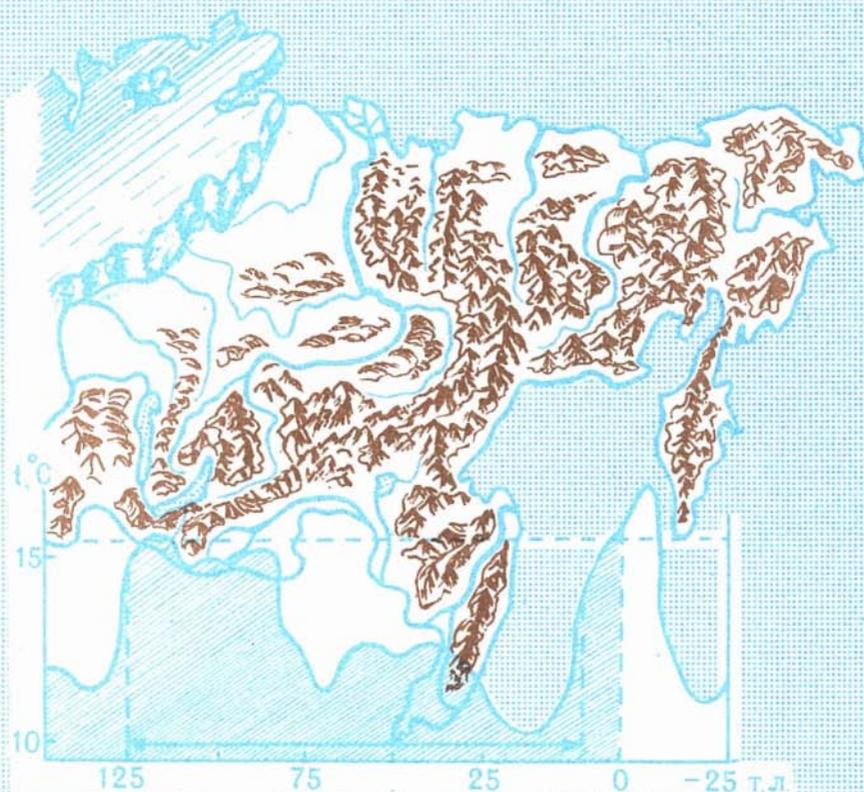


ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА, БИОТЫ И СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ЧЕЛОВЕКА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СИБИРИ



НОВОСИБИРСК 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА, БИОТЫ
И СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ЧЕЛОВЕКА
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1991

УДК 551:583.7+551.8:577.4+551.87 (571.1+571.5)

Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири: Сб. науч. тр./ АН СССР, Сиб. отд-ние, Объединенный ин-т геологии, геофизики и минералогии. [Редкол.: В.А.Захаров (науч.ред.) и др.] - Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО АН СССР, 1991. 89 с.

ISBN 5-7623-0246-6

В сборнике изложены результаты биосферных и экологических исследований последних лет, выполненных специалистами по позднему кайнозое в ИГиГ СО АН СССР. Подчеркивается, что процесс этих исследований непосредственно определяется уровнем научно-фундаментальных работ по стратиграфии неогена и плейстоцена. Предлагаются новые разработки по хроностратиграфии и палеогеографии, эволюции палеоклимата и реконструкции природных условий обитания древнего человека, дискутируется проблема его появления в Сибири.

Для исследователей позднего кайнозоя, а также студентов и преподавателей геолого-географических специальностей вузов.

Р е ц е н з е н т ы

д-р геогр. наук С.В.Калменская,
канд. геол.-мин. наук С.В.Николаев

© Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии
СО АН СССР, 1991

ISBN 5-7623-0246-6

Краткие обобщения, предлагаемые в настоящем издании, являются одновременно как некоторым итогом, так и обоснованием выбора направления исследований, ведущихся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР по Программе биосферных и экологических исследований АН СССР.

В Программе отчетливо просматриваются два основных направления научно-исследовательских работ. Первое, обычно выдвигающееся на передний край, посвящается разработке методов предотвращения или, по крайней мере, замедления прогрессирующего загрязнения и разрушения природной среды. Второе, преимущественно научное направление, следует, вероятно, формулировать как экологическое прогнозирование. Это новая, нарождающаяся наука, а может быть, даже новая "социально-экологическая" философия (Зубаков, 1990)*. Конечно, оба эти направления взаимосвязаны, но между ними имеются и существенные различия.

Развернувшаяся в последние десятилетия во всем мире борьба за сохранение Природы, за выживание Человечества становится всё более и более общественно-политической проблемой. Нужны эффективные "экологические" законы и их неукоснительное соблюдение как на национально-государственных, так и международном уровнях. Для разработки и реализации таких "экологических мероприятий" мировая наука должна, в первую очередь, развивать прикладные аспекты: организация мониторинга окружающей среды, экологические чистые технологии, рациональные приемы природопользования и т.п.

Экологическое прогнозирование имеет иные научные и философские цели и задачи, осложняющиеся тем, что способы их решения сложны и рядом еще недостаточно ясны и находятся в стадии становления. Перед Человечеством впервые в столь неотложной форме встали ранее неизвестные проблемы взаимоотношения между Человеком — Природой — Обществом. Все без исключения науки втягиваются в решение этой сверхзадачи.

* Зубаков В.А. Экологический кризис и будущее человечества //Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1990. Т.122, вып.2. С.143-153.

В цикле наук о Земле все отчетливее проявляется ведущая роль учения о четвертичном (антропогеновом) периоде. Именно четвертичные отложения, в первую очередь, хранят информацию, судьбоносную для Человечества, — о закономерностях глобальных природных процессов, эволюции климата, биоты и человека в недалеком геологическом прошлом. Получить эту информацию возможно только с помощью детальной хроно-климатостратиграфии, на основе которой с высокой точностью восстанавливаются хронология событий и ритмика палеоклиматических колебаний. Закономерный характер последних служит исходной посылкой для построения любых моделей природного тренда. Таким образом, надежность прогностических реконструкций зависит от точности хроностратиграфической шкалы и обоснованности палеоклиматической кривой. Она отстраивается по различным источникам информации, среди которых немаловажную роль играют опять-таки биостратиграфические данные. Иными словами, успех биосферно-экологических исследований во многом определяется состоянием стратиграфии позднего кайнозоя.

Среди широкой общественности нередко можно наблюдать отсутствие ясного понимания принципиальной разницы между сиюминутными "охранными" и долгосрочными экологическими задачами. Отдаленные и обычно непредсказуемые результаты последних выглядят менее привлекательными по сравнению с немедленными охранными мероприятиями.

Цель настоящей работы — привлечь внимание к проблемам долгосрочного экологического прогнозирования, показать основополагающую роль в биосферно-экологических реконструкциях фундаментальных работ в области хроно-био-климатостратиграфии позднего кайнозоя и, в особенности, четвертичного (антропогенного) периода.

Авторский коллектив надеется, что предлагаемое издание окажется информативