верховьев р.Киренги. Широколиственные элементы повсеместно встречались во всех котловинах Байкальского типа от Тункинской до Чарской. В западном Забайкалье вяз, монгольский дуб и лещина были постоянными компонентами сосновых травяных лесов и лесостепных группировок.

Флора казанцевского времени насчитывает 40 разнообразных родов и видов. Туда входили виды, имеющие евросибирский ареал, сибиро-монгольский, американо-евразиатский и т.д. Следует отметить, что флора и растительность в северной части региона имела достаточно мезофитный облик. Климатические условия были влажными и теплыми. Сумма положительных температур в зоне распространения хвойных лесов с широколиственными элементами составляла 2000–2200°, среднегодовое количество осадков – 600 мм, продолжительность безморозного периода – I30–I45 дней.

Зырянское время (95–50 тыс. лет назад) – рассматривается как эпоха максимального проявления ледниковых процессов не только на севере региона, но и в горах Южной Сибири. Границу распространения зырянского ледника многие исследователи проводят севернее широтного отрезка р.Нижняя Тунгуска. Отложения зырянской

ледниковой эпохи представлены моренами, озерно-ледниковыми, флювиогляциальными и аллювиальными образованиями. Не менее разнообразными были и ландшафты различных участков региона. Не исключено, что именно в зырянскую ледниковую эпоху сформировались их провинциальные особенности. Растительный покров региона представлял сложное сочетание тундровых и тундрово-степных (в понимании Б.А.Юрцева) группировок в перигляциальной зоне на платформе и темнохвойных холодных (в понимании М.Г.Попова) горно-таежных лесов в районах развития горно-долинных ледников. В это время смещались далеко на юг северо-таежные леса, формировались специфические плювиальные условия в южных котловинах Байкальской рифтовой зоны.

В зырянское время растительный покров региона был представлен двумя группами: флорой перигляциальных областей материкового оледенения и флорой гор и межгорных котловин. Флора перигляциального комплекса состояла из ангаридских, арктоальпийских, восточно-азиатско-берингийских, многочисленных групп родов и видов пангалоарктического распространения. В межгорных котловинах на влажных местообитаниях росли ива сизоватая, вахта трехлистная, шейхцерия болотная, целый комплекс зеленых мхов: типа калиергон, дрепанокладус, меезея - типичных представителей обводненных местообитаний. С климатической точки зрения зырянская ледниковая эпоха была более влажной и менее холодной, чем последующая, сартанская. Так, для перигляциальной зоны сумма положительных температур составляла до 1000°, среднее годовое количество осадков 250-300 мм, продолжительность безморозного периода 45-50 дней, средняя температура января -35°, июля $10-15^{\circ}$. В котловинах Байкальского типа среднеиюльские температуры достигали $10-13^{\circ}$, среднее годовое количество осадков 600-800 мм (Белова, 1975).

Флора и растительность каргинского времени (50-24 тыс. лет назад) реконструирована по результатам палинологического и карпологического анализов аллювиальных отложений 20-25-метровых террас на платформе и Западном Забайкалье, озерными, делювиальными и пролювиальными образованиями в межгорных котловинах гор Южной Сибири. В климатическом отношении каргинское время представляет собой чередование этапов потеплений и похолоданий. На юге Восточной Сибири значительное потепление фиксируется в интервале 50-33 тыс.лет назад. Растительность раннекаргинского вре-

мени на севере региона на левобережье Нижней Тунгуски была представлена сосново-лиственничными лесами с ольховником и кустарниковой березкой в подлеске. В придолинный комплекс входила ель. Среднетаежные леса такого состава были распространены до среднего течения р.Лены. Несколько южнее (бассейн верхнего течения р.Суринды и Верхнего Чунку), по данным Ю.И.Мешковой (1971), растительность была представлена сосновыми лесами с примесью ели, пихты, лиственницы и широколиственных пород (вяз, липа, лещина); сосново-березовые травяные леса были широко распространены от субширотного течения р.Ангары на юг до Иркутско-Черемховской долины. В состав древесного яруса входили вяз, дуб, лещина. На востоке региона - в Западном Забайкалье и особенно в котловинах Байкальского типа, были распространены остепненные сосново-лиственничные и березово-сосновые леса с наибольшей примесью широколиственных пород. На юге эти остепненные леса замещались степными и даже полупустынными группировками.

Конощельское похолодание (33-30 тыс. лет назад) хорошо фиксируется на севере региона до широтного течения р.Ангары. Оно сопровождалось выпадением широколиственных элементов на северном пределе их распространения в раннекаргинское время, усилением роли лиственницы даурской в составе лесов южно-таежного типа.

Липовско-новоселовское потепление (30-22 тыс. лет назад) сопровождалось расширением площадей с лесостепными группировками, обогащением растительности неморальными элементами на юге региона и в Западном Забайкалье. На водораздельных пространствах р.Чикоя и Селенги были широко распространены бореальные степи. Очень примечательно присутствие в насаждениях лиственницы даурской. Лесостепной комплекс с лиственницей даурской, по мнению ряда ботанико-географов (Тюлина, 1967), является молодым образованием, который формировался в условиях усиления континентальности климата, постепенного усиления мерзлотных процессов.

Флора каргинского времени изучена по спорам, пыльце и многочисленным карпологическим остаткам (Равский и др., 1964; Лаухин, Метельцева, 1973; Адаменко и др., 1975; Белова, 1978). Вся определенная флора каргинского времени насчитывает 180 видов. Современные ареалы этой флоры представлены одиннадцатью группами (см. рисунок). Интересна группа видов, имеющих европейский и дальневосточный ареал: монция родниковая, щавель курчавый, ро-

гоз широколистный. Древнесредиземноморская группа (по М.Г.Попову представлена наядой морской, осокой джунгарской Гото, камышом морским. Многочисленная группа сибиро-монгольских видов: ильм приземистый, ива монетная, свидена белая и др. Отмечена группа арктоальпийских видов: ольховник, дриада точечная, горец живородящий, оксирия двустолбчатая. Встречены в каргинских отложениях и арктические виды. Среди них дриада нарезная является реликтом зырянского времени в котловинах Байкальского типа. Таким образом, флора каргинского времени имеет в своем составе реликты ледниковых эпох и содержит теплоумеренные, в том числе и широколиственные формы, чуждые современной флоре региона. Ареалы этих видов удалены на значительное расстояние от границ изучаемой территории.

Таким образом, судя по составу и распределению растительного покрова, каргинское межледниковье характеризовалось более континентальными климатическими условиями, чем казанцевское. Сумма положительных температур в пределах южно-таежной зоны составляла около 2000°, продолжительность безморозного периода 120-130 дней, годовое количество осадков колебалось от 300 мм - на юго-востоке до 450-500 мм - на севере.

Сартанская ледниковая эпоха (24-10 тыс. лет назад) - характеризуется очень сложной физико-географической обстановкой в регионе. С этим этапом связано формирование аллювия II и I надпойменных террас рек на юге платформы и интенсивного развития ледниковых процессов на севере и незначительных (карового типа) в горах Южной Сибири. Растительность в субширотном течении р.Нижняя Тунгуска была представлена разнотравно-полынными ассоциациями, сочетающимися с участками типичных тундр (Архипов и др., 1980). В нижнем течении р.Ангары и далее на восток до верховьев р.Киренги располагалась широкая полоса лесотундры. К югу она сменялась типичными северо-таежными лесами из лиственницы даурской. В Западном Забайкалье и на юге Сибирской платформы сформировался очень своеобразный лесостепной комплекс из лиственницы даурской и небольшого количества степных креофитов. Большое разнообразие состава растительных группировок выявлено в котловинах Байкальского типа. Сартанская ледниковая эпоха оказала большое влияние на флоры региона (см. рисунок), в которой отсутствуют европейские виды, древнесредиземноморские и группы видов с разорванным ареалом: европейские и дальневосточные. Многочисленные

находки карпоидов, пыльцы и спор ангаридской группы свидетельствуют о широком распространении мерзлоты и исключительно суровых резкоконтинентальных климатических условиях. Климат перигляциальной зоны сартанского времени характеризуется большей суровостью, чем в зырянскую ледниковую эпоху. Сумма положительных температур не превышала 900°, годовое количество осадков составляло 190–200 мм, продолжительность безморозного периода 30–40 дней, среднегодовая температура –15°.

Из всех потеплений, которые четко фиксируются на протяжении сартанского времени на севере Восточной Сибири, на юге отмечено кокоревское потепление. По мнению С.М.Цейтлина (1979), это потепление длилось 500–600 лет. Судя по малочисленным палинологическим данным, климат был немного холоднее современного. Наиболее четкий рубеж, связанный с интенсивным потеплением и деградацией ледников в горах Южной Сибири, отмечен 10 200 лет назад.

Флора и растительность последнего этапа – голоцена (10 тыс. лет назад) юга Восточной Сибири являются гетерохронным образованием. На их состав и структуру оказали большое влияние аридизация позднего плиоцена, перигляциальные условия оледенений, особенно последнего – сартанского, климатические оптимумы межледниковий. Поэтому правильно оценить природные и климатические изменения региона в голоцене возможно только с учетом динамики природных процессов всего позднего кайнозоя.

В.А.Бахарева

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВТОРЫХ НАДПОЙМЕННЫХ ТЕРРАС НИЗОВЬЕВ ИРТЫША

В район исследований входит участок р.Иртыша от Усть-Ишима до Ханты-Мансийска. Объектом изучения являются надпойменные террасы, наличие которых – важная отличительная особенность долин Западной Сибири. В отличие от высоких поверхностей (Тобольский "материк") террасы Иртыша изучены неполно. В настоящее время проведено детальное изучение террас Оби, сопровождавшееся радио-

углеродным датированием и палинологическими исследованиями (Архипов, Панычев, 1980). Низовья Иртыша сейчас привлекают внимание в связи с перераспределением стока рек Сибири на юг, в Среднюю Азию. Террасы Иртыша входят в сферу строительства канала и, естественно, будут подвергнуты большому изменению. Изучение отложений террас, таким образом, имеет важное практическое значение. Кроме того, дискутируются вопросы о положении террасовых отложений в общей стратиграфической шкале, и их генезисе. Реконструкция палеоклиматической обстановки времени формирования террас важна также для решения вопросов ледниковой теории.

Во время полевых исследований установлено, что вторая надпойменная терраса на Иртыше имеет локальное распространение. Абсолютные отметки ее поверхности 60–70 м. Относительная высота – 15–20 м. Геологическое строение террасы различно. Выявлено два типа разрезов. В разрезах первого типа участвуют пески речного и озерного генезиса. Цоколь сложен суглинками. Лессовидный покров обычно отсутствует. Примером такого типа разреза является обнажение близ пос.Скородум. Ко второму типу относятся цокольные террасы, отложения которых плащеобразно перекрыты суглинками эолового происхождения (Волков, 1960), переходящими постепенно на поверхность Тобольского "материка".

В настоящей работе рассматривается строение террас второго типа. Характерным разрезом для него является обнажение близ пос. Демьянское, расположенное в среднетаежной зоне, южная граница которой проходит по широте реки Демьянки, а северная находится за пределами района исследований. Данные о климате низовьев Иртыша содержатся в работе Волкова (1966). Средняя температура июля 18–20°, января – -22–28°С. Годовое количество осадков 450 мм, в зимний период выпадает 10–12% от общего количества. По характеру растительности эта зона неоднородна (Волкова, 1977). Урман является основным типом леса. Древесная растительность представлена пихтой, елью, кедром, сосной. Травянисто-кустарниковый состав богат: майник, пятнистый клевер, мышиный горошек, брусника, ночная фиалка, грушанка, орляк. Присутствуют папоротники, сфагновые и зеленые мхи.

В обнажении близ пос.Демьянское под современной почвой вскрыты следующие слои:

Мощность, м

А – суглинок легкий лессовидный буровато-коричневого цвета с едва уловимой горизонтальной слоистостью, пятнами ожелезнения, корнеходами растений. Порода разбита на блоки. Суглинок постепенно переходит в нижележащий слой. 3,5

Б – песок бурый с охристыми примазками. Горизонтальная слоистость представлена чередованием песков и суглинков. Мощность суглинистых прослоев I–2 см. На глубине I0 м от поверхности обнажения имеется скопление гумуса. Поверхность песков разбита морозобойными клиньями глубиной до двух метров. Нижняя граница слоя резкая. II,0

В – песок светло-серый кварцевый среднезернистый, обогащенный растительными остатками, косослоистый. В основании слоя имеется захороненная древесина. Контакт с нижележащими отложениями четкий. I0,0

Г – глина зеленовато-серая, массивной текстуры горизонтально-слоистая.

Слой уходит под урез воды. Видимая мощность I,0

К отложениям второй надпойменной террасы относятся, по-видимому, лессовидные суглинки (слой А) и пески (слой Б). Толща песков с намывной древесиной ранее В.С.Волковой (I966) относилась к тобольской свите. В настоящее время из этой толщи получена запредельная дата 46 450 лет (СО АН-2043), что не исключает среднеплейстоценовый возраст отложений. Возможно, древесина является переотложенной из среднеплейстоценовых осадков в более молодые. Возможно также, что древесина, используемая для датирования, синхронна и осадконакоплению каргинского межледниковья в понимании Н.В.Кинд (I974).

Палинологические исследования разреза показали, что глины цоколя террасы характеризуются высоким содержанием пыльцы древесных пород (до 70 %). Пыльца трав и споры присутствуют почти в равных количествах. Из древесных преобладает пыльца **Pinus silvestris** (20 %), **Betula** (до 45 %), **Pinus sibirica** (до 5 %). Споры представлены сфагновым мхом (до 60 %) и папоротниками (до 40 %). Глины формировались в условиях развития северо-таежных лесов.

Вверх по разрезу пески в интервале 22,5–2I м характеризуются высоким содержанием пыльцы древесных пород (до 75 %). Пыльца трав и споры присутствуют в равных количествах. Пыльца древесных представлена пыльцой **Pinus silvestris** (45 %), **Betula** (до 20 %),

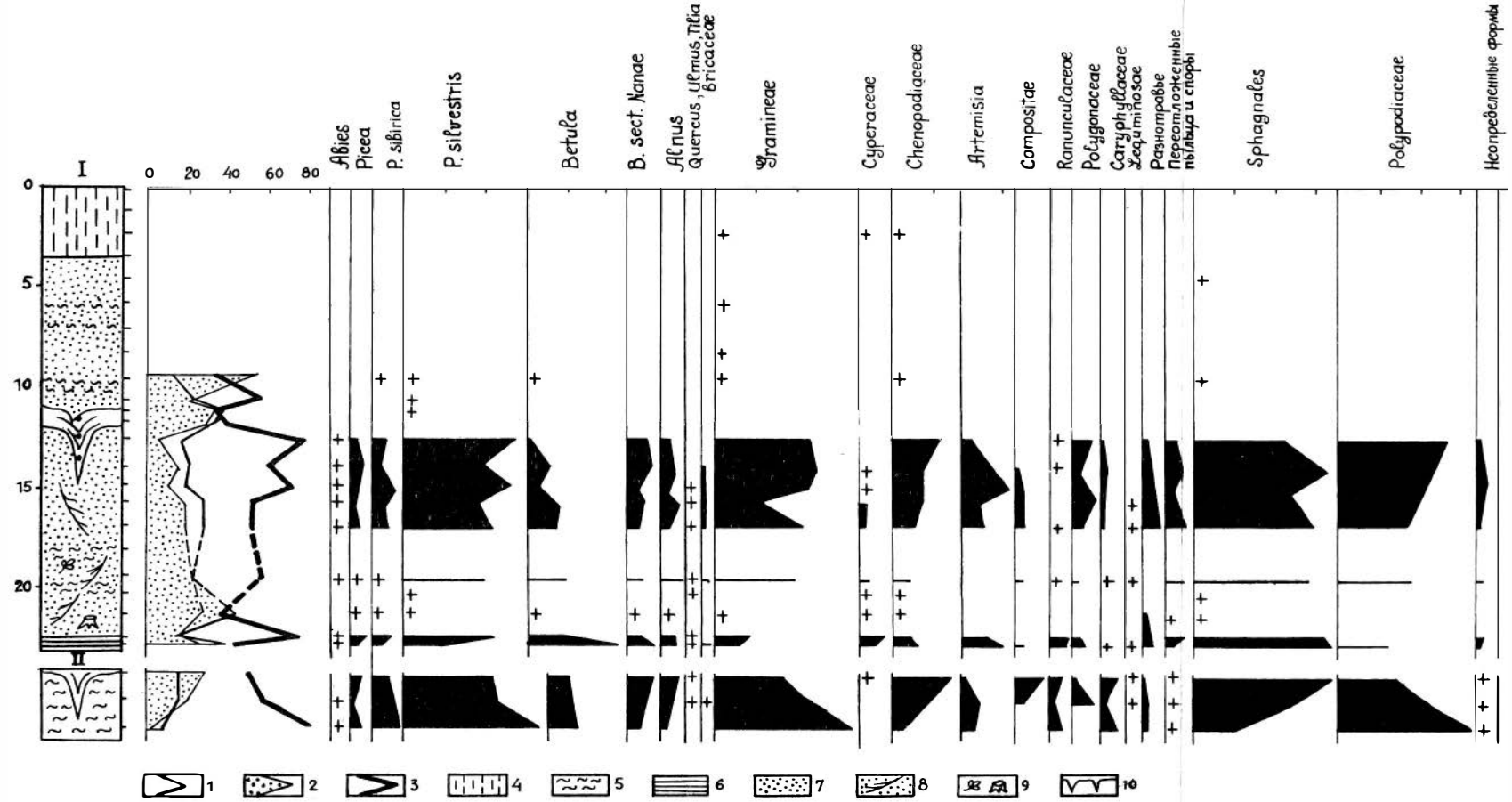


Рис.I. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений второй надпойменной террасы близ пос.Демьянское

I – общее содержание спор, 2 – пыльца трав и кустарников, 3 – пыльца древесных пород, 4 – покровные лессовидные суглинки и супеси, 5 – суглинки, 6 – глины, 7 – пески горизонтально-слоистые и неслоистые, 8 – пески косослоистые, 9 – растительные остатки, I0 – клинья

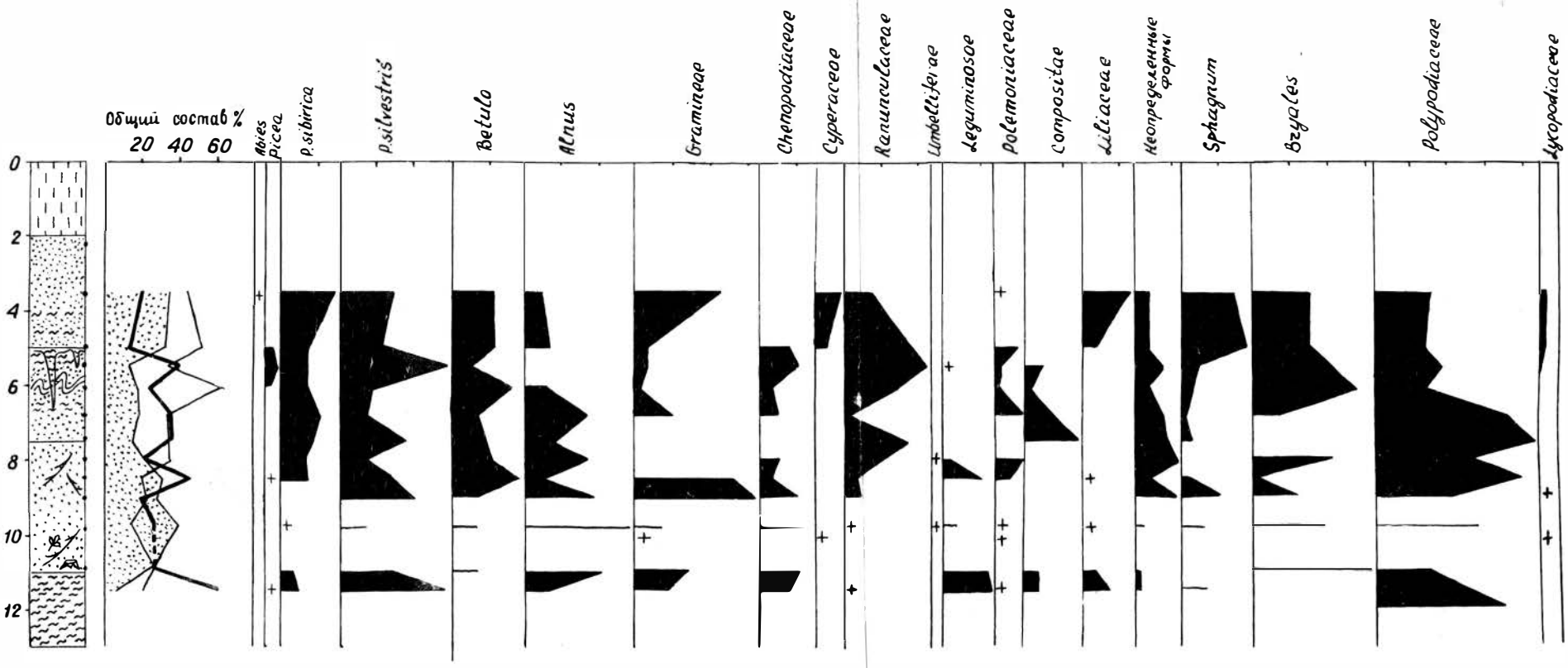


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений второй надпойменной террасы близ пос. Загвоздино
Усл. обозн. см. на рис. I

Pinus sibirica (до 10 %), Picea (до 10 %). Содержание пыльцы карликовой березки уменьшается до 3 %. Травы представлены злаками (до 28 %), осоками (до 10 %), полынями (до 10 %). Споры принадлежат папоротникам и сфагновым мхам. Условия формирования отложений близки к современным.

В песках интервала 21–16 м пыльцы содержится мало. Только в некоторых образцах имеются отдельные пыльцевые зерна.

Осадки интервала 16–10,5 м палинологически охарактеризованы полно. Содержание пыльцы древесных пород в среднем – 60 %, второе место занимают споры (до 20 %), третье – пыльца трав. Древесная пыльца принадлежит сосне (55 %), сибирскому кедру (8 %), березе (15 %), ольхе (6 %), ели (до 6 %). Споры представлены сфагновыми мхами (до 60 %) и папоротниками (до 40 %). Из трав преобладает пыльца злаков (40 %), маревых (до 50 %). В истории развития растительности времени формирования осадков интервала 16–10,5 м выделяются три подфазы, которые соответствуют, вероятно, колебаниям климата. Условия формирования отложений уровней 11,5 и 15 м (подфазы а и в) были одинаковыми и более теплыми, чем условия уровня 13,8 м (подфаза б). Осадки всего интервала формировались в условиях развития березово-сосновых лесов с ольхой. Открытые пространства были заняты злаками. В подлеске широко развиты папоротники. Леса по составу близки к подтаежным юга Западной Сибири. Климат теплее и суше.

Как отмечалось выше, поверхность слоя "Б" нарушена морозобойными клиньями. Для времени образования клина характерен перерыв в осадконакоплении. Палинологическая характеристика осадков клина отличается от характеристик других отложений. Образцы из нижней части клина содержат пыльцы древесных пород более 80 %, спор 8 %, пыльцы трав – 5 %. Из древесной преобладает пыльца Pinus silvestris (65 %), Betula (до 20 %), Pinus sibirica (до 15 %). Травы представлены злаками. Пыльцевой спектр для верхней части клина следующий: пыльцы древесных пород 50 %, трав до 30 %, спор до 15 %. Пыльца деревьев принадлежит Pinus silvestris (до 40 %), Pinus sibirica (до 10 %), Betula (до 12 %). Содержание пыльцы карликовой березки возрастает до 12 %. Качественный состав трав не изменился (рис.1).

Толщи А и Б (интервал 10,5–0 м) пыльцы и спор почти не содержат. Имеющиеся пыльцевые зерна принадлежат злакам и осокам.

Отложения данного интервала формировались, вероятно, в условиях открытых травянистых пространств, занятых в основном злаками. Древесная растительность была бедна.

Сходная спорово-пыльцевая диаграмма получена для разреза близ пос.Загвоздино (рис.2). Сверху вниз здесь вскрыты следующие слои: Мощность,м

А – суглинок лессовидный бурый с нечеткой горизонтальной слоистостью, корнеходами, пятнами ожелезнения. Порода разбита на блоки. Суглинок постепенно переходит в нижележащий слой. ... 2,0

Б – песок буровато-желтый и суглинок сизого цвета образуют четкую горизонтальную слоистость. Слойки песков мощностью 15–20 см имеют косую слоистость. Верхняя часть слоя разбита морозобойными клиньями, на глубину 1,0–1,5 м. Нижняя граница слоя нечеткая. 2,5

В – песок желтовато-серый мелкозернистый слабогоризонтально-слоистый с растительными остатками, в основании слоя ожелезнен. Нижняя граница четкая. 3,0

Г – песок желтовато-серый со слоистостью типа "знаков ряби", переход в нижележащие отложения постепенный. 1,5

Д – песок серого цвета среднезернистый косослоистый с растительными остатками. Нижняя граница резкая. 2,0

Е – суглинок плотный буровато-серого цвета горизонтально-слоистый. 2,0

По данным радиоуглеродного метода, возраст древесины из основания песков слоя Д 44 620±1110 лет (СОАН-1894). Палинологический анализ позволяет заключить, что отложения вторых надпойменных террас накапливались в неоднородной климатической обстановке. В террасовых отложениях можно выделить три толщи. В ранние стадии формирования аллювия (первая толща: слои В в разрезе у с.Демьянское и слои Д, Г в разрезе у с.Загвоздино) климат был близок к современному. Для данного отрезка времени установлено два потепления, которые разделены неглубоким похолоданием. Наступившее позже холодное время (вторая и третья толщи: слои А, Б, В в разрезе близ пос.Загвоздино и слои А, Б в разрезе близ пос.Демьянское) связано, по-видимому, с заключительной (сартанской) стадией зырянского оледенения.

П.А.Окишев

О КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ АЛТАЯ

Имеются доказательства неоднократного оледенения Алтая в плейстоцене. Начало ледникового периода здесь, вероятнее всего, относится к раннему плейстоцену, на что указывает датированная по методу термолюминесцентного анализа морена, подстилающая линзу среднеплейстоценовых озерно-ледниковых отложений в Чаганском обнажении (юго-восточный Алтай). Это пока единственный фактический аргумент в пользу существования раннеплейстоценового оледенения, который, однако, не обеспечивает обоснованную реконструкцию размеров ледников. Учитывая некоторые косвенные признаки, можно полагать, что в раннем плейстоцене ледники были меньшими не только в сравнении со среднеплейстоценовым, но даже и позднеплейстоценовым оледенением.

Максимальным на Алтае было среднеплейстоценовое оледенение. Оно характеризовалось депрессией снеговой линии не менее 1300 м. По долине Катуни, которая на большом протяжении сопровождается высокими хребтами, признаки былого ледника прослеживаются до выхода реки в предгорье. В долине Бии ледник оканчивался не выше устья р.Тулоя. Вместе с тем необходимо отметить, что для реконструкции покровного оледенения на Алтае в среднем плейстоцене нет оснований. Встречающиеся в основных долинах грубообломочные верхнеплиоцен - нижнеплейстоценовые (эоплейстоценовые) отложения свидетельствуют, что к началу оледенения главные черты орогидрографии Алтая были уже сформированы, и глубина расчленения рельефа достигала многих сотен метров. Высокие крутые склоны не способствовали формированию сплошного снежно-фирнового покрова, а густая сеть глубоких долин обеспечивала локализацию ледниковых потоков и контролировала пути их стока.

Пространственные различия морфологии среднеплейстоценового оледенения определялись интенсивностью расчленения территории. В бассейне Катуни сочетание высоких хребтов с разделяющими их глубокими долинами определяло преобладание сложных горно-долинных ледников с чётко выраженными водоразделами. Только на плато Укок можно реконструировать для максимума оледенения ледниковую шапку с разносторонним оттоком льда. В бассейне Бии, особенно в

верховьях Чулышмана и его правобережных притоков, менее расчлененный рельеф основных массивов обеспечивал развитие ледниковых шапок, ледоёмов, большую заснеженность склонов водоразделов, перетекание льда из одного бассейна в другой, широкое растекание его на уплощенных междуречьях, т.е. формирование в целом такого типа оледенения, который вслед за И.П.Герасимовым (1964) может быть назван ледниковым чехлом.

На современном этапе изученности нет достаточных оснований для выделения на Алтае двух среднеплейстоценовых оледенений. Вероятнее всего, продолжительный гляциальный процесс в среднеплейстоценовое время не прерывался глубокой регрессией. По ряду геолого-геоморфологических признаков (разделение местами морен флювиогляциальными или озёрно-ледниковыми отложениями, ступенчатость уступа камовых террас и кулисообразное изменение их поверхности вдоль долин, чередование в долинах полей концентрации эратического валунно-глыбового материала с разделяющими их более протяженными участками преобладания относительно мелкообломочных ледниковых отложений) можно заключить, что постмаксимальный этап эволюции среднеплейстоценовых ледников сопровождался неравномерными темпами отступания и, возможно, кратковременными подвижками. В пользу последних может свидетельствовать сохранившийся кое-где рельеф ребристой основной морены.

Сильно денудированная поверхность среднеплейстоценовых ледниковых отложений даже в непосредственной близости от фронта морен максимума позднеплейстоценового оледенения указывает на большую продолжительность периода, разделяющего время формирования средне- и позднеплейстоценовой морены. По различиям в морфологии поверхности морен этот период может быть отнесен к рангу межледниковья.

В большинстве долин Алтая, начинающихся в высокогорье, предел распространения позднеплейстоценовых ледников маркирован первыми снизу конечными или береговыми моренами. Поэтому ниже по течению флювиальная морфология долин сильно видоизменена гляциальным морфогенезом. Долины характеризуются большим сходством общей морфологической выраженности на всем вышележащем участке и поэтому могут рассматриваться как вехи эволюции ледников одной эпохи. По признаку хорошей морфологической выраженности морен границы максимума позднеплейстоценовых ледников в большин-

стве случаев устанавливаются достаточно уверенно. Геоморфологическое обоснование пределов распространения позднеплейстоценовых ледников до сих пор остается ведущим. В последнее время геоморфологические критерии обоснования границ позднеплейстоценового оледенения подтверждаются и абсолютными датировками отложений в разных горных странах: в Верхоянских горах – В.В.Заморуевым (1978), Н.В.Кинд (1975); на Памире – А.А.Никоновым, М.М.Пахомовым (1976); в Кордильерах Мексики – К.Хайне (1976) и др. К сожалению, на Алтае радиологических дат получено вообще очень мало, а собственно ледниковые отложения максимума позднеплейстоценового оледенения радиологически вовсе не охарактеризованы.

Взгляды исследователей на масштабы и характер позднеплейстоценового оледенения до сих пор существенно различаются. Предложены схемы от горно-долинного оледенения, не выходившего за пределы основных высокогорных хребтов Алтая (Ивановский, 1967), до полупокровного, охватывавшего и зону среднегорья (Щербакова, 1974).

Многолетние полевые исследования местоположения конечных морен вместе с аэровизуальными наблюдениями и дешифрированием аэроснимков, анализ пространственных изменений морфологии долин, причин и времени образования озёр в межгорных котловинах, учет полученных в последние годы датировок рыхлых отложений позволяют внести определенные коррективы в существующие палеогляциологические схемы и дать более аргументированное обоснование былых размеров ледников и территориальных особенностей последнего оледенения.

В позднем плейстоцене размеры ледников существенно уступали среднеплейстоценовым, но все же оледенением охватывались значительные пространства (около 35 тыс. км^2). Наряду с былым интенсивным оледенением хребтов, имеющих современные крупные ледники (Катунский, Северо- и Южно-Чуйский, Южный Алтай), возникали центры оледенения и на более низких хребтах, характеризующихся в настоящее время или единичными малыми ледниковыми формами (хребты Холзун, Коксуйский, Теректинский, Курайский и др.), или полным отсутствием современного оледенения (хребты Листвяга, Иолго, Корбу и др.). Оледенение носило, таким образом, очаговый характер, охватывало более или менее разобщенные участки территории. Однако взаимное расположение хребтов в ряде случаев обес-

печивало непрерывность ледниковых образований при переходе от одного центра оледенения к другому и поэтому дифференциация их является в определенной мере условной.

В зависимости от ороклиматических условий оледенение разных центров характеризовалось некоторыми своеобразными чертами. Наряду с этим можно отметить и вполне определенную закономерность, заключающуюся в том, что в малых, локальных центрах преобладали простые ледники, а по мере увеличения размеров оледенения их морфология усложнялась и в наиболее крупных центрах сложные долинные ледники становились доминирующими.

Мощность ледников в основном не превышала 300–350 м. Однако в отдельных случаях вследствие взаимного подпружинивания ледников, мощность льда возрастала до 500–600 м и более. С учетом меньшей толщины снежно-фирно-ледяных масс на склонах и неравномерной мощности ледниковых языков объем льда в максимум позднеплейстоценового оледенения Алтая, по-видимому, не превышал 9500 км^3.

Хронология плейстоценовых оледенений Алтая изучена крайне недостаточно, существующие палеогляциологические схемы имеют в значительной мере относительный характер. По термолюминесцентным датировкам озерно-ледниковых отложений и подстилающей их морены в долине Чаган-Узуна (Чуйская впадина) в пределах несомненно ледниково-аккумулятивного рельефа можно заключить, что наступание Чаган-Узунского ледника завершилось не ранее 58 и не позднее 32 тыс. лет назад. Этим периодом, по-видимому, ограничивается время максимума позднеплейстоценового оледенения Алтая в целом. В таком же хронологическом диапазоне имеются датировки максимума последнего оледенения и для ряда других горных стран.

В палеогляциологических исследованиях одним из коренных вопросов является оценка климатических условий той или иной ледниковой эпохи. Допозднеплейстоценовые оледенения Алтая в этом отношении совершенно не изучены. Приведенная выше величина депрессии снеговой линии для среднеплейстоценового оледенения является минимальной и в максимум оледенения могла быть существенно больше. Кроме того, депрессия снеговой линии или ее высотное положение не дают конкретного представления о термических условиях или количестве атмосферных осадков соответствующего времени, так как опускание уровня снеговой линии в одинаковой степени может

быть следствием увеличения количества осадков, снижения температур или совместного изменения этих климатических факторов.

По исследованиям Е.В.Девяткина (1981), на смежной территории – в межгорных впадинах Монголии каждому ледниковому циклу в горах в общем соответствует трансгрессивный уровень озерной аккумуляции, а межледниковому – регрессивная фаза. Периоды плювиальности отвечают самому концу межледниковья и началу оледенения, несколько опережая максимум развития ледниковых процессов в горах. По мнению Е.В.Девяткина, плювиальные периоды характеризовались увеличением осадков во впадинах до 300 м, в предгорьях – не менее 500–600 мм и отличались меньшей континентальностью климата.

На Алтае палинологические исследования свидетельствуют, напротив, о континентальности и сухости климата эпохи позднеплейстоценового оледенения. Так, в заключительной части раздела о Чаганузунском разрезе в книге "Разрез новейших отложений Алтая" (1978, с.132) отмечается, что "в отложениях среди пыльцы и спор преобладают кустарниковая береза, эфедра и лебедовые, указывающие на холодные степные ландшафты того времени". Еще более определенно об этом пишут Т.Д.Боярская и А.В.Черник (1976, с.134), которые указывают, что "палинологические материалы из ледниковых и водно-ледниковых отложений последнего оледенения, исключая заведомо переотложенные микрофоссилии, свидетельствуют о максимально суровом (сухом и холодном) климате".

Уменьшалось ли на Алтае количество атмосферных осадков в эпоху последнего оледенения – не совсем ясно, но и увеличения осадков по палинологическим материалам тоже не обнаружено. В современный период в Чуйской котловине широко распространены опустыненные степи с участием ксерофильных полукустарничков (эфедры, прутняка, караганы) и дерновинных злаков" (Боярская, Черник, 1976, с.135).

Отмеченные палеоклиматические заключения для Горного Алтая, основанные на палинологических данных, подтверждаются палеогеографическим анализом некоторых других признаков:

в Чуйской и Курайской межгорных котловинах, сток из которых блокировался мощными ледяными запрудами, на конечной морене максимума позднеплейстоценового оледенения и первой постмаксимальной морене некоторых ледников (Тетё, Чаган-Узуна, Кокузека) имеются ясно выраженные волноприбойные террасы (Попов, 1962; Оки-

шев, 1978; Окишев и др., 1978). Совершенно очевидно, что отмеченные морены к моменту начала их моделирования озерными волнами были не только отложены, но и слагающий их материал достаточно консолидировался. Следовательно, пра-Чуйское и пра-Курайское озёра образовались и достигли наибольших уровней лишь после начала деградации ледников и питались талыми ледниковыми водами;

об этом же свидетельствуют флювиогляциальные галечники в основании ленточных озёрно-ледниковых отложений, вложенные в долине Чаган-Узуна в моренные отложения позднего плейстоцена. Накопление галечников могло происходить только при свободном русловом стоке талых вод, когда озера в котловине не было или оно, если и существовало, имело очень ограниченные размеры, низкий уровень и не достигало краевой зоны оледенения;

в центре Чуйской котловины в районе пос. Тебелер имеются полуразрушенные гидролакколиты. На склонах некоторых из них сохранились волноприбойные терраски. Это свидетельствует о возникновении гидролакколитов в доозёрный период. После спуска озера в Чуйской котловине гидролакколиты, по-видимому, не образовывались, криогенные процессы послеозёрного периода ограничивались сезонным пучением. Отсюда следует, что: в доозёрный период климатические условия характеризовались более низкими температурами по сравнению с таковыми в послеозёрный период; в период наибольшего похолодания климата, когда формировались гидролакколиты, озера в центральной части котловины еще не было; сток рек, протекавших через котловину, прекращался или был настолько ничтожным, что полностью поглощался каналами и трещинами ледника, занимавшего долину Чуи ниже котловины, не обеспечивал образования озера.

По исследованиям М.В.Тронова (1964, с.44), на Алтае "повышение или понижение летних температур на 1° влияет на снеговую границу так же, как уменьшение или увеличение количества осадков на 300 мм; ... 100 м изменения высоты снеговой границы соответствуют изменению количества осадков на 180 мм".

Как отмечалось выше, максимальные размеры позднеплейстоценового оледенения в основных горных узлах обеспечивались депрессией снеговой границы на 800–850 м. Согласно процитированному выводу М.В.Тронова о характерных связях между высотой снеговой границы и основными элементами климата, такое опускание снеговой границы могло обеспечиваться понижением летних температур на

4,8–5,I° (при неизменном количестве осадков), увеличением атмосферных осадков на I440–I530 мм (при условии сохранения летних температур), или, наконец, некоторым (в указанных пределах величин) совместным изменением температуры и осадков.

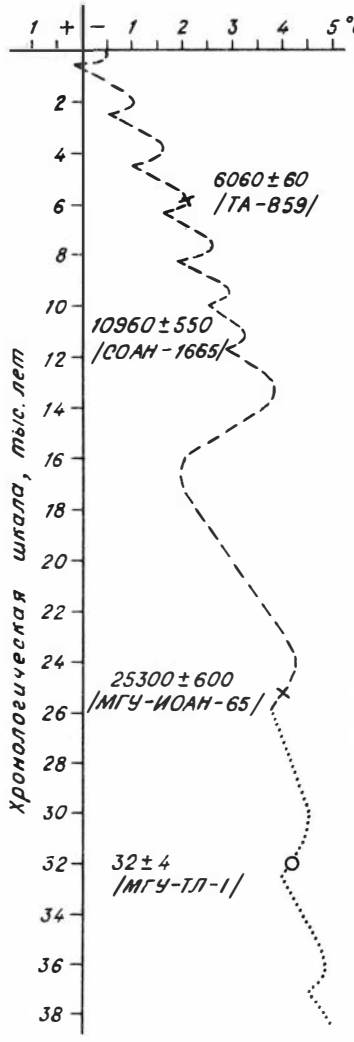
В настоящее время в осевых частях хребтов с современным оледенением количество выпадающих атмосферных осадков весьма неравномерно. По данным снегомерных съемок и изучения разрезов снежных толщ в шурфах, на ледниках количество осадков в Катунском хребте достигает I800–I850 мм, в хребте Южный Алтай – 800–I000 мм, в горном узле Биш-Иирду – I000–I200 мм и в Южно-Чуйском хребте – 800–I000 мм.

Сравнение этих величин с тем количеством осадков, которое может обеспечить снижение снеговой границы на 800–850 м, показывает необходимость более чем двукратного (в среднем) увеличения осадков. Соответственно должна была бы увеличиться увлажненность и в других высотных поясах. Как следствие увеличения осадков должно было произойти заметное увеличение расходов рек, увеличение увлажнённости грунтов и формирование более влаголюбивой растительности. Но, как уже указывалось, состав пыльцы из позднеплейстоценовой морены свидетельствует о холодных степных ландшафтах, геолого-геоморфологические данные – о возникновении крупных водоемов в межгорных котловинах только после начала деградации ледников. Всё это убеждает в том, что на Алтае ведущим фактором позднеплейстоценового оледенения было снижение температуры воздуха, а не увеличение атмосферных осадков.

Снижение температуры, обуславливавшее опускание снеговой линии и развитие позднеплейстоценового оледенения, несомненно, сопровождалось расширением зоны нивального климата, характеризующегося преобладанием в годовом приходе влаги твердых атмосферных осадков.

В эволюции позднеплейстоценового оледенения Алтая выделяется два крупных цикла, разделенных продолжительным периодом прерывистого сокращения ледников. По исследованиям условий формирования и длительности накопления ленточных отложений в ингрессионном Чаган-Узунском заливе пра-Чуйского ледниково-подпрудного озера установлено, что к концу этого периода деградации (I6–

Схематическая кривая постмаксимальной динамики позднеплейстоценового оледенения Алтая



Морена стадии XVII–XIX в.в.

Морена исторической стадии

Морена аккемской стадии

Морена кочурлинский стадии

Морена мультинской стадии

Морена огнёвской стадии

Морена первой стадии

Морена максимума второго мегастадиала (вюрмская)

Эрозионный врез, размыв озерно-ледниковых отложений

Окончание накопления ленточных осадков второй толщи

Начало формирования ленточных осадков второй толщи

Эрозионный врез, накопление флювиогляциальных галечников, разделяющих две толщи ленточных осадков

Окончание накопления ленточных осадков первой толщи

Конечно-моренный вал

Начало отложения ленточных осадков первой толщи

Свободный сток талых ледниковых вод

Первый постмаксимальный конечно-моренный вал

Свободный сток талых ледниковых вод, накопление флювиогляциальных галечников.

Максимум первого мегастадиала позднеплейстоценового оледенения

-I5 тыс. лет назад) ледники в бассейне Чаган-Узуна оставались в два-три раза длиннее современных. В течение всего периода деградации климатические условия были, следовательно, более благоприятными для оледенения, чем в настоящее время и не соответствовали существующим определениям межледниковья. С помощью ряда C^{14} датировок в разных долинах Алтая рассчитано, что прогрессивное наступание ледников второго гляциального цикла прекратилось около I3 тыс. лет назад и сменилось их стадиальной деградацией. Эти два позднеплейстоценовых гляциальных цикла, характеризовавшиеся сложной постмаксимальной динамикой ледников, представляется целесообразным назвать м е г а с т а д и а л а м и, а более холодный по сравнению с современным период между максимумами мегастадиалов - и н т е р м е г а с т а д и а л о м. Общая схема постмаксимальной эволюции позднеплейстоценового оледенения показана на рисунке.

В постмаксимальной стадиальной динамике ледников ведущую роль тоже играли изменения летних температур, о чем свидетельствуют близкие показатели депрессии снеговой линии по однопорядковым стадиальным моренам у ледников различных морфологических типов в разных частях Алтая. Убедительным подтверждением ведущей роли температуры в стадиальной динамике ледников служат синхронные им колебания границы леса в горах, верхний предел которой на Алтае осадками не лимитируется и определяется летними температурами воздуха.

С.С.Сухорукова

СОСТАВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА МОРЕН ЕНИСЕЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В долине Енисея, севернее устья Подкаменной Тунгуски естественными обнажениями вскрываются четвертичные отложения разных генетических типов, среди которых морены слагают значительную часть правобережных разрезов. Морены среднего и нижнего Енисея участвуют в строении нескольких гляциокомплексов, закономерно с

юга на север сменяющих друг друга, ранг и стратиграфическое положение которых в настоящее время дискутируется. Очевидно, что необходимо дальнейшее изучение литологии морен, особенно петрографического состава обломков, имеющих большое значение при расчленении, корреляции разрезов и палеогеографических реконструкциях направления движения ледников.

Характеристика обломков морен, рассмотренная в статье, имеет разный уровень и масштаб детальности. Так, самаровская и тазовская морены Бахтинского разреза, пока единственные, имеют определение валунов и галек на уровне микроскопического описания в шлифах (Сухорукова, Золотухин, 1976). В результате этого изучения обнаружены породы высокомагнезиальных траппов, представленные всеми фациальными разновидностями, что сразу поставило вопрос об источниках их поступления. Было высказано мнение, что коренные интрузии должны находиться поблизости, а район Среднего Енисея (междуречье р.Бахты и р.Фатьянихи) представляется перспективной, новой провинцией магнезиальных траппов на Сибирской платформе (Золотухин, Сухорукова, 1978).

Для решения этого вопроса изучаются морены тазовского и зырянского гляциокомплексов от р.Бахты до р.Пупковской (см. рисунок). Полевое и камеральное изучение состава и ориентировки обломочного материала сделано вместе с С.А.Абрамовым по методике А.С.Лаврова, когда из заданного объема морены (обычно четверть куба) выбираются все валуны и гальки. Кроме того, в полевых условиях отмывалось ведро мелкозема морены на сите 3 мм, полученная галечно-гравийная смесь ситовалась на почвенном наборе сит. В результате был проанализирован петрографический состав полного гранулометрического спектра обломков. При визуальном определении обломков были выделены две основные группы пород – траппы и карбонаты палеозоя западной окраины Сибирской платформы с небольшой долей терригенных пород и кварца. Наиболее представительная и разнообразная по составу фракция 7–2 см принята для сравнительного анализа петрографии морен. Микроскопическое определение пород трапповой формации в шлифах еще не закончено и будет рассмотрено отдельно.

Обзор данных по петрографии и ориентировке обломков морен по меридиональному профилю от устья р.Подкаменная Тунгуска до пос.Караул в устье Енисея показывает повсеместное преобладание

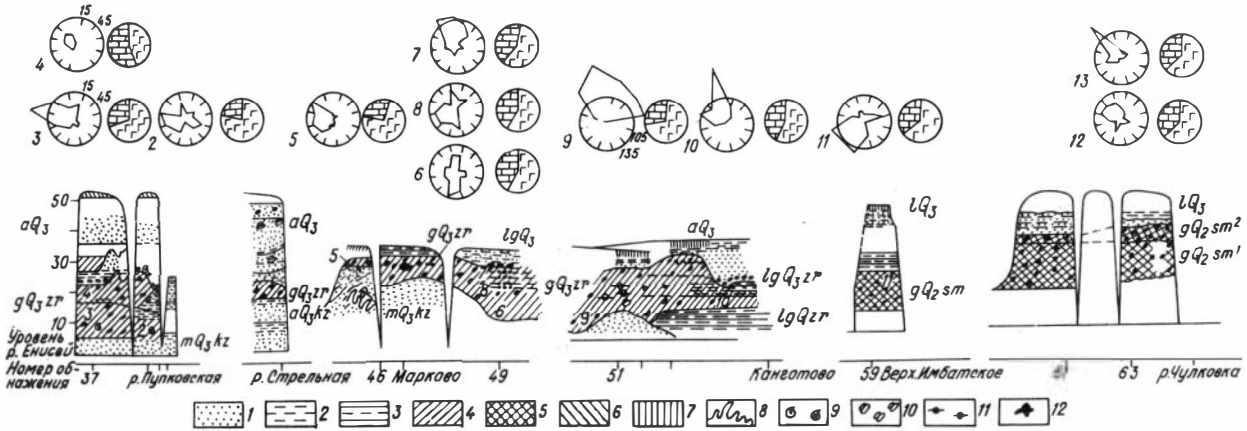


Схема строения правобережных разрезов Среднего Енисея от р.Чулковка до р.Пупковской. Петрографический состав и ориентировка обломков

I - пески, 2 - алевриты, 3 - ленточные глины, 4 - морена суглинистая, 5 - морена песчаная, 6 - бурая морена, 7 - покровные отложения, 8 - дислокации, 9 - обломки морских моллюсков, IO - остатки фораминифер, II - иматровы камни, I2 - обломочный материал морен. Круги слева - розы-диаграммы ориентировки обломков, круги справа - содержание карбонатов и трапов

траппов и карбонатов и северо-северо-западную ориентировку валунов и галек. Работа основана на изучении состава 300 галек и 100 замеров ориентировки длинных осей.

Самая южная полоса краевых образований самаровского гляциокомплекса высотой 110-209 м вскрывается серией разрезов у устья Подкаменной Тунгуски. Строение известных разрезов Хахалевского, Оплывного и Завального яров сложное; чешуи, интенсивно дислоцированные слои моренных суглинков, пески, галечники. В Оплывном яру наряду с типичной мореной в верхней половине разреза наблюдается прослой бассейновой локальной морены, значительно обогащенной каменным материалом. Доказательствами является следующее: обломки этого слоя в отличие от типичной морены ориентированы по всем румбам, почти половина обломков имеет углы наклона от 70 до 90°. Видимо, при поступлении морены в озерный бассейн происходило размокание моренного суглинка, механическая дифференциация его, оседание, сгуживание обломков, которые становились почти вертикально и теряли ориентировку.

В составе валунов и галек морен краевых образований самаровского гляциокомплекса выделяется несколько групп пород, отражающих геологическое строение бывшего ложа самаровского ледника в этом районе. Постоянно встречается (табл.I) кварц (5-10 %), обычно идеально окатанный. Магматические породы представлены базальтами Сибирской платформы (17-37 %) в виде окатанных старых галек с корочкой выветривания. Встречены обломки кислых пород (10 %) в виде полуугловатых молодых ледогранников с шероховатой поверхностью. Енисейский кряж представлен мелкими хорошо окатанными гальками метаморфических пород (1 %), сланцев углистых, кремнистых, кварцитов. Осадочные породы разнообразны. В основном это - палеозойские карбонаты и песчаники (в сумме 42-72 %), обломки полуугловатые и окатанные. Отношение содержания траппов и карбонатов, или коэффициент провинции, небольшой - 0,1. Гальки алевритов и белого мергеля принадлежат, видимо, мезозою. Интересны находки палеогеновых желтых опок в виде "утюгов" со сглаженными ребрами. Участие четвертичного материала доказывается присутствием осколков морских моллюсков и окатанных, со следами ледниковой обработки глинисто-карбонатных, четвертичных конкреций.

Интересно, что бассейновая морена Оплывного яра является

Состав обломков морен долины Енисея, %

Таблица I

Гляцио-комплексы	Индексы горизонтов морен	Местонахождение	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO
У	zr	г.Дудинка-Караул	I-0,5	3	37	0,2	0,7	50	-	6	-	6
$IУ_2$	zr	г.Игарка	0,4	-	30	-	-	70	-	-	-	-
		Ермаково	I,I	-	48	-	-	43	8	-	-	-
$IУ_I$	zr	Пупково	0,5	-	25	-	-	57	II	-	-	-
			0,6	3	29	-	-	43	-	-	-	-
	tz	Пупково	2,2	2	64	-	-	29	5	-	-	-
			2,5	2	69	-	-	28	-	-	-	-
III	?	Черно-островной мыс	I,2	-	55	-	-	45	-	-	-	-
II	tz	Марково	I,8	5	6I	-	-	34	I	-	-	-
		-"-	I,5	3	59	-	-	32	5	-	-	-
		-"-	I,4	I	58	-	-	40	-	-	-	-
		-"-	I,7	I	62	-	-	37	-	-	-	-
		Верх. Имбак	I,9	-	66	-	-	34	-	-	-	-
		Чулково	I,5	-	60	-	-	40	-	-	-	-
		Бахта	I,6	-	66	-	-	34	-	-	-	-
		-"-	I,7	-	55	-	-	3I	I3	I	-	I
	sm	Канготово	I,I	-	57	-	-	43	-	-	-	-
		Чулково	I,I	-	53	-	-	47	-	-	-	-
		Бахта	I,I	8	48	-	-	44	-	-		
I	sm	Хахалевский-Завальный яры	0,4	7	25	3	0,3	57	-	0,3	I	7

I - коэффициент провинции, отношение содержаний обломков траппов и карбонатов; 2 - кварц; 3 - траппы; 4 - кислые магматические породы; 5 - метаморфические; 6 - палеозойские карбонатные породы; 7 - палеозойские терригенные; 8 - мезозойский компонент; 9 - палеогеновые опоки; IO - четвертичный компонент.

локальной по составу обломков. Преобладающими являются гальки (70-50 мм) карбонатов, серых, угловатых, с острыми гранями, шероховатой поверхностью, видимо, ближнего переноса. Обломков траппов очень мало, они старые, в глинистой рубашке.

Ориентировка обломков измерялась в верхних недислоцированных слоях морен. Ориентировка колеблется в пределах северо-, северо-запад, северо-восток (285-345-45°).

Далее на север хорошо известен разрез в устье р.Бахты, который характеризует строение II гляциокомплекса - тазовского, протягивающегося на север до гряды Черноостровного мыса.

В основании Бахтинского разреза вскрываются полимиктовые желто-серые пески и галечники, косослоистые с маломощными линзами и пропластками тонколистоватого торфа. По составу галечник принадлежит питающей провинции Енисейского кряжа и сопоставляется с грубоаллювиальной толщей галечников и песков Оплывного и Завального яров.

На песках и галечниках залегает буровато-коричневая супесчаная морена с галькой и валунами. Морена перекрыта слоем ленточных глин, а затем желтых косослоистых песков с таберальными текстурами значительных криогенных нарушений. Верхняя половина разреза сложена коричневато-серой мореной с крупным оторженцем ленточных глин в средней части и завершается слоем лессовидного суглинка с погребенной почвой мощностью 0,5 м.

Стратиграфическая позиция разреза определена в 60-е годы И.И.Красновым по находке на бечевнике остатков широколобого оленя Alces latifrons Dawk как средний плейстоцен. Поэтому пески и галечники основания разреза были отнесены к тобольскому горизонту, а нижняя и верхняя морены, разделенные межморенными песками, к самаровскому и тазовскому горизонтам среднего плейстоцена.

В 1974 г. автором совместно с Ф.А.Каплянской и В.Д.Тарноградским были взяты пробы торфяных прослоев из тобольских песков для палеокарпологического изучения. По заключению В.П.Никитина (устное сообщение), "ископаемая флора отражает растительность речной долины в зоне елово-лиственничной тайги с березой, существовавшей в обстановке прохладного климата. По-видимому, на прибрежных террасах встречались участки остепненных лугов. Возраст флоры, вероятно, средний плейстоцен, сопоставление ее с отложениями тобольского горизонта мало вероятно, но не исключается".

Тогда же на бечевнике у разреза был найден фрагмент верхнего последнего коренного зуба мамонта позднего типа. По определению Э.А.Вангенгейм (устное сообщение), зуб принадлежит мамонту -

Mammunthus primigenius (Blum), геологический возраст остатка – поздний плейстоцен. Полученные факты недостаточны, чтобы изменить стратиграфическую схему разреза, но вызывают необходимость поисков верхнечетвертичных отложений, которые вмещали остатки мамонта.

Самаровская и тазовская морены Бахтинского разреза, который рассматривается как стратотипический, представляют значительный интерес с точки зрения текстуры, структуры, минерального, петрографического состава и новообразований. Останавливаясь лишь на характеристике обломков, следует отметить сходство состава самаровской и тазовской морен (табл.2).

Таблица 2

Петрографический состав обломков морен ниже устья Бахты и у пос.Ермаково (определения в шлифах), %

Морена	Высота над урезом	Кол-во обломков	Магматические породы			Метасоматические породы	Pz осадочные породы				Mz	Q
			I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0
Зырянская, п.Ермаково	5,2–8,2	58	–	I4	4	32	7	20	I4	I0	–	–
Тазовская, п.Бахта	29,3–35,7	I75	3	23	I0	I9	I5	9	7	I3	I	I
Самаровская, п.Бахта	I4,7–I5,4	I00	6	I6	I0	2I	I8	I0	5	I2	–	–
–"– (валунная мостовая)	I4,4	30	70	I5	5	I0	–	–	–	–	–	–

Среди обломков найдены (табл.2) магматические (I,2,3), метасоматические (4) и осадочные породы (5–8). Каждая группа включает несколько разновидностей. Так, первая объединяет габбро-долерит пикритовый, оливиновый, троктолитовый (четыре разновидности); 2 – долерит оливиновый (шесть разновидностей); 3 – базальт (восемь разновидностей), 4 – метасоматически измененные, габбро и др., туфогенные и осадочные породы (I7 разновидностей), 5 – доломиты (семь разновидностей), 6 – известняки (четыре разновидности), 7 – песчаники известковые (пять разновидностей), 8 – алевролиты, аргиллиты и др. (II разновидностей), 9 – бокситы, глины, I0 – иматровы камни.

Породы 5–8 групп принадлежат палеозойским осадочным отложениям, а 9 и 10 группы – мезозойским и четвертичным.

Микроскопическое изучение обломков морен в шлифах показывает некоторые количественные различия в содержаниях пород. Так, самаровская морена Бахтинского разреза имеет в два раза больше обломков габбро-долеритов пикритовых, оливиновых, троктолитовых, немного больше палеозойских доломитов и метасоматически измененных пород.

Морены отличаются также по соотношению основных групп пород: траппов и карбонатов. Самаровская морена имеет примерно равные их количества, а тазовская содержит больше магматических и метасоматических пород.

Качественные различия морен Бахтинского разреза состоят в том, что самаровская морена имеет обломки мезозойских пород, а тазовская – характерные иматровы камни четвертичных озерно-ледниковых глин.

Как уже отмечалось, в других разрезах морен Среднего Енисея лишь визуально определен состав обломков полного гранулометрического спектра от 100 до 3 мм с выделением четырех групп пород: кварц, траппы, карбонаты, песчаники (табл.3). Преобладающими породами являются траппы и карбонаты. Песчаники содержатся лишь в пробах Пушково. Содержание кварца подчиненное (5–10 %) и распределение его сосредоточено в гравийно-песчаных фракциях.

Данные табл.3 демонстрируют изменение содержаний пород по фракциям. Так, валуны и гальки содержат больше траппов, среди мелких галек и крупного гравия содержания траппов и карбонатов приблизительно выравниваются, а в мелком гравии и крупном песке количество траппов снова возрастает. Таким образом, можно наметить полимодальность в распределении петрографического состава обломков, которая совпадает с полимодальностью гранулометрического состава морен. Это – проявление известной взаимосвязи состава и размера обломков, свойственной ледниковым отложениям вследствие дробления. Изменения состава обломков по фракциям морен определяется также исходными размерами обломков питающих пород, их прочностными свойствами. Естественно, что среди валунов чаще встречаются траппы, чем карбонаты. Но имеющиеся выборки валунных фракций явно не представительны из-за небольшого исходного объема моренной пробы. Поэтому для подсчета средних содержа-

Таблица 3

Состав обломков гранулометрического спектра морен Среднего Енисея, весовые проценты от фракции (схему расположения проб см. на рисунке)

Район	№ обр.	Породы	100– мм	100– –70	70– –50	50– –30	30– –20	20– –10	10– –7	7– –5	5– –3	Сред. содер.	Коэф. провинц.
Пушково	I	Трапны	–	–	I5	5I	26	29	–	–	–	25	
		Карбон.	–	I00	49	49	74	7I	–	–	–	57	0,5
		Песчан.	–	–	46	–	–	–	–	–	–	II	
	2	Кварц	–	–	–	I	–	5	I4	5	5	2	
		Трапны	I00	I00	78	78	56	43	58	70	48	64	2,2
		Карбон	–	–	–	2I	44	52	27	23	45	5	
		Песчан.	–	–	22	–	–	–	–	–	–	29	
	3	Кварц	–	–	–	–	–	I0	I4	7	I6	2	
		Трапны	–	–	92	68	62	54	60	57	60	69	2,5
		Карбон	–	–	8	32	38	34	25	35	26	28	
	4	Кварц	–	–	–	–	–	I4	–	–	–	3	
		Трапны	–	–	46	–	40	29	–	–	–	29	0,6
		Карбон.	–	–	54	I00	60	57	–	–	–	43	
Марково	5	Кварц	–	–	–	3	I	I6	–	–	–	5	
		Трапны	–	78	76	73	52	44	–	–	–	6I	I,8
		Карбон.	–	22	24	24	46	40	–	–	–	34	
		Песчан.	–	–	–	–	I	–	–	–	–	–	
	6	Кварц	–	–	–	–	–	3	I0	I0	I5	I	
		Трапны	–	I00	73	60	58	57	75	70	60	62	I,7
		Карбон.	–	–	27	40	42	40	I5	20	I9	37	
	7	Кварц	–	–	–	2	3	6	I0	I0	25	3	
		Трапны	–	–	62	66	57	54	60	70	50	59	
		Карбон.	–	–	I8	32	40	40	30	20	25	32	I,5
		Песчан.	–	–	20	–	–	–	–	–	–	5	
	8	Кварц	–	–	–	–	–	2	I5	9	–	I	
		Трапны	–	7I	63	58	58	58	45	5I	–	58	
		Карбон.	–	28	37	42	42	40	40	40	–	40	I,4
Канто-тово	I0	Кварц	–	–	–	–	–	–	I0	5	–	–	
		Трапны	–	–	–	57	57	59	5I	70	–	57	I,I
		Карбон.	–	–	–	43	43	4I	39	25	–	43	
Верх. Имбак	II	Кварц	–	–	–	–	–	–	I	I	–	–	
		Трапны	–	65	77	64	65	52	54	52	–	66	I,9
		Карбон.	–	–	23	36	35	48	45	47	–	34	
Чулково	I2	Трапны	–	84	46	60	57	49	–	–	–	53	
		Карбон.	–	I6	54	40	43	5I	–	–	–	47	I,I
	I3	Кварц	–	–	–	–	–	–	I0	I0	–	–	
		Трапны	–	I00	75	60	59	5I	50	50	–	60	I,5
		Карбон.	–	–	25	40	4I	49	40	40	–	40	
Бахта	I4	Кварц	–	–	–	–	–	–	I0	I0	I0	–	
		Трапны	–	–	76	74	60	53	50	40	50	66	I,6
		Карбон.	–	I00	24	26	40	47	40	50	40	34	
	I5	Кварц	–	–	–	7	II	I4	I5	I6	25	8	
		Трапны	–	90	56	55	40	40	32	50	45	48	I,I
		Карбон.	–	I0	44	38	49	46	53	34	25	44	

ний трапов и карбонатов взяты данные интервала фракций 7–2 см. Подсчитанные средние значения содержаний трапов и карбонатов и их отношения приведены в предпоследней и последней графе табл.3. Это отношение состава обломков морен названо коэффициентом провинции, так как пределы его значений меняются от одного гляциокомплекса к другому (табл.I, графа I).

В пределах тазовского гляциокомплекса (II) самаровская морена Бахтинского разреза имеет коэффициент провинции I,I, а вышележащая тазовская морена – I,6–I,7. Вместе с различиями состава, текстур, структур морен этого гляциокомплекса, можно отметить закономерное изменение и распределение коэффициента провинции по разрезам, что приводит к мысли о его стратиграфическом значении. На этом основании к самаровской морене отнесены вскрытые бечевником нижние горизонты морен Чулково и Канготово (К = I,I). Тазовская морена со значениями коэффициента провинции I,4–I,9 прослежена помимо Бахтинского разреза у Чулково, Верхний Имбак, Марково.

Далее на север, краевые гряды у Черного острова, рассматриваемые как зырянские образования, имеют сложное чередование чешуй грубых песков и морен. Изучение морены нижней части разреза дало коэффициент провинции I,2. Так как нет данных по составу более высоких моренных слоев, стратиграфическая позиция этой морены остается неясной (III?).

По С.Л.Троицкому (I975), Л.Л.Исаевой и В.В.Астахову (устное сообщение), гляциоморфологические и геологические данные свидетельствуют о распространении также зырянского гляциокомплекса в районе р.Пушковской ($IУ_I$). В очень интересном, своеобразном разрезе у с.Пушково четко выделяется два горизонта морен. Нижняя серая, имеющая самый высокий коэффициент провинции 2,2–2,5, отнесена к тазовской, а верхняя бурая, с коэффициентом 0,5–0,6 – к зырянской морене.

Севернее устья р.Нижняя Тунгуска обнажается стратиграфически хорошо изученный зырянский гляциокомплекс ($IУ_2$) в отличие от предыдущих с одним горизонтом морен, для которых коэффициент провинции имеет значение 0,4–I,I. Близкий петрографический состав обломочного материала морен на участке от гряд Черного острова до г.Игарка не противоречит их зырянскому возрасту. Но необходимо отметить иное строение разрезов южнее р.Нижняя Тунгуска, где наблюдается не менее двух горизонтов морен.

На севере (г.Дудинка – пос.Караул) описывается чешуйчатое строение и значительная дислоцированность моренных отложений (У), где наряду с валунсодержащими (санчуговскими) суглинками часто встречаются слабо переработанные массы водно-осадочных, в том числе морских мезозойских и четвертичных пород. В разрезе у г.Дудинка имеется два горизонта морен. В составе обломков санчуговских и послеказанцевских суглинков определены кварц, траппы, кислые магматические породы, метаморфические сланцы, палеозойские карбонаты, мезозойский и четвертичный компонент. Коэффициент провинции колеблется в пределах I–0,5, т.е. тех же самых, которые выявлены для зырянского гляциокомплекса нижнетунгусского района ($IУ_I$–$IУ_2$, табл.I), хотя состав последнего представлен только траппами и карбонатами палеозоя Сибирской платформы. Низкие значения коэффициента провинции имеют морены самаровского гляциокомплекса, далеко на юге в устье р.Подкаменная Тунгуска. Очевидно, что формальное использование этого коэффициента для целей расчленения и корреляции морен невозможно.

В заключение можно сделать следующие выводы:

I. Данные по петрографическому составу обломков морен подтверждают выделение в долине Енисея нескольких гляциокомплексов – самаровского (I), тазовского (II), зырянского (III ?, $IУ_{I-2}$, У). Время формирования их определено по гляциоморфологическому результату, при этом каждый имеет свои особенности геологического строения разрезов и ледниковой истории.

2. Впервые получены данные по ориентировке обломков морен по меридиональному профилю от устья р.Подкаменная Тунгуска до пос.Караул, часть которых по Среднему Енисею приведена на рисунке. Главный максимум роздиаграмм колеблется в пределах азимута СЗ 285–345° и С 360°, дополняется для морен в устье Енисея азимутами СВ I5–45°. Это говорит о значительном и постоянном северо- северо-западном стрессе при формировании морен всех гляциокомплексов, что обусловливалось ориентировкой Енисейской депрессии на стыке Сибирской платформы и Западно-Сибирской равнины.

3. Используемая методика макроскопического изучения обломков морен и применение коэффициента провинции дает положительные результаты разного плана. В пределах тазовского гляциокомплекса проявляется его стратиграфическое значение для расчленения самаровской и тазовской морен. Изменение его от одного района к дру-

гому придает ему палеогеографический смысл для районирования территории и установления границ стратиграфических корреляций. Коэффициент провинции показывает также изменчивость условий оледенения. Например, можно думать, что в предтазовское время произошла активизация неотектонических движений, гляциоизостатический подъем траппового поля и увеличение количества обломков траппов в тазовской морене. Возможно, при этом подвергались ледниковой экзарации интрузии высокомагнезиальных траппов.

4. Среди морен Енисея тазовский гляциокомплекс и микроскопическая характеристика его обломков представляет значительный интерес в связи с поисками новой провинции высокомагнезиальных траппов в районе Среднего Енисея.

И.Д. Данилов

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ БАССЕЙНОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВАЛУНОСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

На равнинах западного сектора Севера Евразии (Печорская низменность, Север Западной Сибири, Северо-Сибирская низменность) в разрезе плейстоценовых отложений широко представлены неслоистые слабосортированные суглинки и глины с включениями грубообломочного материала – гравия, гальки, валунов. Эти литологические разности распространены в пределах водораздельных территорий, участвуют в строении морских, озерных и речных террас. Нередко они составляют 50–70, а иногда до 80–90 % разреза плейстоценовых отложений, мощность их достигает 100–200 м и более.

Литологические признаки отложений: глинисто-суглинистый состав, слабая сортированность, отсутствие или слабая выраженность слоистости, наличие грубообломочных включений и ряд других послужили главным основанием для вывода о их континентально-ледниковом, моренном происхождении. В то же время суглинки, залегающие в пределах водораздельных территорий и морских террас, со-

держат остатки раковин морских организмов – моллюсков, ракообразных, фораминифер, остракод, что позволяет рассматривать их как своеобразные литолого-фациальные типы отложений ледовитых холодноводных морей. Дискуссия о происхождении и условиях формирования отложений, называемых мореноподобными, длится более 100 лет и имеет принципиальное значение. В зависимости от интерпретации генезиса этих отложений по-разному решаются кардинальные вопросы палеогеографии плейстоцена обширных территорий Севера Евразии. Выявляются трансгрессии и регрессии Полярного бассейна или рисуются огромные и неоднократные ледниковые покровы. Остатки фауны, их состав и условия залегания были бы, безусловно, достаточным основанием для признания морского происхождения содержащих их пород, если последние не отличались слабой сортированностью и не содержали грубообломочные включения. Литологический облик является основным генетическим признаком при аргументации ледниковой концепции происхождения мореноподобных отложений (Троицкий, 1975). При доказательстве их водного·бассейнового происхождения используются в основном палеонтологические данные. Система доказательств одной концепции литологическая, другой в основном палеонтологическая, что является одной из объективных причин, мешающих решению проблемы. Методически более правильно рассматривать дискуссионные вопросы генезиса мореноподобных суглинистых отложений с единых литологических (или палеонтологических) позиций. Литологические критерии бассейнового происхождения валунных слабо соритрованных отложений глинисто-суглинистого состава рассматриваются ниже.

Гранулярный состав является одним из основных показателей условий формирования осадочных пород, главным образом динамики среды осадконакопления. Долгое время практически не подвергалось сомнению положение, что в пределах равнинных территорий лишь ледниковые моренные отложения имеют несортированный состав и характеризуются хаотической смесью частиц различного размера: от пелитовых до псефитовых. Однако исследования современных ледовитых полярных водоемов показали, что их осадки также слабо сортированы.

Плейстоценовые отложения проблематичного генезиса, широко распространенные на равнинах Севера, имеют смешанный гранулярный состав. Иногда это глины, иногда алевриты, но в основном суг-

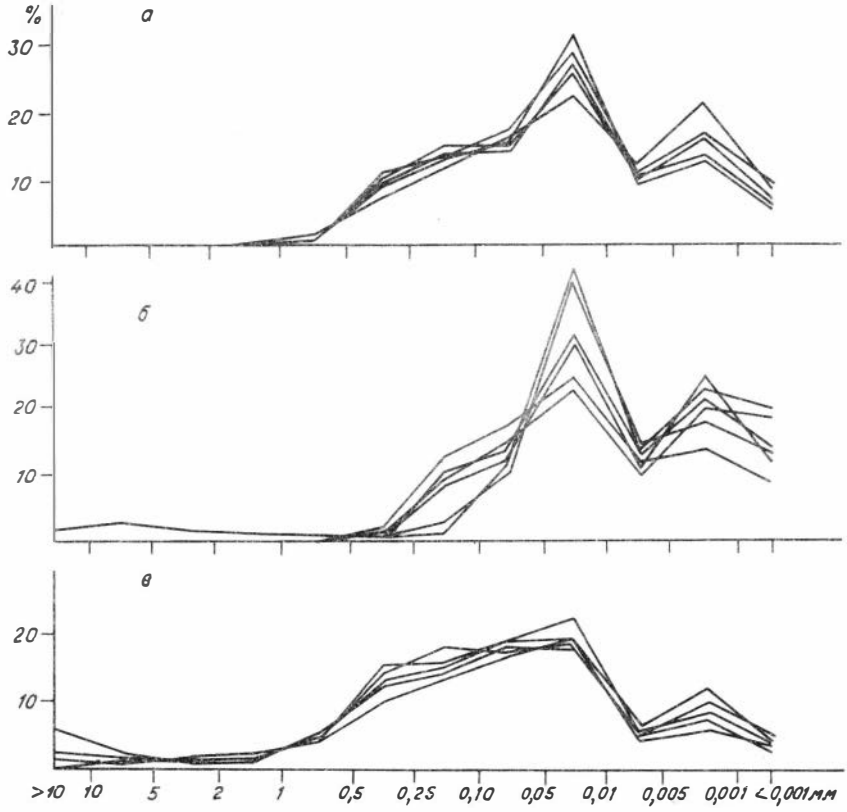


Рис.I. Графики гранулярного состава слабосортированных отложений песчано-алеврито-глинистого состава:
а – плейстоценовые суглинки с валунами и остатками морской фауны района нижнего течения Енисея; б – современные донные илы Карского моря; в – плейстоценовые суглинки с валунами без фаунистических остатков района Подмосковья и Украины

линки, состоящие из смеси пелитовых, алевритовых, псаммитовых частиц и содержащие грубообломочные включения. Несмотря на смешанный состава, отложения обладают известной сортировкой (Данилов, I978,I979). Сравнение графиков гранулярного состава неслоистых валунных суглинков с остатками морской фауны районов севе-

ро-востока Западной Сибири с графиками аналогичных по внешнему виду, но лишенных остатков макро- и микрофауны суглинков центральных районов Русской равнины (Подмосковье) и Украины (рис.I) показывает, что их характер существенно различен. Фаунистически охарактеризованные валунные суглинки Севера отличаются одним или двумя достаточно четко выраженными пиками (рис.Iа), приходящимися на фракции крупных алевритовых и глинистых частиц, так же,как в некоторых типах современных донных осадков арктических морей (рис.Iб). Несортированные валунные суглинки Подмосковья, Украины, не содержащие остатков морской фауны, характеризуются весьма равномерным распределением частиц по гранулярному спектру (рис.Iв), в них нет существенного преобладания какой-либо одной или двух фракций. Следовательно, валунные суглинки бассейнового происхождения характеризуются слабой сортировкой материала. Вместе с тем, принято считать, что бассейновые отложения имеют хорошую сортированность, а в море как конечном водоеме стока накапливаются чистые петрографические разности пород: глины, алевриты, пески, галечники.

Анализ гранулярного состава современных осадков арктических морей (Карского и Лаптевых) вне зоны волно-прибойного воздействия свидетельствует, что на их дне нет отчетливо обособленных литологических разновидностей - "чистых" песков, алевритов,глин (рис.2). Все типы донных грунтов представляют собой смесь пелитовых, алевритовых и псаммитовых частиц, содержащихся в различных процентных соотношениях с преобладанием той или иной составляющей. Даже в наиболее сортированных песчаных, алевритовых и глинистых разностях осадков существенна примесь иных фракций. Наиболее распространенные на дне обоих морей илы и глинистые илы характеризуются весьма слабой степенью сортированности, соответствующие им точки располагаются в центральной части треугольной диаграммы или близко к ней (см. рис.2).

Сравнение данных по гранулярному составу современных донных осадков арктических морей и позднекайнозойских слабо сортированных суглинков с крупнообломочными включениями и остатками морской фауны показывает, что они являются практически однотипными. Нередко плейстоценовые валунные суглинки и глины сортированы лучше современных донных осадков.

Включения крупнообломочного материала отнюдь не являются

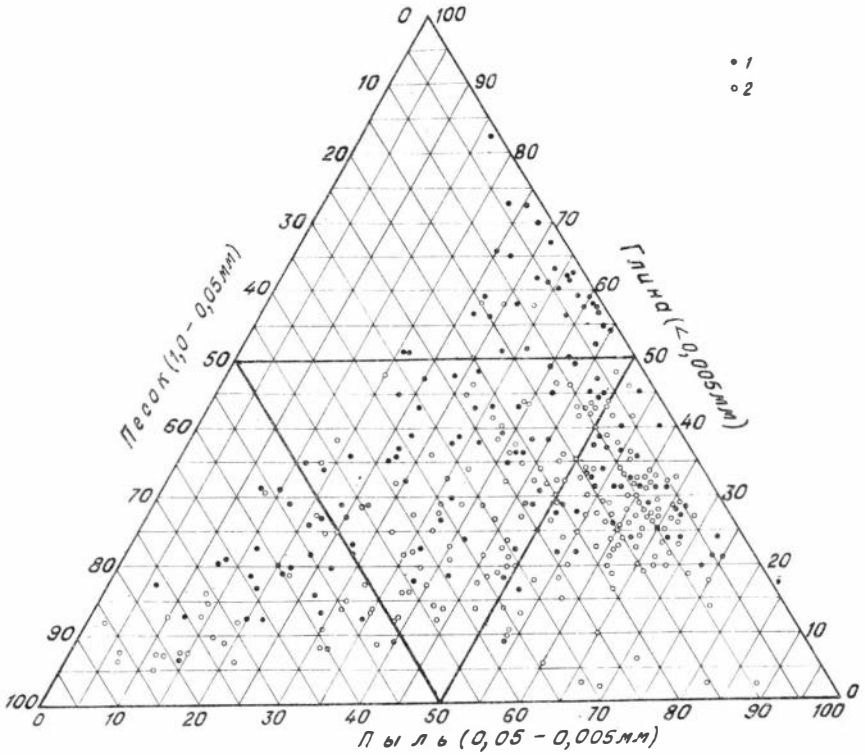


Рис.2. Гранулярный состав (в %) современных донных осадков арктических морей
I – Карское море; 2 – море Лаптевых. Составлены по данным А.А.Кордикова

признаком исключительно ледникового происхождения содержащих их слабо сортированных разностей пород. Возможные агенты переноса грубообломочного материала на большие расстояния в пределах равнин существуют помимо покровных ледников. Известно, что речной лед, например, является достаточно мощным фактором переноса крупнообломочного материала. Скопления валунного материала по берегам сибирских рек – это неповсеместно остаточный перловий валуносодержащих ледниковых отложений. Многочисленные примеры

свидетельствуют о больших транспортирующих возможностях речных льдов. На Енисее, например, речным льдом образуются крупные (до 5–7 м высотой) валунные гряды безусловно современного происхождения, поскольку в них захоронен плавник техногенного происхождения. Значение и возможности морских припайных льдов как агента переноса крупных обломков в полярных водоемах вряд ли нужно доказывать. Дальность разноса грубообломочного материала льдами морского припая характеризуется установлением гравия и гальки в современных осадках центральных частей Арктического бассейна.

Условия залегания крупнообломочных включений могут служить достаточно надежным показателем накопления вмещающих их пород в водной среде (рис.3). В толщах мореноподобных суглинков и глин отмечаются многочисленные линзы и линзовидные прослои, сложенные слоистыми песками, алевритами, глинами несомненно водного происхождения. Валуны, залегающие в неслоистых слабо сортированных суглинках непосредственно выше их контакта с линзами песков и алевритов, продавливают или изгибают подстилающие их слоистые породы в пологие синклинальные складки (рис.3,а,б). При этом деформируется как неслоистый суглинок, в котором валуны залегают, так и горизонтальные слои линзы. Этот факт является свидетельством того, что осадки в момент погружения в них валуна находились во влагонасыщенном, вероятно, полужидком состоянии. По-видимому, и в остальных случаях валуны нарушают первичные условия залегания вмещающих бассейновых отложений. Но в однородных неслоистых суглинках и глинах это визуально трудно заметить и хорошо видно лишь на контактах со слоистыми разностями пород (рис.3,в).

Существуют попытки объяснения изгибания валунами подстилающих слоев вдавливанием под воздействием массы ледника. Дополнительным критерием захоронения крупнообломочных включений в водной среде являются облекающие условия залегания перекрывающих их пород (рис.3,а), что поддается визуальному наблюдению лишь в случаях, когда в неслоистых суглинках и глинах имеются прослои песка или алеврита. Существуют и прямые свидетельства пребывания валунов на морском дне – следы прикрепления к ним раковин морских организмов, например, балянусов. Подобные валуны установлены в морских глинах с фауной в центральных районах севера Печорской низменности. Следовательно, дальность их транспортировки морскими льдами была весьма значительной, ибо перенесены они могли

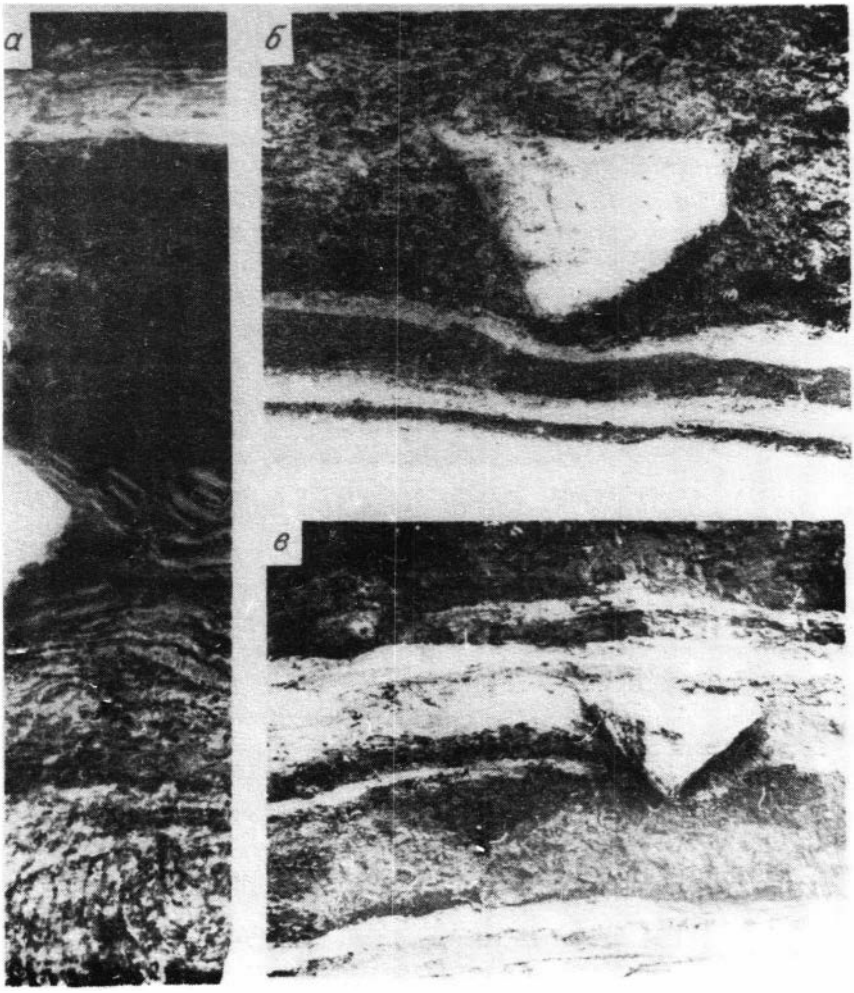


Рис.3. Условия залегания валунов в неслоистых суглинках и взаимосвязанных с ними слоистых разностях пород:
а – валун на контакте суглинков и нижележащих слоистых песков с остатками морской фауны; б – валун в суглинках изгибает нижележащие горизонтальные слои песка и алеврита; в – валун в песке изгибает нижележащий неслоистый суглинок, что видно благодаря наличию в суглинке тонкого прослоя песка

быть только с крутых гористых берегов палеобассейна, т.е. с Урала, Тимана или Новой Земли.

Форма, окатанность и размеры крупнообломочного материала характеризуют источник его поступления. В плейстоценовых отложениях с остатками морской фауны он близок грубообломочному материалу в современных осадках ледово-морского типа. Это преимущественно мелкие валуны и галька в основном средней и хорошей окатанности. Встречаются идеально окатанные экземпляры округлой формы, в том числе очень плотных пород, например, кварцевая галька. Поверхность крупных обломков в плейстоценовых отложениях нередко покрыта царапинами и штрихами, что также характерно для крупнообломочного материала ледового разноса. В приантарктических морях, где доминирует айсберговый разнос, и каменные обломки имеют ледниковое происхождение, им свойственны, по наблюдениям А.П.Лисицына, слабая окатанность, угловатые формы, отсутствие штриховки и царапин на поверхности, а также валунов утюгообразной формы, считающихся характерными для ледниковых морен.

Состав захороненных водно-растворимых солей в отложениях глинистого состава является достаточно определенным показателем среды осадконакопления. Можно утверждать, что в покровных ледниках не создается условий для обогащения отлагаемого ими материала легкорастворимыми солями, в особенности хлоридами и сульфатами. Даже если в ледники попадал материал морского происхождения из более древних пород, он неизбежно в процессе транспортировки в рассеянном состоянии во льду и при отложении из ледников должен был распресняться. Тем более это относится к осадкам, отложенным ультрапресными талыми ледниковыми водами. Есть все основания считать, что обогащенность отложений сульфатами и хлоридами является следствием их накопления в условиях морской среды. Распределение легкорастворимых солей по разрезам морских отложений (фации трансгрессивные, регрессивные, максимума трансгресси), а также на площади закономерно и согласуется с изменениями режима солености бассейнов седиментации. Это обстоятельство позволяет использовать состав захороненных в осадках водно-растворимых солей как генетический и даже палеогеографический критерий (Данилов, 1978; 1979).

Конкреции являются важным и надежным показателем условий накопления и последующего преобразования вмещающих их пород. Определенные литолого-фациальные типы бассейновых отложений характеризуются своеобразными комплексами конкреций.

Слабосортированные морские суглинки и глины с остатками фауны и крупнообломочными включениями содержат конкреции сульфидов и фосфатов железа, карбонатов. В аналогичных по внешнему виду отложениях опресненных и пресноводных водоемов встречаются конкреции фосфатов железа и карбонатов. Грубозернистые песчано-галечные осадки прибрежных фаций характеризуются наличием окисных железисто-марганцовистых, иногда карбонатных конкреций. Конкреции представляют собой сгустки новообразованного минерального вещества и наиболее показательны с точки зрения выяснения генезиса вмещающих пород.

Конкреции сульфидов железа обычно небольшого размера (0,5–5,0 см в поперечнике), форма их овальная, шаровидная, эллипсовидная или неправильная. Новообразованное минеральное вещество в конкрециях цементирует терригенный материал вмещающих пород. В наиболее хорошо оформленных и обособленных конкрециях в центре располагается желтое блестящее пиритовое ядро, окруженное аморфным сульфидом железа черного цвета (типа гидротроилита – мельниковита). Большинство конкреций имеет зародышевую форму, слабо обособлены от вмещающих пород, цементирующее вещество в них не дифференцировано по зонам и состоит из черного коллоидного сернистого железа, местами частично раскристаллизованного до пирита. Содержание сульфидного железа в конкрециях колеблется от 9 до 25 %, сульфидной серы от 10 до 28 %. Обычно более 50 % вещества конкреций составляет терригенный материал песчано-алевритоглинистой размерности.

В конкрециях фосфатов железа цементирующее вещество представлено вивианитом, содержание железа в пересчете на Fe_2O_3 в них составляет до 40–41 %, фосфора в пересчете на P_2O_5 до 18–22 %. Размеры конкреций 2–5 мм в поперечнике, по форме они напоминают бобовины или горошины.

Карбонатные конкреции имеют овальную, шаровидную, эллипсовидную форму, размеры их от 2–5 до 20–40 см в поперечнике. Конкреции представляют собой смесь терригенного материала вмещающих пород и цементирующего их карбонатного вещества, содержащихся в различных процентных соотношениях. Карбонатный цемент состоит из мелко- и скрытозернистой массы, на фоне которой выделяются отдельные зерна кальцита и игольчатого арагонита. Состав карбонатного цемента конкреции в морских и пресноводных отложениях су-

щественно отличается. В конкрециях из валунных глин и суглинков с морской фауной карбонатный цемент разнообразен по составу. Помимо углекислого кальция отмечаются карбонаты марганца, железа, магния. Количество карбонатов кальция достигает 47–48 %, карбонатов марганца II–I2,5 %, карбонатов железа I9,3 %, карбонатов магния 9,7 % (Данилов, I978). Общая сумма карбонатов в некоторых конкрециях составляет 62,6–66,2 %. В конкрециях из пресноводных суглинков и глин карбонатный цемент состоит почти исключительно из углекислого кальция (до 45,6–58,5 %). Лишь в отдельных конкрециях фиксируется небольшая примесь карбонатов марганца (до 2,2–2,9 %) и железа (до I,2 %). Общее количество карбонатов не превышает 58,5 %. Конкреции из прибрежно-морских отложений близки по составу цемента конкрециям из пресноводных отложений.

Возможны несколько допущений о способах образования конкреций. Первое – образование в донных обводненных илах водоемов на стадии диагенеза. Второе – переотложение из более древних пород водного генезиса ледником и включение их в толщу морены. Третье – образование после отложения осадка водой или льдом в результате циркуляции подземных вод. Наконец, высказывается предположение о возможности образования карбонатных конкреций в теле ледника в толще мореносодержащего льда (Лаврушин, Голубев, I980). Рассмотрим каждое из возможных допущений. Прежде всего можно с определенностью утверждать, что конкреции являются не переотложенными включениями, а новообразованными стяжениями. Терригенный материал конкреций и вмещающих их отложений полностью идентичен в песчаной, алевритовой и глинистой фракциях. В крупных карбонатных конкрециях включены также галька и мелкие валунчики, иногда наполовину залегающие во вмещающих породах. Эти факты однозначно свидетельствуют, что конкреции имеют аутигенную природу. Формирование конкреций вследствие циркуляции подземных вод в ранее отложенных породах невозможно по той причине, что эти породы находятся в мерзлом состоянии с момента выхода их на дневную поверхность. Если содержащие конкреции валунные глины и суглинки являлись бы мореной, она сразу же после отложения ледником должна была переходить в мерзлое состояние. Поэтому с точки зрения ледниковой концепции возможен только один способ формирования конкреций – в теле ледника при транспортировке моренного материала. Предлагается следующее объяснение способа формирования кар-

бонатных конкреций в толще мореносодержащего льда (Лаврушин, Голубев, 1980). На определенных участках во льду возникают достаточно интенсивные напряжения, что приводит сначала к частичному растворению обломочных карбонатов и насыщению ими режеляционных вод внутри льда. Затем происходит спад напряжений и выпадение кальцита из раствора. Конкреции подобного рода названы гляциометаморфическими или гляциострессовыми. Предложенный способ возникновения карбонатных конкреций в ледниках предполагает, что они должны были иметь повсеместно одинаковый состав цемента, поскольку в раствор переходит, а затем выпадает из него, исключительно углекислый газ. Факт различия состава карбонатного цемента в конкрециях из отложений с морской фауной и без нее не получает объяснения. На поверхности некоторых карбонатных конкреций видны следы их безусловного пребывания на дне водоема (прикрепившиеся раковины морских организмов). Ядрами отдельных карбонатных конкреций являются либо растительные остатки, либо раковины морских моллюсков, по видовому составу тождественные фаунистическим остаткам во вмещающих породах, что отмечал в своих работах еще В.Н.Сакс. Закономерности внутреннего строения карбонатных конкреций со всей очевидностью свидетельствуют, что их разрастание шло постепенно. Вышеприведенные факты никак не согласуются с гляциострессовой гипотезой возникновения карбонатных конкреций в мореносодержащих толщах ледников.

Образование конкреций сульфидов железа в принципе невозможно во льду. Обязательным условием их возникновения является активное протекание процессов редукции гидроокислов железа, сульфатов и последующей генерации сульфидов. Возможность осуществления этих процессов предопределяется микробиологическим разложением рассеянного органического вещества в осадке, что исключается в толщах льда и мерзлых пород. И в тех, и в других отсутствует также источник сульфатов, обогащающих иловые воды морских донных осадков. Внутреннее строение конкреций показывает, что выделение сульфидов железа происходило постепенно и последовательно, нередко кристаллы пирита наследуют органические остатки. Например, прослеживаются все последовательные стадии замещения сульфидами железа растительной ткани в обломках древесины (рис.4).

Внутреннее строение, состав конкреций, взаимоотношения с вмещающими отложениями и условия залегания однозначно свидетель-

ствуют о том, что их формирование происходило в талых обводненных грунтах. При этом конкреции сульфидов железа возникли в осадках, в достаточной степени обогащенных рассеянным органическим веществом при наличии источника сульфатной серы и активном протекании процессов микробиологической редукции, т.е. в условиях дна морских водоемов или водоемов, имевших связь с морем. Карбонатные конкреции формировались как в морских, так и пресноводных бассейнах, если в них поступали в достаточных количествах тонкорассеянные и водорастворимые карбонаты. Вышеизложенное показывает, что факт наличия конкреций, особенности их состава, строения, условия залегания, приуроченность определенных типов конкреций к определенным типам отложений - все это надежные признаки водного бассейного происхождения конкрециеносных пород.

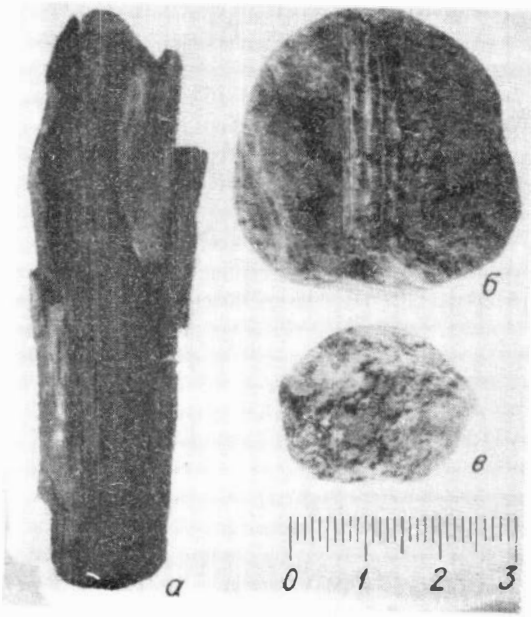


Рис. 4. Формы аутигенных выделений сульфидов железа в неслоистых валунных суглинках с остатками морской фауны:
а - пиритизированный обломок древесины; б - полностью замещенный сульфидами железа древесный остаток, видно, что кристаллы пирита наследуют растительную ткань; в - конкрециевидное стяжение сульфидов железа

Криогенное строение отложений проблематичного генезиса является важным показателем условий их формирования. В мерзлых толщах валуносодержащих глин и суглинков на севере Западной Сибири, в Северо-Сибирской низменности, на прибрежных равнинах Чу-

котки залегают подземные льды пластовой или линзовидной формы. Лед нередко - полосчатый за счет неравномерного содержания минеральных включений. Иногда эта полосчатость напоминает горизонтальную слоистость, иногда - имеет деформированный характер. Во льду встречаются включения гальки, валунов, раковины морских моллюсков и фораминифер. Высказано мнение, что подземные залежи льда в толщах валуносодержащих пород, а иногда и сами эти породы являются захороненными остатками былых покровных ледников. Предполагается, что содержащие подземный лед моренные отложения сохранили свое изначально мерзлое состояние. Однако общие закономерности криогенного строения толщ валуносодержащих пород с пластовыми и линзовидными льдами свидетельствуют, что они накапливались в основном в талом состоянии и промерзали впоследствии сверху эпигенетическим способом. Толщи эпигенетически промерзших пород имеют следующее закономерное криогенное строение. Криогенная текстура их обычно сетчатая или решетчатая, образована системой субгоризонтальных и субвертикальных прослойков льда. Наибольшая льдистость свойственна приповерхностным частям разреза отложений мощностью 3-5 м. С глубиной льдистость уменьшается, при этом увеличивается расстояние между горизонтальными ледяными шлирами, а также мощность каждого из них. Эта картина наблюдается до глубины 20-40 м, ниже обычно встречаются лишь тонкие прожилки льда, приуроченные к плоскостям напластования и нитевидным прослоям песчано-алевритового состава. Приведенная характеристика криогенного строения свойственна в целом породам тонкодисперсного состава, промерзавшим сверху вниз после их отложения, она ни в какой степени не напоминает текстуру мореносодержащего льда ледников. Поскольку на основании общих закономерностей криогенного строения устанавливается эпигенетический способ промерзания отложений сверху, следует вывод, что находящиеся в них пластовые и линзовидные залежи льда являются новообразованными, В морских отложениях глинисто-алевритового состава седиментационные пластовые и линзовидные залежи льда могут сохраняться, если осадки перед переходом в твердомерзлое состояние были засоленными и обладали отрицательной температурой, несмотря на сохранение пластичности и влагонасыщенности. Вблизи крутых берегов водоемов возможно промерзание донных осадков сбоку за счет теплопотерь в горизонтальном направлении к суше. В толщах бассейно-

вых суглинков и глин в этих случаях формировались своеобразные наклонные криогенные текстуры, также не имеющие аналогов в текстурах мореносодержащего льда ледников. Наклонный характер криогенных текстур валуносодержащих суглинков и глин является надежным показателем их накопления на дне водоема в непосредственной близости от достаточно крутых и интенсивно выполаживающихся берегов.

Н.А.Скабичевская

ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МОРСКИЕ ДИАТОМЕИ В МОРЕНАХ БЕЛОГОРЬЯ

Многочисленные полевые и лабораторные исследования четвертичных отложений района Белогорского материка показали, что они в большинстве своем представляют собой переслаивание моренных и межморенных осадков.

В связи с мнением некоторых геологов о морском происхождении этих отложений на Международном симпозиуме по проекту 73/I/24 "Четвертичные оледенения северного полушария" I978 г. была принята резолюция, в одном из пунктов которой говорится: "В ходе полевых экскурсий в районе Белогорской возвышенности члены рабочей группы единодушно признали наличие нескольких моренных горизонтов, разделенных межморенными отложениями и в том числе отложениями с межледниковой флорой. Рабочая группа не обнаружила следов морских отложений" (Резолюция ..., I98I, с.I99). Однако до сих пор существует мнение ряда геологов о морском их происхождении. Доказательством этого обычно считаются найденные в породе панцири морских диатомей.

Автором было изучено два разреза, в которых обнажаются морены. Первый (см. рисунок А), расположен на правом берегу Оби, в устье р.Ерын-Хотын-Юган. Он сложен в нижней части валунно-галечными суглинками низямской морены, а в верхней - также моренными отложениями кормужиханскими. Между ними расположены водноледниковые осадки, представленные песками, ленточноподобными глинами, суглинками. Второй разрез - Богдашкины "горы" - распо-

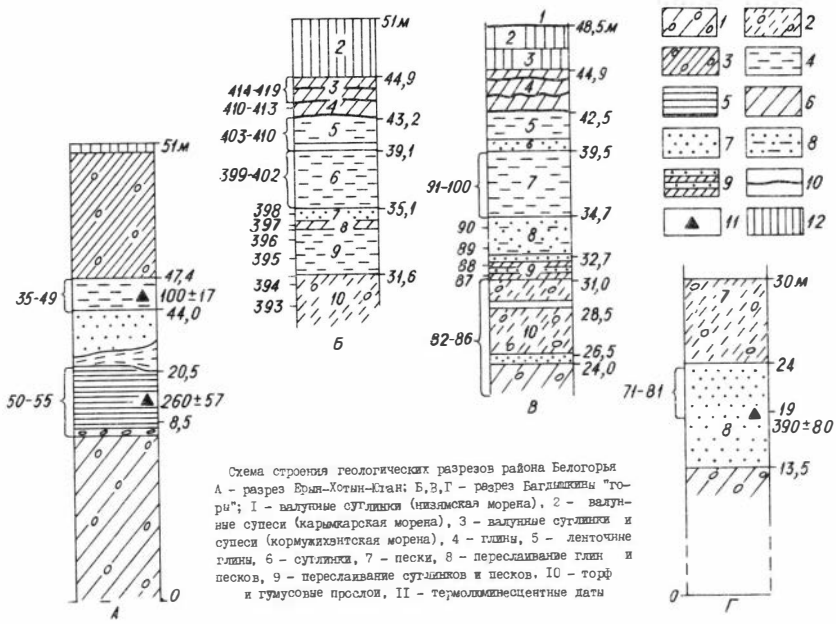


Схема строения геологических разрезов района Белогорья А – разрез Ерын-Хотын-Юган; Б,В,Г – разрез Багдыкины "горы"; I – валунные суглинки (низямская морена), 2 – валунные супеси (карымкарская морена), 3 – валунные суглинки и супеси (кормужихэнтская морена), 4 – глины, 5 – ленточные глины, 6 – суглинки, 7 – пески, 8 – переслаивание глин и песков, 9 – переслаивание суглинков и песков, I0 – торф и гумусовые прослои, II – термолюминесцентные даты

ложен на правом берегу Оби, ниже устья Иртыша, против дер.Троицкая. В средней его части выходят отложения карымкарской морены (Ледниковая ..., 1978; Архипов, Шелкопляс, 1982) мощностью до 8 м. Выше и ниже – межморенные осадки – пески, супеси, суглинки. Образцы на диатомовый анализ отбирались через 30–40 см (см. рис.А,Б, В, Г). В обоих разрезах был обнаружен однотипный состав диатомей, смешанный в экологическом и возрастном отношении. Наибольшее количество диатомей принадлежало к видам мел-палеогенового возраста (31 морских и I пресноводный), затем, к морским видам мел-неогена и палеогена – 9, а также к морским и пресноводным видам, существующим с мела и по настоящее время – II и, наконец, I современный пресноводный вид.

Абсолютное большинство створок очень плохой сохранности, сильно окатаны, несут следы растворения, часто сильно забиты породой; не было встречено целых панцирей, тем более, колоний, только одиночные створки. Наиболее часты грубопанцирные Melosira praeislandica f. robusta Tscher. (в разрезе Ерын-Хотын-Юган

Видовой состав диатомовых водорослей из ледниковых
и водноледниковых четвертичных отложений Белогорья (нижнее течение Оби)

Stephanopyxis schulzii Stein	верхний мел
St. schulzii var. cretaceae Youse	-"-
Coscinodscus dissonus Schulz	-"-
Pterotheca crucifera Hanna	-"-
Trinacria indefinita Youse	-"-
Prerotheca aculifera Grun	верхний мел – эоцен
Hemiaulus elegans (Heib.) Grun.	-"-
Melosira sulcata var. siberica Grun	-"-
Pterotheca sp.	-"-
Pyxilla sp.	верхний мел – нижний олигоцен
Melosira fausta A.S.	-"-
Pseudopyxilla russica (Pant.) Forti	верхний мел – миоцен
Pterotheca carinifera Grun	-"-
Melosira sulcata var. crenulata Grun.	верхний мел – палеоген
Trinacria - Triceratium	верхний мел – современные
Stephanopyxis turris var. campanulata Youse	палеоцен
St. lavrenkoi Youse	-"-
Melosira ornata Grun.	палеоцен -?
Stephanopyxis turris var. arctica Grun	палеоцен – эоцен
St. turris var. cylihdrus Grun.	-"-
St. turris var. cylindrus f.nermis Grun.	-"-
St. turris var. intermedia Grun.	-"-
St. megapora Grun.	-"-
Pseudopodosira westii (W.Sm.) Sheshuk. et Gles.	-"-
Biddulphia tuomeyii var. tridentata (Ehr.) Youse	палеоцен – миоцен
Stephanopyxis ferrox (Grev.) Ralfs	палеоцен – плиоцен

St. broschii Grun.	-"-
Arachnoidiscus indicus Ehr.	-"-
Stephanopyxis turris (Grev. et Arnott.) Ralfs	палеоцен – современные
Pinnularia viridis (Nitsch) Ehr.	-"-
Pseudopodosira bella Possn. et Gleser	нижний эоцен
Coscinodisus uralensis Youse	верхний эоцен
Dictiocha deflandrei Freng	эоцен
Coscinodiscus moellerii var. macroporus Grun.	верхний эоцен – нижний олигоцен
C. payerii Grun.	-"-
Grunowiella gemmata (Grun.) V.H.	эоцен – олигоцен
Riedellia sp.	-"-
Coscinodiscus decrescens Grun.	эоцен – современные
Dictyocha fibula Ehr.	-"-
Stephanopyxis marginatus Grun.	нижний олигоцен
Brighwellia hyperborea Grun.	олигоцен
Melosira goretzkyi Tscher.	-"-
Pyxilla gracilis Temp. et Fortii	нижний олигоцен – миоцен
Pyxilla johnsoniana Grev.	-"-
Coscinodiscus marginatus Ehr.	нижний олигоцен – современные
Melosira sulcata var. crenulata Grun.	палеоген
Melosira praeislandica f. robusta Tscher.	миоцен
Eunotia praerupta Ehr.	миоцен – современные
Diploneis sp.	-"-
Melosira sulcata (Ehr.) Kütz.	плиоцен – современные
Epithemia sp.	-"-
Stauroneis phoenicenteron Ehr.	третичные – современные
Pinnularia W.Sm.	современные (четвертичные)

достигающая массовой встречаемости) и M. sulcata (Ehr.) Kütz. с разновидностями, реже – обломки створок Pterotheca (Grun.) Fortii, Pyxilla Grev., Riedelia Youse et Sheshuk., Grunowiella gemmata (Grun.) V.H. (см. таблицу). Существенных отличий между составами диатомей из моренных и межморенных отложений нет: количество видов в моренных отложениях несколько меньше, и створки забиты породой более плотно. Все створки диатомей переотложены. Четвертичный вид пресноводной Pinnularia alpina W. St. не может рассматриваться как найденный in situ, так как был встречен единично.

Геологи, придерживающиеся маринистского взгляда на происхождение четвертичных отложений Белогорья, упрекают гляциалистов в том, что при изучении межледниковых осадков ими применяется палеонтологический метод, а ледниковых – литологический. Следует возразить, что обычно используются все возможные методы для получения наиболее широкой информации. В данном случае был применен метод диатомового анализа вне зависимости от происхождения осадков. Установлено, что не может быть и речи о морском происхождении этих толщ, но только о ледниковом. Ибо только в ледниковых осадках может быть такая смесь разновозрастных и разных по экологии, очень плохой сохранности, забитых плотной породой, сильно окатанных панцирей диатомей.

Т.П. Левина, Л.А. Орлова, В.А. Панычев,
Е.А. Пономарева

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ТОДЖИНСКОЙ ВПАДИНЫ НА РУБЕЖЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА

Тоджинская впадина (рис. I) – одна из крупнейших морфоструктур Саяно-Тувинского нагорья. Она ограничена на северо-западе и северо-востоке хребтами Западного и Восточного Саяна, на юге

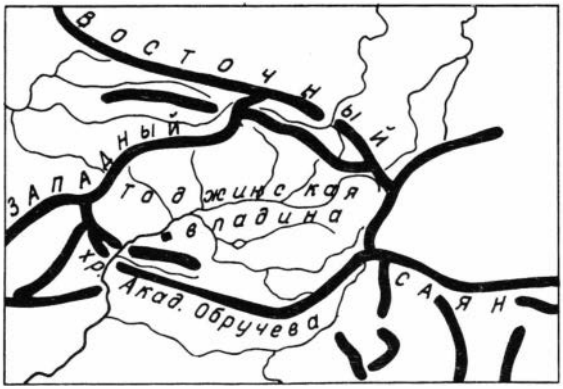


Рис.I. Орографическая схема Тоджинской впадины; точкой обозначено местоположение разреза "Мерзлый яр"

хребтами Академика Обручева и имеет форму ромба или неправильного овала, вытянутого с запада на восток. Ее длина I50 км, ширина 70–I00 км. Днище неровно, имеет холмистый, местами среднегорный рельеф; абсолютные отметки возрастают к Восточному Саяну от 800 до 2000 м над уровнем моря. По высотному положению впадина относится к среднегорному ландшафтно-климатическому поясу, совпадающему с лесной зоной. В отличие от низкогорного пояса степных ландшафтов Восточной Тувы для Тоджинской впадины характерен менее континентальный климат: более мягкая зима, прохладное лето и большая влажность. Лето короткое, длится не более двух месяцев – с середины июня до середины августа.

В позднем плейстоцене и сама Тоджинская впадина, и окружающие ее хребты служили ареной интенсивного развития ледников, оставивших типичное сочетание форм рельефа – конечноморенных валов и флювиогляциальных террас. Конечноморенные валы отчетливо видны на аэрофотоснимках, представляют собой систему параллельных дугообразных гряд в полосе шириной от I до 4 км. Высоты гряд изменяются от I5 до 40 м; длина их – от нескольких сотен метров до 3–4 км. Межгрядовые понижения имеют вид долин, днища которых заняты болотами и озерами. Состав ледниковых отложений в разных частях неодинаков, зависит от характера пород в областях сноса,

однако, преобладают бурые глинистые супеси и пески с галькой и валунами. С внешней стороны к полосе конечноморенных валов примыкают флювиогляциальные террасы. Ширина их местами достигает 20 км, они покрыты округлыми, замкнутыми и вытянутыми (руслоподобными) понижениями. Глубина понижений не более 4 м, а максимальный поперечник не превышает 250 м; они заняты озерами и торфяными болотами. Характерен для этих террас больший, чем у современных водотоков, угол наклона продольного профиля, что объясняется, очевидно, перегрузкой ледниковых вод обломочным материалом. Водотоки должны обладать большей живой силой для преодоления трения и внутренних течений, следовательно, необходимы более крутые гидродинамические уклоны. В самом деле, высоты террас относительно современного уреза р.Бий-Хем уменьшаются в западном направлении. Так, в устье р.Тора-Хем высота террасы составляет 40 м, затем снижается до 25 м, а в устье р.Хамсары не превышает 10 м. М.Г.Гросвальд (1965) допускал, однако, что изменение высоты флювиогляциальных террас в дистальном направлении от ледникового края может быть обусловлено послеледниковыми гляцио-изостатическими поднятиями.

Ледниковый комплекс осадков коррелируется с флювиогляциальными галечниками перигляциальной зоны, содержащими кости млекопитающих позднепалеолитического комплекса - Mammuthus primigenius (Blum.) позднего типа и Coelodonta antiqutatis (Blum.). Эти данные и дают основание относить ледниковый комплекс осадков к позднему плейстоцену. Флювиогляциальные террасы повсеместно перекрыты тонкозернистым материалом с высокой степенью сортировки, весьма незначительной примесью грубого песчаного материала и отчетливой горизонтальной слоистостью. Ю.В.Чудинов (1959) отнес их к осадкам озерного генезиса. Следами озерной трансгрессии он считал оползневые формы на склонах, происхождение которых можно объяснить лишь деформацией берегов озерного бассейна, а также, отмеченные им в ряде мест обрывы (клифы) коренных пород, выработанные в результате абразионной деятельности. Площадь распространения озерных осадков не ограничивается только речной долиной- они перекрывают склоны и водоразделы, прилегающие к долине р.Бий-Хем, до отметок 1000-1100 м, сохраняя отчетливую слоистость и несогласно контактируя с делювиально-пролювиальными отложениями. Повсеместно озерные осадки содержат диатомеи. В пробе

супеси из 15-метрового разреза по левому берегу р.Бий-Хем, вблизи "Мерзлого яра", обнаружен типично озерный комплекс диатомовых водорослей мелководного типа: Melosira arenaria Moor., M. scabrosa Östr., Cyclotella sp. - две разновидности Cocconeis placentula Ehr., Pinnularia borealis Ehr., Cymbella cymbiformis (Ag? Kütz.) V.H., Gomphonema sp. и др. Сходные диатомеи в значительных количествах найдены в супесях на высоте около 130 и 200 м над уровнем р.Бий-Хем, а также в супесях из низких (3 и 8 м) террас. З.В.Алешинская, сравнивая этот комплекс диатомей с диатомеями из различных фаций современного и ископаемого аллювия данного района, пришла к выводу, что он типично озерный, резко отличен от аллювиальных диатомовых водорослей (Чудинов, 1959). Судя по абсолютным отметкам распространения чехла тонкозернистых осадков, уровень стояния озерного бассейна превышал современную пойму на 200-250 м. Ю.В.Чудинов считал, что эти осадки принадлежат единому озерному бассейну среднечетвертичного или даже позднечетвертичного времени. Позднее М.Г.Гросвальд (1965) разделил их на лессоподобные озерные суглинки с "холодным" спорово-пыльцевым спектром, покрывающие коренные породы склонов на абсолютных отметках 1000-1100 м, и озерные отложения долин с "теплым" межледниковым спектром, которые, по его мнению, принадлежат самостоятельным циклам озерной трансгрессии.

Нами изучена толща отложений, принадлежащая последнему циклу озерной трансгрессии в одном из опорных разрезов - "Мерзлом яре", расположенном на левом берегу р.Бий-Хем, в 13 км ниже устья р.Сыстыг-Хем. Здесь 15-метровая толща озерных осадков с прослоями торфа и горизонтов древесных пней, захороненных в вертикальном положении, залегает поверх галечников с костными остатками млекопитающих. В 1953 г. жителем с.Сейба вблизи устья ручья, размывающего это обнажение, были найдены бивень мамонта, череп зубра Bison priscus var. longicornis W. Gromova) и череп носорога (Coelodonta sp.). Разрез самой озерной толщи представлен следующими слоями (снизу-вверх):

Мощность, м

1. Пачка чередующихся прослоев тонкозернистого желтовато-серого песка и темно-серой супеси; в нижней части преобладает песчаный материал - прослои песка здесь более часты и мощны (до 10 см); выше по разрезу мощность песчаных прослоев постепенно уменьшает-

Мощность,м

ся до 2 см, преобладает супесчаный материал. Слоистость тонкая, горизонтальная. Во всей пачке присутствует большое количество рассеянного растительного детрита, который местами концентрируется в виде прослоев мощностью до 10–20 см, слегка гумусированных, имеющих вид недоразвитых погребенных почв. В слое выявлено четыре подобных прослоя. Образец древесины от крупного ствола из средней части этой пачки имеет возраст 11 350±65 лет (СОАН-1451). 3,4

2. Торф темный, хорошей сохранности, с пнями деревьев в вертикальном положении. Ледяные жилы рассекают этот и вышележащие торфяные прослои; мерзлотные деформации проявлены в виде крутых складок и изгибов торфяных прослоев в контакте с ледяными жилами. Древесина от пня из этого слоя датирована в 10 900±150 лет (СОАН-1444). 0,5

3. Супесь темно-серая, с массой рассеянного в виде тонких прослоев и линзочек растительного детрита; встречаются также крупные обломки и целые стволы деревьев. Возраст образца древесины из этого слоя составил 10 830±150 лет (СОАН-1445). 1,0

4. Прослой темного торфа с пнями деревьев; первичное залегание нарушено секущей жилой льда. Образец древесины от пня датирован в 10 465±150 лет (СОАН-1446). 0,15

5. Супесь темно-серая, с отчетливой горизонтальной слоистостью, с прослоями и линзами растительного детрита. 2,0

6. Торф с пнями деревьев. Возраст древесины определен в 9480± ±50 лет (СОАН-1447). 0,6

7. Супесь темно-серая, с тонкой слоистостью, с большим количеством рассеянных растительных остатков. 1,5

8. Торф темный с пнями деревьев; датирована древесина от двух пней, находящихся в трех метрах друг от друга: 9010±90 лет (СОАН-1449) и 9000±50 лет (СОАН-1450). 0,3

9. Супесь темно-серая, горизонтально-слоистая, с массой растительных остатков по всему слою. 2,2

10. Прослой торфа с пнями деревьев; возраст – 7250±50 лет (СОАН-1448); 0,3

11. Супесь темно-серая, с множеством тонких прослоев и линз намывной растительной трухи, с остатками крупных стволов деревьев; возраст древесины от ствола на высоте 13,0 м составил 6680±

Мощность,м

±50 лет (СОАН-I453), другого образца с высоты I3,8 м – 6355±
±60 лет (СОАН-I454). 4,5

I2. Торф темный, слабой степени разложения, с пнями деревьев, возраст древесины – 3750±40 лет (СОАН-I455). 0,3

В приведенном выше описании разреза озерной толщи отчетливо видно проявление ритмичности его строения. Ритмы подчеркнуты прослоями торфа с пнями деревьев и свидетельствуют о неоднократных регрессивных фазах озерной седиментации. Во время трансгрессивных фаз отложение песка и илистого материала происходило на широких площадях, прежде занятых речными и флювиогляциальными террасами. Масса рассеянных растительных остатков, их концентрация в виде прослоев, также частая смена ритмов дают основание предполагать формирование толщи осадков разреза "Мерзлого яра" в прибрежной зоне озерного бассейна. В регрессивные фазы происходило сокращение площади озерной седиментации, постепенное осушение прибрежных участков, их заболачивание и зарастание древесной растительностью. Стратиграфическое положение озерной толщи поверх флювиогляциальных галечников, а также отсутствие следов длительного перерыва указывают, что озеро возникло вскоре после отложения галечников и совпадает со временем деградации последнего оледенения. В связи с этим представляется возможность дать наиболее развернутую характеристику природных условий одного из интереснейших этапов геологической истории Тоджинской впадины, – этапа, находящегося на рубеже позднеледниковья и раннего голоцена. Надо полагать, что выявление палеогеографических особенностей этого времени имеет исключительно важное значение для изучения стратиграфии и геохронологии голоцена в пределах, по крайней мере, всего Саяно-Тувинского нагорья. Следует сказать, что ранее (Гросвальд, I965) уже публиковались данные спорово-пыльцевого анализа всей толщи озерных осадков, однако пробы для этих исследований были отобраны с большими интервалами. Нами исследовалась в деталях нижняя часть разреза (около 4 м), для чего было отобрано 20 образцов на спорово-пыльцевой анализ и восемь карпологических проб. Для этой части разреза было получено семь радиоуглеродных дат.

Составленная нами диаграмма (рис.2) фиксирует особенности развития растительности во время накопления этих озерно-болотных

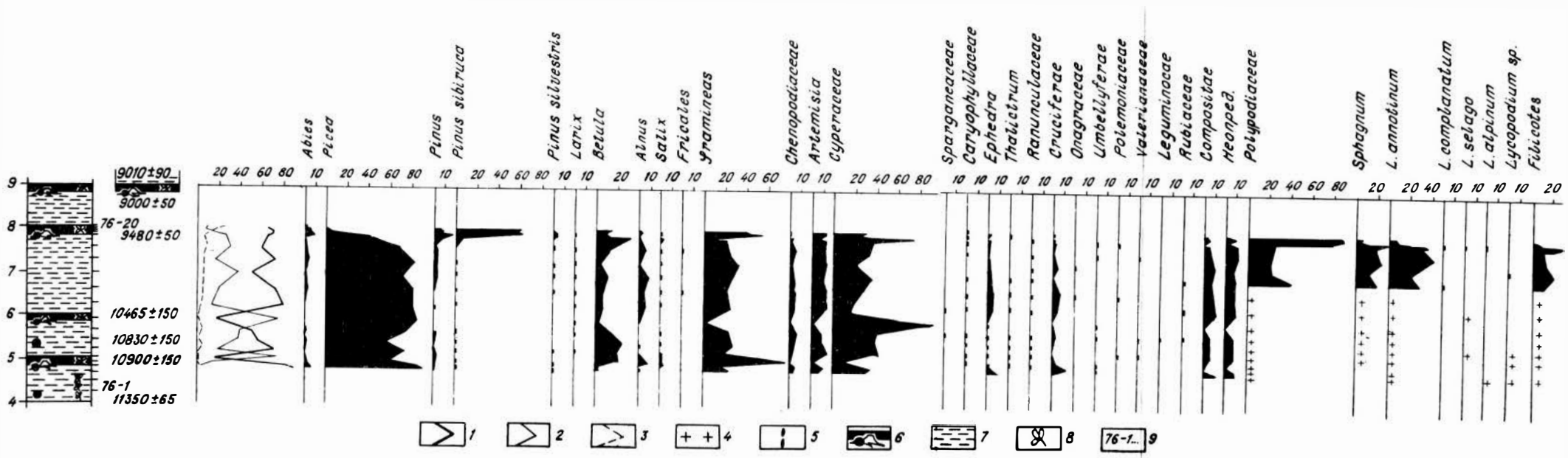


Рис.2. Строение разреза и спорово-пыльцевая диаграмма поздне-послеледниковых отложений "Мерзлого яра":
I – древесные породы, 2 – травянистые растения, 3 – споровые растения, 4 – единичные находки, 5 – менее 2 %,
6 – торфяные прослои с пнями деревьев, 7 – озерные супеси, 8 – местоположение в разрезе карпологических проб,
9 – местоположение в разрезе проб на спорово-пыльцевой анализ

Растения	Климатостратиграфические интервалы позднепослеледниковья						
	AL			DR-3	PB	BO	
	7k	8k	9k	2k	3k	5k	6k
Abies sp.	–	+	+	–	–	–	–
Picea obovata Ldb.	–	+	+	–	–	–	–
Picea sp.	–	–	–	+	–	–	–
Pinus sibirica (Ruper) Mayr.	–	–	–	–	–	+	+
Pinus cf. nana Pall.	–	+	–	+	–	–	–
Pinaceae gen. indet.	+	+	+	+	+	+	+
Ranunculus sp.	–	–	–	+	–	–	–
Ranunculus ex. gr.Acer	–	–	–	+	–	–	–
Ranunculus hyperboreus Rottb.	–	–	–	–	–	–	+
Ranunculus gen. indet.	–	–	–	–	+	–	–
Rubus sp.	–	–	–	–	+	–	–
Rubus idaeus L.	–	–	–	–	+	+	+
Betula sp.	–	+	+	–	+	+	+
Betula nana l.	–	–	–	+	–	–	–
Betula cf. nana l.	–	–	–	–	+	–	–
Betula humilis Schrank.	–	–	+	–	–	–	–
Alnus sp.	–	–	–	–	–	–	+
Urtica dioica L.	–	–	–	–	+	–	–
Salix sp.	+	–	+	–	–	–	–
Polygonaceae gen. indet.	–	–	–	–	+	–	–
Rosaceae (Potentilla sp.)	–	–	–	–	–	+	–
Euphorbia sp.	–	–	–	–	–	–	+
Viola sp.	+	+	+	–	+	+	+
Menyanthes trifoliata L.	–	–	–	–	+	–	–
Scrophulariaceae gen. indet.	–	–	–	–	–	+	–
Salvia sp.	–	–	–	–	+	–	–
Lonicera sp.	–	–	+	–	–	–	–
Adoxa moschatellina L.	–	–	–	–	–	–	+
Scratulla sp.	–	–	–	–	+	–	–
Carex atrata l.	–	–	–	+	–	–	–
Carex caespitosa L.	–	–	–	–	+	–	–
Carex ex. gr.B	+	–	–	+	+	+	+
Carex ex. gr. A	+	–	+	–	+	+	+
Eryophorum sp.	–	–	–	+	–	–	–
Cyperaceae gen. indet.	–	–	+	–	+	–	–
Lemna cf. trisulea L.	–	–	–	–	–	–	+

отложений. Однако рассмотрим прежде всего состав пыльцевых спектров и карпологических остатков отдельно для озерных супесей и торфяных прослоев. Три образца, взятые из супесей слоя I, пыльцу и споры не содержали, в то время как карпологические пробы,

напротив, оказались довольно представительными. Они показали (см. таблицу), что комплекс ископаемых семян во время формирования этих отложений (обр.7к,8к,9к) восстанавливает развитие ассоциации еловой тайги с участием пихты и березы высокоствольной, а в подлеске отмечается ива, жимолость и кустарниковая форма березы. В составе травостоя единично присутствуют осоки и фиалки; холодолюбивые растения не встречены. Климат времени существования еловой тайги был достаточно теплым, но сильно континентальным. Данные радиоуглеродной хронометрии позволяют синхронизировать эту фазу еловой тайги с аллерёдом Европы. Во многом сходный растительный покров восстанавливается и для времени формирования торфяника (слой 2), перекрывающего озерные супеси. В спектрах образцов 4 и 5 (гл. 4,85–4,95) преобладает пыльца древесных пород. В основном это пыльца ели. Пыльцы трав сравнительно немного (5–17%). Она принадлежит злакам, осокам, разнотравью. Отмечается повышенное количество пыльцы эфедры (до 9%). Спор мало. Судя по радиоуглеродной датировке (10 900±50 лет) начало формирования торфяника приходится на рубеж аллерёда и позднего дриаса. В составе растительности в это время появляются некоторые перигляциальные группировки: Lycopodium alpinum и L.selago. Относительно большее распространение получила эфедра. Климат к этому времени становится более прохладным. Выше по разрезу, в спектрах образцов 5–10 (гл.4,95–6,0), выделенных из озерных супесей слоя 3, заметно увеличивается количество пыльцы травянистых растений (от 20 до 80%). В это время леса становятся сильно разреженными. Среди пыльцы древесных по-прежнему преобладает пыльца ели, состав трав и спор почти не меняется. Ископаемые флоры восстанавливают растительность болот, по составу напоминающую тундровые или северотаёжные, состоящие из осок, пушицы и развитые на них еловые редколесья. Здесь же отмечаются растения псилофитных условий (холодно и сыро: Betula nana, Ranunculus reptans). Видимо, в это время существовал весьма неустойчивый климат, становясь в отдельные моменты достаточно холодным. Дата 10 830±150 лет позволяет надежно коррелировать эту эпоху, в целом холодную и весьма нестабильную в климатическом плане, с поздним дриасом Европы, Норильской стадией севера Сибири и вальдерсом Северной Америки.

Заметные изменения физико-географической обстановки Тоджинской впадины происходят после 10 465±50 лет. Этот рубеж хорошо

выражен на спорово-пыльцевой диаграмме, отражая переход от почти безлесных ландшафтов позднего дриаса к широкому распространению лесов. В спектрах образцов II-I8 (гл.6,0-7,9) постоянно доминирует пыльца древесных, в основном ели. Пыльца трав количественно уменьшается до I4-38 %, хотя в составе трав изменений практически не происходит. Споры принадлежат папоротникам, сфагновым мхам и плаунам, в основном Lycopodium annotinum. Следует отметить, что несмотря на заметное потепление, климат был все ещё прохладнее и влажнее, чем в настоящее время. В ископаемых флорах отмечается еще присутствие северных видов растений (флора обр. Зк). Исходя из общепринятых признаков при определении позднепослеледникового контакта, эту границу в разрезе "Мерзлый яр" следует проводить по поверхности торфяного прослоя с датой I0 465± ± I50 лет. Данная датировка позволяет говорить, что позднe-послеледниковая граница в Саяно-Тувинском нагорье практически совпадает с аналогичным уровнем Западной и Восточной Европы, где хронологическое положение этого рубежа определяют радиоуглеродные датировки в пределах от 9920±I50 до I0 430±I80 лет (Хотинский, I969).

Качественное изменение в составе лесов на территории Тоджинской впадины происходит после 9480±50 лет и, очевидно, совпадает с границей предбореального и бореального периодов. В лесах в это время начинает доминировать кедр, возрастает роль пихты и споровых растений. Климат становится близким к современному.

И.В.Форонова

HOMOTHERIUM AFF.ULTIMUS TEILHARD DE CHARDIN ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНА КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

В плейстоценовых отложениях Кузнецкой котловины обнаружены остатки представителей восьми родов хищных и лекопитающих: Canis, Vulpes, Ursus, Gulo, Mustela, Crocuta, Panthera и Homotherium.

семейства саблезубых кошек (Machairodontinae), редко встречающихся в ископаемом состоянии*.

Род Homotherium Fabrini морфологически хорошо выделяется среди Machairodontinae. По сравнению с Machairodus эти животные были гораздо более высоко специализированы. Для них характерны крупные размеры при относительно легком скелете и черепе, дугообразно расположенные резцы и зазубренные с обеих сторон клыки, а также редуцирующиеся на протяжении времени существования рода третьи премоляры (Сотникова, 1978б).

Представители рода Homotherium были широко распространены в Евразии с начала виллафранка до конца минделя. В Европе их остатки найдены в Испании, Франции и Германии, в Англии известны и в вюрме (Сотникова, 1978а,б). В Азии находки гомотериев (Homotherium Fabrini-Epimachairodus Kretzoi) отмечались прежде только в Китае (Teilhard de Chardin P. et Piveteau J., 1930; Teilhard de Chardin P., 1936).

Ревизия известного европейского материала и находки в Северной Азии позволили установить широкое распространение этого рода и на территории нашей страны. В настоящее время остатки гомотериев обнаружены в составе куруксайской и лахутинской фаун Южного Таджикистана, в Западном Забайкалье и бассейне р.Адыча на Северо-Востоке СССР (Ербаева и др., 1977; Сотникова, 1978а,б; 1980). По мнению М.В.Сотниковой (1978б), к роду Homotherium относятся также Machairodus sp. (Байгушева, 1971) из Ливенцовки и M. davitašvilii Vekua (Векуа, 1972) из Квабеби (Грузия).

Виллафранкские и более поздние представители рода хорошо различаются морфологически. Для поствиллафранкских форм характерен голарктический ареал: они обнаружены в Европе, Центральной Азии, Северной Америке (Сотникова, 1978а).

В Сибири остатки этого хищника встречены впервые. Челюсть найдена в Новосергеевском карьере, под обнажением, вскрывающим 25-метровую толщу пород еловской (Q_3^4-Q_4 el), краснобродской (Q_3^3 kb), бачатской (Q_2^3-Q_3^3 bč) и сергеевской (N_2^3-Q_1^1 sg) свит**.

---

* Автор благодарен М.В.Сотниковой (ГИН АН СССР) за советы и помощь при обработке материала.
Данных о нижней челюсти этого животного в литературе очень мало.

** Автор придерживается стратиграфической схемы Алтае-Саянской области, утвержденной МСК в 1981 году.

Точная привязка находки к свитам не установлена. Самые древние из вскрытых в забое пород – верхи сергеевской свиты – палево-бурые, пролювиально-делювиальные суглинки с гравийно-галечниковыми прослоями. Возраст этих суглинков, как позднe-плиоцен-раннечетвертичный, определяется присутствием в них остатков архаичной Equus cf.verae Sher (Форонова, 1982а, 1982б).

Отряд Carnivora
Семейство Felidae Gray, 1821
Подсемейство Machairodontinae Gill., 1872
Род Homotherium Fabrini, 1820
Homotherium aff.ultimus Teilhard de Chardin, 1936
Табл.I,2; рис.

М а т е р и а л. Правая ветвь нижней челюсти с зубами I_3,C, P_3 и P_4; обломана после P_4 и в области подбородочного выступа. Вершина клыка и его эмалевый слой – разрушены. От I_1 и I_2 имеются альвеолы. Колл. ИГиГ СО АН СССР, № 3486.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Юг Западной Сибири, Кемеровская обл.(Кузнецкая котловина), Новосергеевский карьер, в 5 км от пос. Краснобродский.

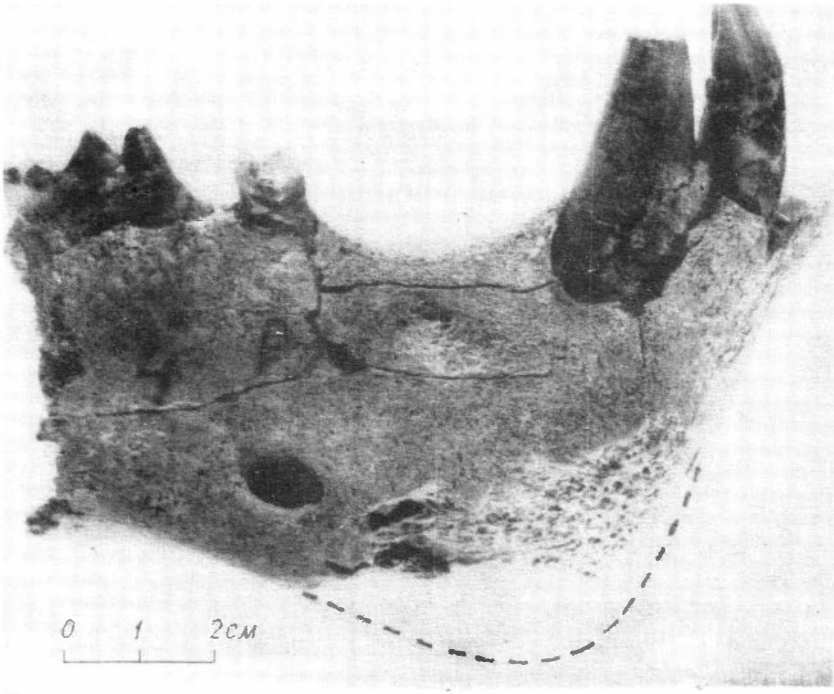
О п и с а н и е. Челюсть относительно крупной саблезубой кошки, перед P_3 и P_4 сравнительно высока (табл.I). Лабиальная поверхность горизонтальной ветви вогнута, лингвальная – выпукла, нижний край челюсти вдавлен на уровне P_4. Резцовая часть массивна, расширена и отделена от горизонтальной ветви углообразным выступом (между I_3 и C). Резцовый ряд зубов (с клыком) образует характерную для гомотериев дугу; над уровнем щечных зубов приподнят незначительно.

Диастема вогнута посередине, длина ее 30 мм. Углубление для верхнего клыка под диастемой невелико, что свидетельствует, по-видимому, об относительно небольших размерах последнего.

Нижний край челюсти под P_3 и диастемой – с двумя хорошо выраженными foramen mentale (табл.I)*.

Зубы (табл.2). От I_1 и I_2 сохранились только альвеолы. Для I_1: длина – 5 мм, ширина 10 мм; для I_2: длина – 7 мм, ширина – 14 мм.

* Промеры второго отверстия не даются из-за разрушенности его краев.



Правая ветвь нижней челюсти Homotherium aff.ultimus Teilhard de Chardin. Колл. ИГиГ СО АН СССР, № 3486

I_3 крупный, конический, затронут стиранием; со стороны клыка имеет маленький зубчик.

Клык прямой, не намного крупнее третьего резца, расположен с наклоном вперед. Характерной зазубренности не видно из-за разрушенности эмали.

P_3 хорошо развитый, двувершинный; главный, передний конус в два раза больше заднего, затронут стиранием. Последнее указывает на его функционирование в челюсти наряду с другими зубами.

P_4 крупный, отклонен назад, состоит из трех основных конусов. Передний отделен от главного глубокой бороздой, хорошо выраженной как на внешней, так и на внутренней стороне зуба. Второй и третий конусы лезвиеобразно стерты соответствующим зубом верхней челюсти и имеют острые режущие грани. Наиболее развит средний (второй) конус, "заточенный" с обеих сторон. Третий ко-

нус сильно стерт с внешней стороны, отклонен от двух первых и имеет дополнительный зубец, в результате чего P_4 – четырехвершинный.

С р а в н е н и е. Морфологические особенности, размеры и пропорции челюсти и зубов указывают на несомненную ее принадлежность представителю рода Homotherium. Размеры челюсти колеблются в пределах изменчивости видов, входящих в этот род (табл.I,2).

От виллафранкских представителей рода – европейского H.crenatidens Fabrini (Ballesio, 1963), азиатского H.cf.crenatidens Fabrini (Teilhard et Piveteau, 1930) и H.davitašviliї Vekua (Векуа, 1972) из Грузии, сибирский гомотерий отличается меньшей величиной диастемы, размерами P_4 и некоторыми особенностями строения P_3. У представителей других видов этого рода P_3 одновершинный, редуцирующийся. В данном случае он функционировал и имеет два хорошо выраженных конуса.

С плейстоценовым H.latidens (Owen) (Freudenberg, 1914) из Европы описываемая форма сходна лишь по величине диастемы, но отличается пропорциями зубов.

По морфологическим данным, размерам и пропорциям челюсти, гомотерий из Сибири наиболее близок к H.ultimus Teilhard (Teilhard, 1936) из эоплейстоцена Северного Китая (Чжоукоутянь-9). Их сближают: 1 – незначительная приподнятость резцовой части челюсти над горизонтальной ветвью; 2 – укороченная, по сравнению с виллафранкскими формами, диастема; 3 – расположение и величина foramen mentale; 4 – размеры клыков; 5 – строение и размеры P_4

Нельзя также не учитывать близость территории распространения этих форм (юг Западной Сибири, Китай). Вместе с тем, челюсть из Кузнецкой котловины отличается от китайской большей высотой в области P_3 и P_4, меньшей диастемой и хорошо развитым, двувершинным P_3. Указанные особенности не позволяют нам полностью отождествлять кузбасского и китайского гомотериев. Исходя из этого, челюсть из Новосергеевского карьера определяется нами как близкая к H.ultimus Teilhard – H.aff.ultimus Teilhard. Укороченная диастема и, соответственно, более мелкие, чем у виллафранкских представителей рода, размеры клыков свидетельствуют, вероятно, о принадлежности описываемой челюсти поствиллафранкской, возможно еще более поздней, чем H.ultimus, форме Homoterium. Этому не противоречит также сохранность остатка и возраст вскры-

Таблица I

Размеры нижних челюстей гомотериев Евразии (в мм)

Промеры	H.aff.ultimus N 3486, Кузнецкая котловина	H.ultimus Чтоукоутянь, Китай, по Teilhard, 1936	H.latidens, Хундохейм, Германия, по W.Freudenberg, 1914	H.crenatidens, Сенез, Франция, по Ballesio	H.davitasvilii, Квабебури, Грузия, по Векуа, 1972
		Поствиллафранкские формы		Виллафранкские формы	
Высота челюсти перед P_3	44	40*	-	45	42
Высота челюсти перед P_4	43	37	-	-	-
Ширина симфиза=длина зубного ряда C-I1	59	-	68	-	6I
Длина диастемы	30	32	28	37	44
Диаметр	9,5	I0	-	-	-

* Вычислен по рисунку

Таблица 2

Размеры нижних зубов (в мм)

Промеры	H.aff.ultimus N 3486, Кузнецкая котловина	H.ultimus, Чтоукоутянь, Китай, по Teilhard, 1936	H.latidens, Хундсхейм, Германия по W.Freudenberg, 1914	H.cf.crenatidens Нихеванъ, Китай по Teilhard et Piveteau, 1930	H.crenatidens, Сенез, Франция, по Ballesio, 1963	H.davitasvilii, Квабеби, Грузия, по Векуа, 1972
		Поствиллафранкские формы		Виллафранкские формы		
I_3 длина	I0	9,5	I2	-	II	I0
I_3 ширина	9,5	9	I5	-	II	9
C длина	I7	I2 I6	I0	-	-	I4
C ширина	I0	I0 I0	9	-	-	I0
P_3 длина	9	7	6,5	6	8	9
P_3 ширина	6	6	4	-	5,5	6
P_4 длина	2I	2I	20	I7	22	2[illegible]
P_4 ширина	9	9	8,5	-	II	I0

тых в обнажении толщ. В настоящее время это третья, после H. latidens (Owen) и H. ultimus Teilhard, находка плейстоценового гомотерия.

Фауна Кузнецкой котловины, как и всей Западной Сибири (Вангенгейм, 1977), является по своему облику промежуточной между центрально-азиатской и европейской, но составлена преимущественно европейскими формами с редким участием центрально-азиатских элементов.

Описанная находка дополняет наши представления о морфологии и ареале рода Homotherium и интересна также с точки зрения фаунистических связей Европейско-Сибирской и Центрально-Азиатской палеозоогеографических подобластей.

Широкое интразональное расселение представителей данного рода делает эту группу весьма ценной для корреляции плиоцен-плейстоценовых отложений Голарктики (Сотникова, 1978б).

Л.Л.Гайдученко

ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТА И КЛИМАТА В ПЛИОЦЕНЕ ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ (ПО ПОЗВОНОЧНЫМ)

Наличие на ограниченной территории нескольких геологических разрезов, в достаточной мере охарактеризованных палеонтологическими остатками, отображающими последовательную смену палеобиологических комплексов во времени, позволяет восстановить смену ландшафтов и климатической обстановки за конкретный промежуток времени. На юге Западно-Сибирской равнины в пределах Павлодарского Прииртышья сложилась благоприятная обстановка для подобных построений. В основу предлагаемой работы положены палеозоологические материалы, собранные автором как из ранее известных, так и из новых местонахождений, и литературные данные.

Наиболее древним фаунистическим комплексом, содержащим остатки наземных позвоночных, на описываемой территории является впервые упомянутый Ю.А.Орловым (1930) ориктоценоз, расположенный на восточном берегу оз.Малый Калкаман, возраст которого сейчас

принимается в рамках верхнего миоцена (Аубекеров и др., 1970; Лычев, Аубекерова, 1971; Лычев, 1977а,б; Жегалло, 1978).

До настоящего времени нет единого мнения о составе этой фауны. Проблематичным остается вопрос о находках здесь костей гиппариона. Многократные сборы костей и раскопки, предпринятые автором, никаких остатков гиппариона не принесли. В работах Ю.А.Орлова (1930), А.А.Борисяка и Е.И.Беляевой (1948), К.В.Никифоровой (1953), В.В.Лаврова (1959), Г.Ф.Лычева (1963), В.И.Жегалло (1978) он упоминается. Поскольку сборы проводились с поверхности, то не исключено, что какие-то кости гиппариона попали в комплекс из более молодых отложений. Находки гиппарионов и сопутствующей фауны в разных точках канала "Иртыш-Караганда", считающиеся одновозрастными с калманским местонахождением, в действительности оказались более молодыми.

В ориктоценозе Малого Калкамана можно выделить остатки животных, соответствующих четырем стациям обитания. В основу такого разделения положены экологические особенности того или иного вида. Первая группа представлена обитателями водоемов – моллюсками, рыбами. Во вторую группу включены животные, ведущие полуводный образ жизни и обитающие среди заросших и заболоченных участков берегов водоемов – звездорылы, монозауликсы, микростониксы. Возможно в эту же группу следует включить ацератерия и ? апратодона. Третья группа объединяет обитателей разреженных лесов: медведей, мастодонтов, анхитериев, оленей. Наконец, к четвертой группе, населявшей открытые, возможно, остепненные пространства, можно отнести азиакасторов. Ряд животных нельзя с уверенностью включить в какую-либо из этих групп, так как они могли населять любые биотопы.

Костеносный слой Малого Калкамана, установленный В.С.Зыкиным (1979) представлен галечником, глиняным и мергельным песком, глиняными окатышами и заключен в верхней части зеленовато-серых глин. В совокупности-это озерные и аллювиальные отложения. Ископаемые остатки в слое имеют разную сохранность и окраску. Сочлененные кости не встречаются. Подобное состояние костных остатков характерно для местонахождений речной фации аллювиального тафономического типа.

На основании изучения экологических особенностей животных анхитериевого фаунистического комплекса Малого Калкамана и гео-

логических данных можно реконструировать верхнемиоценовый ландшафт. Значительная роль в нем принадлежала большим и малым озерам, возможно, соединявшимся между собой постоянными или временными протоками. В озерных котловинах были развиты леса, на возвышенных участках - лесостепи. Существование подобной обстановки определялось теплым и достаточно влажным климатом.

Анхитериевая фауна Малого Калкамана сменяется гиппарионовой. Наиболее древним комплексом этой фауны является комплекс из базальных песков павлодарской свиты. Предпосылки к выделению этого комплекса в самостоятельный, отличный по возрасту и составу от широко известного комплекса гиппарионовой фауны из местонахождения "Гусиный перелет" в г.Павлодаре, имелись давно (Орлов, 1930, 1968; Никифорова, 1953; Лавров, 1959). Однако лишь недавно автору удалось собрать относительно богатый материал по новому комплексу. Изучение геологического разреза "Гусиный перелет" В.С.Зыкиным в 1978-1981 гг., установление им четкой границы между основным костеносным слоем и нижележащими песками позволило переосмыслить накопленный к этому времени материал и выделить новый фаунистический комплекс, датируемый первой половиной нижнего плиоцена.

По экологическим особенностям здесь можно выделить обитателей четырех стаций: водоемов - моллюски, рыбы; побережий - бобр, семантор, возможно, ацератерий; разреженных лесов - медведь, мастодонт, гиппарион, олени, самотерии, антилопы; открытых пространств - сухопутные черепахи. Возможно, что часть животных, отнесенных к обитателям разреженных лесов, предпочитала заросли кустарников.

Генетически отложения, вмещающие вышеуказанный комплекс, представляют собой аллювий крупной равнинной реки (пра-Иртыша). Долина, вероятно, была хорошо развита. В ней были распространены пойменные леса, кустарниковые заросли. По понижениям рельефа древесно-кустарниковая растительность могла продвигаться на водоразделы, занятые степями. Климат первой половины нижнего плиоцена предполагается теплый, достаточно влажный, но, по сравнению с предыдущим, более сухой.

Фауна основного костеносного слоя местонахождения "Гусиный перелет" изучалась многими палеонтологами. Состав ее указан в работах П.А.Аубекеровой-Тлеубердиной (1977) и В.С.Зыкина (1979) достаточно полно.

Экологически здесь можно выделить обитателей пяти стаций: водоемов – моллюски, рыбы; побережий – саламандры, жерлянки, лягушки, черепахи; лесов разного типа – соколы, рукокрылые, бурундуки, сони, куницы, мастодонты, гиппарионы изящные, олени, жирафы; кустарниковых зарослей разного типа – ящерицы, мышовки, иктитерии, гиены, трагоцеросы, палеориксы; открытых пространств типа степей и полупустынь – агамы, страусы, тушканчики, паратаксиды, длинноногий гиппарион, газели.

Литологические особенности вмещающих ископаемые остатки пород позволяют считать, что они отложены мощными потоками типа паводковых. О мощности этих потоков свидетельствуют отторженцы, присутствующие в костеносном слое, и находящиеся в анатомическом порядке кости частей скелетов таких крупных млекопитающих, как носороги и жирафы. Отсутствие сколько-нибудь заметной слоистости пород, слагающих костеносный слой, есть результат значительной насыщенности отложивших их потоков обломочным материалом. Преимущественно субгоризонтальное и горизонтальное залегание отдельных костей, их обломков и частей скелетов позволяет предположить, что степень насыщения этих потоков не достигала селевой.

Эти и другие закономерности строения разреза, состав фауны дают основания считать, что основной костеносный слой "Гусиного перелета" образовался в результате паводков в долине реки, протекавшей среди обширных степных пространств.

Климат во второй половине нижнего плиоцена на юге Западно-Сибирской равнины был теплый и сухой. Река, протекавшая здесь (пра-Иртыш), была маловодна, разбита на плесы, соединявшиеся в паводки. В пределах долины были распространены пойменные леса. Ближе к бортам произрастали кустарники. По понижениям рельефа они могли выходить на водоразделы. Последние были заняты степями, местами переходящими в полупустыни.

В наиболее засушливые периоды животное население концентрировалось в долине. Травоядных сюда привлекала более сочная трава, хищников – легкая и обильная добыча. Лишь травоядные животные, приспособившиеся к питанию сухими и жесткими кормами и менее нуждавшиеся в воде, держались по периферии долины, изредка спускаясь к водопоям.

Многие животные гибли от истощения и болезней, вызванных скученностью, тонули в вязнущих плесах.

Сменяющие засуху дождливые сезоны вызывали паводки. Потоки воды сносили кости, обломки, полуразложившиеся трупы животных в наиболее углубленные участки долины (плесы); в этих углублениях, служивших естественными отстойниками, принесенные остатки погребались под новыми порциями наносов.

Основной костеносный слой Гусиного перелета перекрывается красноцветными песчанистыми глинами субаэрального генезиса, что свидетельствует о значительной аридизации климата во время формирования верхней половины разреза павлодарской свиты.

К сожалению, в красноцветах описываемого разреза пока не обнаружено никаких палеонтологических остатков. Не исключено, что этот этап отражает фауна из местонахождения оз.Карабастуз в Семипалатинском Прииртышье (Гайдученко, Жегалло, Зажигин,1978). Учитывая удаленность этого нахождения от описываемой территории, расположенность его в иной ландшафтной обстановке, автор не считает целесообразным включать его в данную работу.

Таким образом, о климате первой половины среднего плиоцена нашей территории по фауне мы судить не можем. Вместе с тем, образование субаэральных красноцветов является достаточно ярким климатическим показателем. Поэтому климат этого времени представляется очень сухим.

Непосредственно на красноцветных глинах павлодарской свиты залегает аллювиальная толща с интересным фаунистическим комплексом, являющимся поздним вариантом Павлодарского гиппарионового комплекса. Наиболее представительный разрез с этим комплексом наблюдается в 10 км юго-восточнее "Гусиного перелета" в карьерах у детской железной дороги. Фауна, собранная отсюда,обработана еще не полностью.

По мнению В.С.Зыкина (1979), изучавшего моллюсков этого слоя, они характерны для рытовских слоев, т.е. для конца среднего плиоцена. Положение описываемого слоя над красноцветными глинами павлодарской свиты не противоречит принятию такой датировки.

Фаунистический комплекс этого слоя можно распределить по таким стациям: водоемы - моллюски, рыбы; побережья - черепахи, бобры; светлые леса - мастодонты, косули; заросли кустарников - зайцы, лисы; степи - страусы, гиппарионы, носороги, верблюды.

Ландшафт конца среднего плиоцена здесь - лесостепной с

участием лесов по понижениям рельефа. Протекающая среди равнинных пространств река с достаточно быстрым течением изобиловала старицами и затонами. Климат этого времени теплый, сухой.

Очередной этап в развитии фауны описываемой территории наблюдается в местонахождении, расположенном в 6 км северо-восточнее "Гусиного перелета". Здесь в карьере среди русловых аллювиальных отложений, которые предположительно датируются началом позднего плиоцена, собрана фауна более молодого облика, чем предыдущая. Состав ее дает представление о следующих стациях: водоемах – моллюски, рыбы; побережьях – черепахи, утки; светлых лесах – мастодонты, носороги, олени; степных пространствах – страусы, газели, верблюды.

Характер вмещающих указанную фауну отложений свидетельствует о переменной скорости течений отложивших их потоков. Ландшафт начала позднего плиоцена унаследован от предшествующего времени, но климат предполагается более сухой, теплый.

В этом же разрезе над указанной толщей руслового аллювия залегает другой слой также аллювиального происхождения, но отличающийся от нижележащего меньшей сортированностью обломочного материала и преимущественно желтой и охристой окраской, обусловленной присутствием значительного количества окислов железа. Иногда их так много, что они цементируют песок, превращая его в песчаник.

Из этого слоя собраны остатки позвоночных битекейского фаунистического комплекса, датируемого поздним плиоценом. (Вислобокова, 1974; Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980). Экологически здесь выделяются обитатели водоемов – моллюски, рыбы; побережий – утки; лесов – олени; кустарниковых зарослей – крупные кошки; степей – страусы, верблюды.

По сравнению с предыдущей, обстановка существенно не изменяется. Климат остается теплым, но более сухим, чем в предыдущее время – подавляющее большинство остатков принадлежит верблюду пребактриану.

Плиоценовый разрез Павлодарского Прииртышья завершается подпуск-лебяжьинскими слоями. На основании собранных фаунистических остатков в типовом местонахождении у с.Подпуск и в одновозрастных отложениях в районе г.Павлодара выделяются следующие стации: водоемы – рыбы; леса – барсук, слон Громова, олени, зоби-

Колебания влажности в плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины (Павлодарское Прииртышье)

зоны; степи – страусы, лошади, эласмотерии, винторогии антилопы.

Характер подпуск-лебяжьинского аллювия указывает на то, что он отложен крупной рекой со значительной скоростью течения, т.е. свидетельствует об оживлении речной деятельности в самом конце плиоцена. Обстановка этого времени продолжает оставаться лесостепной. Можно предположить некоторое увлажнение все еще достаточно теплого климата. В результате такого увлажнения развивались долинные леса, по понижениям рельефа продвинувшиеся на водоразделы, занятые степями и лесостепями.

На основании анализа серии плиоценовых разрезов на ограниченной территории юга Западно-Сибирской равнины установлено, что в это время здесь были открытые пространства – степи и полупустыни, среди которых располагалась достаточно развитая долина реки, отождествляемой с пра-Иртышом. В этой долине были распространены пойменные леса. В периоды увлажнения климата элементы лесной растительности по понижениям рельефа проникали на водоразделы, вклиниваясь в существовавшие там степи и лесостепи.

Климат в течение всего плиоцена оставался теплым, с тенденцией к иссушению. На общем фоне выделяется два этапа иссушения – среднеплиоценовый и верхнеплиоценовый, из которых первый наиболее значительный (см. рисунок).

Изложенный материал дает представление о возможности палеоландшафтных и палеоклиматических реконструкций для достаточно значительных промежутков времени по фаунистическим комплексам. Однако, в климатическую схему, несомненно, будут внесены коррективы, так как фауна указанных местонахождений изучена еще недостаточно. Предлагаемые выводы предварительны.

Л.Л.Гайдученко

О ПЕРСПЕКТИВЕ СОХРАНЕНИЯ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПАВЛОДАРСКОЙ СВИТЫ "ГУСИНЫЙ ПЕРЕЛЕТ"

Местонахождение остатков неогеновых позвоночных "Гусиный перелет" и одноименный геологический разрез, являющийся стратотипом павлодарской свиты, располагается на правом берегу р. Иртыша в черте г.Павлодара.Протяженность его значительна, но наибольший интерес представляет часть берегового обрыва, находящаяся в интервале 4000-900 м южнее (вверх по реке) от железнодорожного моста в пределах первого прибрежного микрорайона г.Павлодара.

Разрез упоминается еще в работах русских геологов прошлого века Н.К.Высоцкого и А.А.Краснопольского, но лишь благодаря Ю.А.Орлову (1930,1968), по инициативе которого в 1928-1930 гг. здесь проводились крупные раскопки, "Гусиный перелет" приобретает широкую известность как эталонное местонахождение развитой гиппарионовой фауны для Сибири и Казахстана. В изучении геологического разреза и фауны "Гусиного перелета" принимают участие многие советские геологи и палеонтологи: Е.И.Беляева, В.И. Громов, В.И.Громова, И.Г.Зальцман, В.В.Лавров, К.В.Никифорова, Ю.А.Орлов, К.К.Флеров, Е.В.Шанцер и другие, а В.В.Лавров предложил считать "Гусиный перелет" стратотипическим разрезом выделенной им павлодарской свиты, которая сейчас широко картируется в Западной Сибири и Казахстане. Хорошая охарактеризованность стратотипического разреза фаунистическими остатками (около 60 видов) делает павлодарскую свиту одним из важнейших стратиграфических реперов для указанной территории.

Учитывая большое научно-практическое значение "Гусиного перелета",в 1971 г.его объявили памятником природы.Однако существенных изменений в охране этого памятника не произошло. И хотя здесь запрещена свалка строительного мусора,снега и самовольные раскопки ,уникальный памятник продолжает разрушаться детьми и проводящими неквалифицированные раскопки краеведами. Все это вместе взятое приводит к многочисленным обвалам и гибели огромного количества уникального материала по раннеплиоценовым позвоночным.

По генеральному плану развития Павлодара намечается строительство бетонной набережной. В зону строительства попадает территория "Гусиного перелета". Предварительно намечены мероприятия по его консервации – предполагается силикатизированная часть берегового обрыва в месте наибольшего скопления костей. Остальную территорию памятника после устройства террас намечается засадить травами и кустарниками, разместив среди них скульптурные изображения представителей гиппарионовой фауны. Несомненно, что такие мероприятия будут способствовать сохранению местонахождения, но не разреза в целом. Кроме того, они сделают "Гусиный перелет" на определенный срок недоступным для изучения специалистами.

Для сохранения "Гусиного перелета" как опорного разреза павлодарской свиты и уникального палеонтологического памятника природы нужны несколько иные меры. Здесь, над 75-метровым участком основного скопления ископаемых остатков, предлагается построить легкий, но отапливаемый павильон. В нем можно будет проводить круглогодичные и не зависящие от метеорологических условий работы по расчистке и извлечению палеонтологических объектов. При строительстве его придется раскопать костеносный слой на небольших участках. Полученные в ходе этих и последующих раскопок материалы лягут в основу монографической коллекции, которую следует сохранять здесь же. Таким образом, будет создана уникальная по разнообразию и полноте материалов коллекция при стратотипическом разрезе.

Часть пород, подстилающих, слагающих и перекрывающих костеносный слой, следует оставить в неприкосновенности, предварительно укрепив приемлемым способом – не нарушая структурных и цветовых особенностей их. Рядом в соответствующем порядке можно разместить и вырезанные из других частей разреза монолиты, совокупность которых отразит геологическое строение всего разреза. Эти мероприятия будут способствовать сохранению "Гусиного перелета" как палеонтологического памятника природы и как стратотипического разреза павлодарской свиты не в законсервированном, а в действующем состоянии. Специалисты смогут знакомиться со стратотипическим разрезом, не прибегая к его разрушению.

Наиболее интересные и сохранившиеся остатки следует выставить для широкого обозрения, оформив их соответствующим образом. Таким образом, часть павильона можно использовать под музейную экспозицию, имеющую важное познавательное значение.

ЛИТЕРАТУРА

АДАМЕНКО О.М., АДАМЕНКО Р.С., КУЛЬЧИЦКИЙ А.А. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья. – В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.81–98.

АДАМЕНКО О.М., БЕЛОВА В.А., ПОНОМАРЕВА Е.А. и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины. – Геол. и геофиз., 1975, № 6, с.78–85.

АДАМЕНКО О.М., БЕЛОВА В.А., ПОПОВА С.М. и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины. – Геол. и геофиз., 1972, № 6, с.78–84.

АЛЕКСЕЕВА Л.И., ШЕВЫРЕВ Л.Т. Своеобразие рисс-вюрмского териокомплекса Восточной Европы. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1980, с.4–6.

АНАНЬЕВ Г.С., СМИРНОВА Т.И., АНАНЬЕВА З.Г., КУЛИКОВ О.А. Генезис и возраст четвертичных отложений Северо-Западного Приохотья. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.7–10. (Препринт, вып.3).

АНДРЕЕВА С.М., КИНД Н.В. Вторая позднеплейстоценовая каргинская ингрессия Полярного бассейна на Таймырском полуострове.– В кн.: Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с.7–9.

АРХИПОВ С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964, с.11–55.

АРХИПОВ С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений: террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с.50–70.

АРХИПОВ С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 309 с.

АРХИПОВ С.А. Современные идеи и направления в исследованиях ледникового периода в Сибири. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.7–13.

АРХИПОВ С.А., ВОТАХ М.Р., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Стратиграфия, термолюминесцентный возраст и корреляция морен Белогорской возвышенности. – В кн.: Четвертичные оледенения Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.47–62.

АРХИПОВ С.А., ДЕВЯТКИН Е.В., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным). – В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.149–161.

АРХИПОВ С.А., ПАНЫЧЕВ В.А. Террасы долины Оби. – В кн.: Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980, с.42–66.

АРХИПОВ С.А., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Термолюминесцентный возраст западно-сибирских оледенений. – В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.10–17.

АСТАХОВ В.И. Реконструкция последнего покровного оледенения Западной Сибири по его краевым образованиям. – В кн.: Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск, Наука, 1980, с.12–32.

АУБЕКЕРОВ Б.Ж., АУБЕКЕРОВА П.А., БИРЮКОВ М.Д. и др. Стратиграфическое положение и фауна позвоночных серо-зеленых глин левобережья Павлодарского Прииртышья. – В кн.: Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч.II. Тюмень, 1970, с.76–81.

АУБЕКЕРОВА-ТЛЕУБЕРДИНА П.А. Сопоставление есекартканской фауны с гиппарионовыми и позднегиппарионовыми фаунами Азии. – В кн.: Мезозойская фауна и флора Северо-Западного Казахстана. Алма-Ата, 1977, с.75–81.

БАЗАРОВ Д.Б., АНТОЩЕНКО-ОЛЕНЕВ И.В., РЕЗАНОВ И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов. – В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1976, с.5–70.

БАЙГУШЕВА В.С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (Северо-Восточное Приазовье). – В кн.: Материалы по фаунам антропогена СССР. – Л.: Наука, 1971, с.5–28.

БЕЛОВА В.А. История развития растительности котловины Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1975. 142 с.

БЕЛОВА В.А. Пути формирования современной флоры в котловинах Байкальской рифтовой зоны. – Бот. журнал, 1978, т.63, с.1341–1345.

БЕЛОВА В.А., ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Палинологическое обоснование стратиграфии неогеновых отложений Байкальской рифтовой зоны. – В кн.: Палинология Сибири. М.: Наука, 1980, с.84–92.

БЕСПАЛЫЙ В.Г. Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки. – В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.109–131.

БЕСПАЛЫЙ В.Г., ИВАНОВ В.Ф., ПОЛОВОВА Т.П. Первые данные о средне-плейстоценовых морских межледниковых осадках Восточной Чукотки. – Докл. АН СССР, т.249, № 4, 1979, с.932–934.

БИСКЭ С.Ф. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1978. 101 с.

БОРИСЯК А.А., БЕЛЯЕВА Е.И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. М.–Л., 1948. 116 с.

БОЯРСКАЯ Т.Д., ЧЕРНЮК А.В. Сопоставление растительности Приобского плато, предгорий и гор Юго-Восточного Алтая в позднем кайнозое. – В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., 1976, сб.6, с.130–136.

БРАЙЦЕВА О.А., МЕЛЕКЕСЦЕВ И.В., ЕВТЕЕВА И.С., ЛУПИКОВА Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 225 с.

БРАЙЦЕВА О.А., МЕЛЕКЕСЦЕВ И.В., КОЖЕМЯКА Н.Н. и др. Стратиграфия четвертичных осадочных и вулканогенных континентальных отложений Камчатки. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.45–47. (Препринт, вып.3).

ВАНГЕНГЕЙМ Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

ВАНГЕНГЕЙМ Э.А., СОТНИКОВА М.В. Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засухино, Западное Забайкалье. – В кн.: Бюл.Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.М.: Наука, 1981, № 51, с.106–117.

ВЕКСЛЕР В.С., ПУТАНС Б.Д., СТЕЛЛЕ В.Я. Радиоуглеродные датировки лаборатории ВНИИМОРГЕО. Сообщ.2. – В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.: Наука, 1975, № 43, с.210–211.

ВЕКУА А.К. Квабебская фауна акчагыльских позвоночных. М.: Наука, 1972. 350 с.

ВЕЛИЧКО А.А. О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков. – В кн.: Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980, с.7–19.

ВИСЛОБОКОВА И.А. О новой находке Archidishodon gromovi Garutt et Alexeeva в эоплейстоценовых отложениях юга Западной Сибири. – В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.: Наука, 1974, № 42, с.171–176.

ВОЛКОВ И.А. О строении, залегании и происхождении лессовых пород Северного Казахстана. – Вестник ЛГУ, вып.18, 1960, с.47–56.

ВОЛКОВ И.А., ГРОСВАЛЬД М.Г., ТРОИЦКИЙ С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. – Изв. АН СССР, сер. геогр., 1978, № 4, с.25–35.

ВОЛКОВА В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 174 с.

ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 238 с.

ВОЛКОВА В.С., БАРАНОВА Ю.П. Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии. – Геол. и геофиз., 1980, № 7, с.43–52.

ВОЛКОВА В.С., ШУРЫГИН А.Г. Стадии отступания зырянского оледенения в низовьях Енисея. – В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., 1961, с.161–174.

ГАЙДУЧЕНКО Л.Л., ЖЕГАЛЛО В.И., ЗАЖИГИН В.С. Павлодарское местонахождение гиппарионовой фауны "Гусиный переулет". – Бюл. МОИП. Отд.геол., 1978, т.53, вып.4. 147 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ СССР. Т.3. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. 332 с.

ГЕРАСИМОВ И.П. Палеогеографический парадокс Памира. – Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 3, с.4–13.

ГНИБИДЕНКО З.Н., АДАМЕНКО О.М. Магнитобиостратиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья. – В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с.58–74.

ГОЛЬДФАРБ Ю.И. В бассейне р.Берелех пять плейстоценовых оледенений. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып.20. Магадан, 1972, с.225–242.

ГОПКИНС Д.М. История уровня моря в Беринги за последние

250 000 лет. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 9–25.

ГОРШКОВ С.П. О стратиграфии антропогеновых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966а, с.71–81.

ГОРШКОВ С.П. О нижней границе верхнего плейстоцена в Приенисейской Сибири в свете корреляции плейстоценовых отложений ледниковой и внеледниковой зон. – В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966б, с.215–219.

ГРОСВАЛЬД М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 165 с.

ГРОСВАЛЬД М.Г., ИОФФЕ Д.Я. Гляциген ные складки нагнетания в осадочных породах ложа и их значение для палеогеографии. – В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, вып.21. М., 1973, с.115–124.

ГУДИНА В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 133 с.

ГУДИНА В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. 81 с.

ГУДИНА В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

ГУДИНА В.И. Значение фораминифер для стратиграфии и фациального анализа северного плейстоцена СССР. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск. Наука, 1981, с.41–46.

ДАНИЛОВ И.Д. Ледниковый литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.

ДАНИЛОВ И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин Севера. – В кн.: Исследования побережий и шельфа арктических морей. М., 1979, с.97–135.

ДЕВЯТКИН Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 192 с.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Кайнозойские озера горных областей Сибири. – В кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1975, с.140–145.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Хронология и палеогеографические условия осадконакопления в Байкальской рифтовой зоне в позднем плейстоцене и голоцене. – Докл. АН СССР, 1977, т.232, № 5, с.1150–1153.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Теоретические и прикладные проблемы па-

леопотамологии. – В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука, 1979, с.13–18.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Литогенетические особенности и условия накопления четвертичных отложений на западном участке трассы БАМа (Становое нагорье). – В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМа. М.: Наука, 1980, с.22–23.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое. – В кн.: Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981, с.135–166.

ЕНДРИХИНСКИЙ А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – В кн.: Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.6–35.

ЕРБАЕВА М.В., СОТНИКОВА М.В., ШЕВЧЕНКО В.К. Новое эоплейстоценовое местонахождение фауны млекопитающих в Забайкалье. – В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977, с.103–128.

ЖЕГАЛЛО В.И. Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 152 с. (Труды совместной советско-монгольской палеонтологич. экспедиции, вып.7).

ЗАЖИГИН В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 155 с. (Тр / ГИН АН СССР, вып.339).

ЗАМОРУЕВ В.В. Четвертичное оледенение Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье). – Изв. ВГО, 1978, т.110, вып.2, с.135–141.

ЗАХАРОВ Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири. – Геол. и геофиз., 1968, № 6, с.148–155.

ЗАХАРОВ Ю.Ф. Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья. – В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири, т.III. Новосибирск: Наука, 1970, с.118–124.

ЗЕЛЕНСКИЙ Е.Е. Кайнозойские отложения района нижнего течения р.Муи. – В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1971, с.53–60.

ЗЕМЦОВ А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, 1976. 344 с.

ЗОЛОТУХИН В.В., СУХОРУКОВА С.С. О перспективах открытия но-

вых провинций магнезиальных траппов на Сибирской платформе в связи с находками их обломков в четвертичных моренах. – Геол. и геофиз., 1978, № 9, с.59–67.

ЗУБАКОВ В.А. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири.– В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.М.: Наука, 1968, № 34, с.57–72.

ЗУБАКОВ В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л.: Наука, 1972а. 197 с.

ЗУБАКОВ В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972б. 312 с.

ЗУДИН А.Н. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональная стратиграфия. – В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.98–117.

ЗЫКИН В.С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 105 с.

ИВАНОВ В.Ф., МИНЮК П.С., ПОЛОВОВА Т.П. Стратиграфия четвертичных отложений побережья Восточной Чукотки.– В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982,с.12–15. (Препринт, вып.1).

ИВАНОВСКИЙ Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 262 с.

ИВАНОВСКИЙ Л.Н. Гляциальная геоморфология гор.Новосибирск.: Наука, 1981. 171 с.

ИСАЕВА Л.Л., КИНД Н.В., АНДРЕЕВА С.М., БАРДЕЕВА М.А. Четвертичные оледенения севера Средней Сибири. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.98–104.

КАЗАКЕВИЧ О.П., РЕВЕРДАТТО М.В. Ленский золотоносный район. Т.2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района. М.: Недра, 1972. 147 с.

КАПЛЯНСКАЯ Ф.А., ТАРНОГРАДСКИЙ В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны. – Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 5, с.1185–1187.

КАПЛЯНСКАЯ Ф.А., ТАРНОГРАДСКИЙ В.Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен. – Изв. ВГО, 1977, т.109, № 4, с.314–319.

КАПЛИНА Т.Н., ЛОЖКИН А.В. Возраст ледового комплекса Приморских низменностей Якутии (радиоуглеродное обоснование). – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.35–37. (Препринт, вып.2).

КАРТАШОВ И.П. Количество и возраст оледенений Северо–Востока СССР. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. 514 с.

КИНД Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 225 с.

КИНД Н.В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири. – В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975, с.124–132.

КИНД Н.В., СУЛЕРЖИЦКИЙ Л.Д., ВИНОГРАДОВА С.Н. и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщ. VIII. – В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.:Наука, 1976, № 46. 181 с.

КИСЕЛЕВА З.Н. О террасовых уровнях в долине реки Калара. – Изв. Забайкальского фил. Географич. об–ва СССР. Чита, 1968, т.IУ, вып.2, с.47–51.

КРАВЧИНСКИЙ А.Я., ГОЛДЫРЕВ Г.С., БЕЛОВА В.А. и др. Результаты палеомагнитных и геологических исследований донных и береговых отложений озера Байкал. – В кн.: Материалы IX конференции по вопросу постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород. Баку: Красный Восток, 1973, ч.3, с.93–94.

КРЮКОВ Ю.В., МАЗУР А.А. Стратиграфия четвертичных отложений побережья Колючинской губы. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.19–20. (Препринт, вып.1).

КУЛЬЧИЦКИЙ А.А., КЛИМАНОВА В.М., ПОПОВА С.М. Стратиграфия, геохронология и палеогеография плейстоцена бассейна р.Киренги. – В кн.: Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981, с.111–120.

КУПРИНА Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М.: Наука, 1970. 145 с.

КЫШТЫМОВ А.И., КРУТОУС В.И., ТЕРЕХОВА В.Е., ЛОЖКИН А.В., НЕВРЕТДИНОВА Т.Г. Стратиграфическая схема неоген–плейстоценовых отложений Чукотского полуострова. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.9–12. (Препринт, вып.1).

ЛАВРОВ А.С. Стратиграфический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. – Экспресс-информация. Общая и региональная геология, геологическое картирование. Вып. 10. М.: ВИЭМС, 1976, с.1–16.

ЛАВРОВ А.С. Некоторые типы камовых образований южной краевой зоны Баренцевоморского ледника. – В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978, с.53–61.

ЛАВРОВ А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита. – В кн.: Бюл.Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.:Наука, 1981, № 51, с.51–60.

ЛАВРОВ В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 230 с.

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

ЛАВРУШИН Ю.А., ГОЛУБЕВ Ю.К. Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений. – В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с.147–155.

ЛАУХИН С.А. Возрастные аналоги кочковского горизонта на юго-западе Сибирской платформы. – В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.70–80.

ЛАУХИН С.А., АЛЕКСЕЕВА В.А., МИЛЬНИКОВА З.К. Новое определение возраста из верхнечетвертичных отложений с унионидами на р.Иркинеевой (Северное Приангарье). – В кн.: Бюл Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.: Наука, 1972, № 39, с.124–126.

ЛАУХИН С.А., ДРОЗДОВ Н.И., ПАНЫЧЕВ В.А., ОРЛОВА Л.А. Усть-Кова на Ангаре – самая древняя датированная радиоуглеродным методом палеолитическая стоянка между Леной и Уралом. – Докл. АН СССР, 1980, т.254, № 1,с.182–185.

ЛАУХИН С.А., МЕТЕЛЬЦЕВА Е.П. Об Иркенеевских межледниковых отложениях с ископаемой флорой в северном Приангарье. – В кн.: Бюл.Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.М.:Наука, 1973, № 40, с.96–105.

ЛЕВКОВ Э.А. Гляциотектоника. Минск, 1980. 280 с.

ЛЕДНИКОВАЯ геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск, 1978. 131 с.

ЛЕОНТЬЕВ О.К., НИКИФОРОВ Л.Г., САФЬЯНОВ Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 1975. 333 с.

ЛИНЬКОВА Т.И. Возможности использования палеомагнитных данных при изучении четвертичного периода на Северо-Востоке. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.6-7. (Препринт, вып.1).

ЛОГАЧЕВ Н.А. Антропогеновая система. – В кн.: Геология СССР. т.XXXУ, Бурятская АССР, ч.1. Геол. описание. М.: Недра, 1964, с.267-281.

ЛОГАЧЕВ Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. – В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с.72-101.

ЛОГАЧЕВ Н.А., КЛИМАНОВА В.М., ЛОМОНОСОВА Т.К. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 187 с.

ЛУНГЕРСТАУЗЕН Г.Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). – Сов. геол., 1955, сб.45, с.52-77.

ЛЫЧЕВ Г.Ф. Неогеновые млекопитающие Малого Калкамана. – В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т.IУ. Алма-Ата, 1963,с.12-21.

ЛЫЧЕВ Г.Ф. Вымершие бобры Северо-Западного Казахстана и их стратиграфическая приуроченность. – В кн.: Мезокайнозойская фауна и флора Северо-Западного Казахстана. Алта-Ата, 1977а, с.33-48.

ЛЫЧЕВ Г.Ф. Ископаемые бобры (Castoridae, Rodentia) Казахстана. Автореф. канд. дисс., Киев, 1977б. 23 с.

ЛЫЧЕВ Г.Ф., АУБЕКЕРОВА П.А. Ископаемые бобры Казахстана. – В кн.: Ископаемая фауна и флора Центрального и Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971, с.12-33.

МАЦ В.Д., ПОКАТИЛОВ А.Г. Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 3, с.133-139.

МАЦ В.Д., ПОКАТИЛОВ А.Г. Стратиграфия верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Байкальской впадины. – В кн.: Кочковский горизонт и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.91-98.

МЕДВЕДЕВ М.Е. Новые данные о возрасте базальтов Хамар-Дабана. – Докл. АН СССР, 1968, т.178, № 6, с.1378-1388.

МЕШКОВА Ю.И. Палинологические данные к характеристике рас-

тительности и особенностей климата в плейстоцене и голоцене Средней Сибири. – В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М., 1971, с.147–161.

МОСКВИТИН А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 262 с.

МУЗИС А.И. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с.145–154.

НЕВРЕТДИНОВА Т.Л., КИСТЕРОВА И.Е., ТЕРЕХОВА В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульской и крестовской свит Чукотки. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.16–18. (Препринт, вып.1).

НИКИФОРОВА К.В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. – Тр/ ГИН АН СССР, сер. геол., № 56, М., 1953, вып.141, с.3–33.

НИКИФОРОВА К.В., КРАСНОВ И.И., АЛЕКСАНДРОВА Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с.65–67.

НИКОНОВ А.А., ПАХОМОВ М.М. Основные черты тенденции развития природы Памира. – В кн.: XXIII Международ. географич. конгресс. Секция I. Геоморфология и палеогеография. М., 1976, с.344–345.

НОВЕЙШИЕ отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 292 с.

ОКИШЕВ П.А. Позднеплейстоценовое оледенение бассейна р.Чуи. – В кн.: Гляциология Алтая, 1978, вып.12, с.22–35.

ОКИШЕВ П.А., РУДОЙ А.Н., ГЕРАСИМОВ Н.Г. Ленточные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение. – В кн.: Гляциология Алтая. 1978, вып.14, с.43–65.

ОРЛОВ Ю.А. Об остатках примитивного ластоногого из неогена Западной Сибири. – Докл. АН СССР, 1930, № 3, с.67–70.

ОРЛОВ Ю.А. В мире древних животных. М., 1968. 211 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 108 с.

ПОСЛЕДНЕЕ оледенение в Нижнем Приобье / Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.

ПРОБЛЕМЫ экзогенного рельефообразования / Архипов С.А., Исаева Л.Л., Ивановский Л.Н. и др. Кн.I. М.: Наука, I976. 430 с.

ПАНЫЧЕВ В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, I979. 97 с.

ПЕТРОВ О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, I966. 287 с.

ПОПОВ В.Е. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая. – В кн.: Гляциология Алтая, I962, вып.I, с.I88–22I.

РАВСКИЙ Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, I972. 323 с.

РАВСКИЙ Э.И., АЛЕКСАНДРОВА Л.П., ГОЛУБЕВА Л.В. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, I964. 278 с.

РАГОЗИН Л.А. Сибирские Увалы – главный конечно-моренный пояс Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, I976, с.87–96.

РАЗРЕЗ новейших отложений Алтая. М., I978. 207 с.

РЕЗОЛЮЦИЯ заседания Международной рабочей группы проекта № 2 МПГК "Четвертичные оледенения северного полушария" в Западной Сибири I7–28 июля I978 г. – В кн.: Четвертичные оледенения Зап. Сибири и др. областей северного полушария. Новосибирск: Наука, I98I, с.I99–200.

РУХИН Л.Б. Основы литологии. М.: Гостоптехиздат, I96I. 779 с.

РУХИНА Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, I973. I76 с.

РЯЗАНЦЕВ А.А., МЕЧЕТИН А.В., ХЕРШБЕРГ Л.Б., КАРАУЛОВА Л.П. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений северо-западного сектора Японского моря. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, I982, с.I7–20. (Препринт, вып.3).

САКС В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.–Л.: Водтрансиздат, I953. 627 с.

САМОЙЛОК Л.А., ЛАВРОВ А.С. Новые данные о тектоническом районировании Хорейверской впадины. – Экспресс-информация. Общая и региональная геология; геологическое картирование, вып.8, М.: ВИЭМС, I980, с.I–8.

СИНОГИНА Е.Я. О четвертичных отложениях бассейна р.Бодайбо.– Тр/ ЦНИГРИ, вып.30. М., I960, с.58–87.

СОЛОМАТИН В.И. Криолитологические методы исследований остатков плейстоценовых ледников в мерзлой зоне литосферы. – В кн.: Полевые и лабораторные методы исследования ледниковых отложений. Тезисы докл. межвед. совещ. Таллин, 1980, с.139.

СОЛОМАТИН В.И., БАЛУ Ю.Б. Погребенные остатки глетчерного льда на севере Западной Сибири. – В кн.: Современное и древнее оледенение равнин и горных районов СССР. Л., 1978, с.66–77.

СОТНИКОВА М.В. Новые данные о хищных млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена на территории Северо-Востока СССР. – В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М.:Наука, 1978а, № 48, с.22–30.

СОТНИКОВА М.В. История и развитие рода Homotherium в Евразии (тезисы доклада). – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1978б, № 3, с.155–156.

СОТНИКОВА М.В. Хищные млекопитающие из местонахождения Куруксай и Лахути. – В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с.243–249.

СТРЕЛКОВ С.А. Генетическая классификация отложений материкового оледенения в связи с общими закономерностями развития ледниковых покровов. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с.151–156.

СУХОРУКОВА С.С., ЗОЛОТУХИН В.В. Состав валунов ледниковых в среднем течении р.Енисей и источники поступления обломков магнезиальных траппов. – Геол. и геофиз., 1976, № 12, с.25–34.

ТИЩЕНКО Е.И. Некоторые вопросы истории позднечетвертичного осадконакопления в пределах Байкало-Патомского нагорья. – В кн.: Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.57–61.

ТРОИЦКИЙ С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 207 с.

ТРОИЦКИЙ С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. – Докл. АН СССР, 1967, т.174, № 6, с.1408–1412.

ТРОИЦКИЙ С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М.: Наука, 1975. 162 с.

ТРОНОВ М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности. – В кн.: Гляциология Алтая. 1964, вып.3, с.12–52.

ТЮЛИНА Л.Н. О типах поясности растительности на западном и восточном побережье Северного Байкала. – В кн.: Геоботанические исследования на Байкале. М.–Л.: Наука, 1967, с.5–43.

УДАРЦЕВ В.П. Соотношение этапов развития перигляциальной и ледниковой областей в бассейнах Средней Оки и Дона. Автореф. канд. дисс. М., 1982. 28 с.

ФЕНИКСОВА В.В., ЛАУХИН С.А., САДИКОВА М.Б. Четвертичные отложения долины Енисея между устьями рек Ангары и Каса. – Вестник МГУ, сер. геология, 1967, № 3, с.21–38.

ФЛИНТ Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 576 с.

ФОРОНОВА И.В. Плейстоценовые млекопитающие Кузнецкой котловины и их стратиграфическое значение. – В кн.: Тезисы докладов конгресса ИНКВА. т.1. М., 1982а, с.274–275.

ФОРОНОВА И.В. Новые находки млекопитающих из плейстоценовых отложений Кузнецкой котловины. – В кн.: Мамонтовая фауна Азиатской части СССР. Л., 1982б, с.50–57.

ХАЙНЕ К. Изменение климата в области центрального нагорья Мексики в течение верхнего плейстоцена и голоцена (на основании ледниковой морфологии и тефрохронологии). – В кн.: XXIII Международ. географич. конгресс. М., 1976, с.281–284.

ХОРЕВА И.М. О значении фораминифер для стратиграфии морских четвертичных отложений на берегах Берингова моря. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973, с.290–297.

ХОТИНСКИЙ Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера. М.: Наука, 1969. 197 с.

ЦЕЙТЛИН С.М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири. М.: Наука, 1964. 187 с.

ЦЕЙТЛИН С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979, 250 с.

ЧАНЫШЕВА М.Н., БРЕДИХИН А.В. О границе плейстоценовых оледенений в бассейне верхнего и среднего течения р.Колымы. – Геоморфология, 1981, № 3, с.97–103.

ЧУДИНОВ Ю.В. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р.Улуг-О и хребта Таскыл в Северо-Восточной Туве. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, № 5, с.55–71.

ШАНЦЕР Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Л.: Наука, 1966, 211 с.

ШАНЦЕР Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений. – В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с.5–28.

ШВЕЦОВ М.С. Петрография осадочных образований. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 415 с.

ШЕЛЕХОВА Т.Г., СУХОРУКОВА С.С. Литология белогорских морен/ Заседание рабочей группы проекта МПГК 73(1)24 "Четвертичные оледенения северного полушария". Новосибирск, 1978. 45 с. (Препринт).

ШЕР А.В. Роль Берингийской суши в формировании фауны млекопитающих Голарктики в позднем кайнозое. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с.227–241.

ШЕР А.В. Современное состояние палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных четвертичных отложений Северо-Востока СССР. – В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.3–6. (Препринт, вып.1).

ШЕР А.В., ВИРИНА В.С., ЗАЖИГИН В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщи в низовьях Колымы.– Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 5, с.1171–1174.

ШИБРАВА В. Стратиграфическая схема четвертичных отложений внеледниковой зоны Европы и ее корреляция с альпийской шкалой. – В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981, с.166–174.

ШИЛО Н.А., БЕСПАЛЫЙ В.Г. Нижняя граница плейстоцена Камчатки.– В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.3–8.

ШУМИЛОВА Е.В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений Севера Западной Сибири. М.: Наука, 1971. 152 с.

ЩЕРБАКОВА Е.М. Рельефообразующая деятельность плейстоценового оледенения на Алтае. – Вестник МГУ, сер. география, 1974, № 5, с.18–25.

ЯЩЕНКО А.А. К вопросу о синхронизации и возрастной датировке террас речных систем Байкальского нагорья. – Учен. зап. Москов. пед. ин-та. 1958, т.120, вып.3, с.187–191.

BALLESIO R. Monographie dun Machairodus du Gisement villa-

franchien de Seneze: Homotherium crenatidens Fabrini. - Trav. Zab. Geol. Lyon, N.S. 1963, n.9. 129p.

FREUDENBERG W. Die Säugetiere des alteren Quartärs von Mitteleuropa etc. - Geol. und Paleontol. Abh. Nene Folge XII,1914, 219 p.

KRIGOVSKI B., RZECHOWSKI J., STANKOWKI W. Project of classifing glacial tills. - Bul. Soc. Sci., 1970, ser. B, Livr. 21, Poznan, p.141-155.

TEILHARD de Chardin P. et Piveteau J.Les Mammiferes fossiles de Nihowan (Chine). - C.R.Somm. Soc. Géol. France, séance du, 1930 (17 novembre), p.182-183.

TEILHARD de CHARDIN P. Fossil Mammals from Localiti 9 of Choukoutien. - Pal. Sin., Ser. C. Vol. VII, fasc. 4, Nanking, 1936, p.2267-2272.

TRASK P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. 1932.

Р Е Ш Е Н И Е

совещания "Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене"

С I по 3 декабря I98I г. в Новосибирске в Институте геологии и геофизики СО АН СССР проходило совещание, посвященное проблемам оледенения и палеоклиматам Сибири в плейстоцене. Это совещание было организовано Сибирской секцией Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР совместно с секцией четвертичной системы СибРМСК и Советской Рабочей группой проекта МПГК "Четвертичные оледенения северного полушария".

В заседании участвовали 54 человека из I9 организаций: Института геологии и геофизики СО АН, Института земной коры СО АН, Лимнологического института СО АН, Института истории, филологии и философии СО АН, СНИИГГиМСа, ПГО "Запсибгеология", ВНПО "Аэрогеология", ИГУ, ТГУ, НГУ, ЛАЭМа, НИИЖТа, Павлодарского пединститута, геолого-съемочных экспедиций (Новокузнецк, Красноярск, Томск), ЦНИГРИ, Игарской НИ мерзлотной станции СО АН, Академии сельскохозяйственных наук им.Тимирязева, ПГО "Севкавгеология".

Было заслушано 23 доклада. Это дало возможность всесторонне обсудить итоги и дальнейшие перспективы научных исследований по широкому кругу проблем, связанных с изучением четвертичных отложений и восстановлением геологической истории четвертичного периода.

Совещание проходило после утверждения МСК СССР четырех региональных стратиграфических схем четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, Средней Сибири, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья. В названных схемах обобщены огромные новейшие материалы, собранные в процессе геологических съемок и тематических работ практически всех региональных производственно-геологических объединений, действующих в Западной и Средней Сибири, а также ряда отраслевых и академических институтов и высших учебных заведений МинВУЗа. Сам факт успешного создания новых, более детальных стратиграфических схем для огромной территории (большей части Сибири) свидетельствует о существенном прогрессе в изучении четвертичного периода. Он достигнут за счет повышения детальности геологических работ, углубления и специализации палеонтологических, литологических, палеопедологических

и других исследований. Все более широкое применение получают в Сибири новейшие физические методы: радиокарбоновый, палеомагнитный, термолюминесцентный. Все это способствовало решению ряда фундаментальных проблем и резко повысило степень надежности межрегиональных корреляций.

В числе важнейших достижений в изучении четвертичного периода Сибири можно отметить: разработки в области хронологии сибирских оледенений на основе новейших геологических данных и термолюминесцентного датирования; достаточно детальные стратиграфические схемы позднего плейстоцена, в особенности лессовых отложений юга Западной Сибири на базе радиоуглеродного датирования и палеопедологических исследований; заметное углубление фациально-генетического и сравнительного анализа при изучении ледниковых, ледниково-морских и морских отложений, все более широкое использование дистанционных методов, что привело к пересмотру палеогеографии последнего оледенения на севере Западной Сибири. Завершены важные монографические работы в области систематики и эволюции основных групп ископаемых (фораминиферы, диатомовые водоросли, малакофауна, млекопитающие). Проведены исследования по истории развития растительности, в частности для эоплейстоцена, для которого установлены резкие климатические колебания на рубежах около 0,69, I,8 и 2,5 млн. лет назад. Важными представляются обобщения по палеогеографии четвертичного периода в Сибири. Среди них следует особо отметить реконструкции, связанные с оледенением Карского шельфа и "великой системы приледникового стока". Значительные успехи достигнуты в детализации ряда местных стратиграфических схем четвертичных отложений: в долине Среднего Енисея, Кузнецкой котловине, в Байкальской рифтовой зоне и т.д. Исключительно важный прогресс достигнут в изучении ледникового рельефа, что привело к созданию оригинальных гляциоморфологических и перигляциальных карт и схем.

Вместе с тем, совещание отмечает, что четвертичные отложения в Сибири изучены еще неравномерно. В некоторых регионах – явно недостаточно. Все еще слишком медленно происходит внедрение научных разработок и новых методов в практику геолого-съемочных и поисковых работ.

Совещание отмечает методическое несовершенство геологической карты Тюменской области масштаба I:I 500 000, составленной в

ЗапСибНИГНИ под редакцией П.П.Генералова и Л.А.Меняйло. С точки зрения методики ее составления представляется совершенно недостаточным картирование четвертичных отложений только по условиям их гипсометрического залегания или "ярусам рельефа", выбранным без достаточного обоснования. В настоящее время геологическое картирование располагает большим арсеналом средств и методов, изложенных в официальных инструкциях. Важно подчеркнуть далее, что принятое составителями карты расчленение рельефа северной половины Западно-Сибирской равнины на уровни (гипсометрические интервалы) не подтверждается при контрольно-ревизионных работах с применением дистанционных методов, проведенных "Аэрогеологией" и ЛАЗМом. Следует, наконец, отметить неверную генетическую трактовку четвертичных отложений, отсутствие надежного палеонтологического обоснования их возраста, особенно при выделении позднего плиоцена и раннего плейстоцена.

Совещание выражает серьезную озабоченность тем, что как стратиграфическая основа, так и легенда карты фактически не соответствуют официально принятым МСК СССР, на что обращает внимание НРС Мингео РСФСР при ВСЕГЕИ.

Совещание рекомендует всемерно развивать работы на базе заключения договоров о творческом содружестве между научно-исследовательскими институтами АН СССР и производственно-геологическими объединениями с целью скорейшего внедрения научных разработок в геологическую практику. Совещание отмечает, в частности, положительные результаты, достигнутые при совместных исследованиях по проектам МПГК "Граница неогена и квартера" и "Четвертичные оледенения северного полушария", а также по программе "Сибирь".

Первоочередными задачами дальнейшего изучения четвертичных отложений совещание считает:

I. Дальнейшую разработку стратиграфии четвертичных отложений Сибири и Дальнего Востока на климатостратиграфической основе с широким использованием всех групп ископаемой фауны и флоры.

Постановку тематических исследований и быстрейшее проведение геолого-съемочных работ в слабоизученных районах Сибири с широким применением дистанционных методов.

2. Усиление работ с целью детализации стратиграфического расчленения нижнего плейстоцена и эоплейстоцена, а также погра-

ничных толщ плиоцена на базе всестороннего учета биостратиграфических, палеомагнитных, палеоклиматических и радиометрических данных.

3. Расширение исследований по корреляции и решение некоторых конкретных проблем сопоставления разногенетичных отложений ледниковых и внеледниковых областей. С этой целью обратить внимание на продолжение комплексных исследований опорных разрезов четвертичных отложений в страторегионах Западной и Средней Сибири, а также литологическое и геохимическое изучение генетических типов четвертичных отложений.

4. Более широкое применение в практике геолого-съемочных работ физических методов: радиоуглеродного, палеомагнитного, калий-аргонового, термолюминесцентного. Признать крайне важным дальнейшую разработку и использование уран-ториевого и аминокислотного методов. Считать необходимым внедрение палеотемпературных определений по изотопам кислорода, которые могут существенно расширить возможности палеоклиматических реконструкций и межрегиональных корреляций.

Отмечая огромный прогресс в изучении ледниковых отложений и особенно ледникового рельефа, имеющего важное научное и практическое значение, просить ИГиГ СО АН и СНИИГГиМС возглавить коллективную работу по составлению палеогляциологической карты севера Сибири и специальной монографии, посвященной как теоретическим проблемам стратиграфии четвертичных отложений и гляциоморфологии, так и некоторым практическим вопросам, связанным с хозяйственным освоением нефтегазоносных районов.

Совещание поручает Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР и Секции четвертичной системы СибРМСК принять необходимые меры для реализации настоящего "Решения".

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Архипов С.А. Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока 4

Волков И.А., Зыкина В.С. Роль субаэрального осадконакопления в формировании четвертичной толщи Западной Сибири I8

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири 27

Бабушкин А.Е. Генетические типы четвертичных отложений Надым-Пур-Тазовского междуречья 36

Сахарова Е.И., Устюгова Р.И., Бурьянова О.П. Следы сартанского оледенения в бассейнах нижнего течения рек Курейки и Северной 45

Горшков С.П., Нистратов С.В. Ритмостратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений в долине Енисея между устьями рек Ангара и Большой Пит 54

Ендрихинский А.С. Оледенение и палеоклиматы горных районов Байкальской рифтовой зоны в плейстоцене 6I

Белова В.А. Динамика флоры, растительности и климата позднего кайнозоя юга Восточной Сибири 69

Бахарева В.А. Палинологическая характеристика отложений вторых надпойменных террас низовьев Иртыша 78

Окишев П.А. О климатических условиях позднеплейстоценового оледенения Алтая 83

Сухорукова С.С. Состав обломочного материала морен Енисея и палеогеографические реконструкции 9I

Данилов И.Д. Литологические критерии бассейнового происхождения валуносодержащих пород I02

Скабичевская Н.А. Дочетвертичные морские диатомеи в моренах Белогорья II5

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология Тоджинской впадины на рубеже позднеледниковья и раннего голоцена II9

Форонова И.В. Homotherium aff. ultimus Teilhard de Chardin из плейстоцена Кузнецкой котловины I27

Гайдученко Л.Л. Изменения ландшафта и климата в плиоцене юга Западно-Сибирской равнины (по позвоночным).. I33

Гайдученко Л.Л. О перспективе сохранения стратотипического разреза павлодарской свиты "Гусиный перелет".. I4I

Литература I43

Решение совещания "Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене" I59

Свод.темат.план,1983, поз.46

ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
Станислав Анатольевич Архипов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А.Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Корректор З.В.Белоусова

Подписано к печати 16.02.83. МН 17455.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,25+3вкл. Уч.-изд.л. 9,8.
Тираж 400. Заказ 69. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
I28	I-я сверху	семейства саблезубых кошек (Machairodontinae), редко встречающихся в ископаемом состоянии.	В статье описывается нижняя челюсть гомотерия-формы из подсемейства саблезубых ...
I32 (табл.I)	I6-я сверху (в графе "Промеры")	диаметр	диаметр foramen mentale

Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене.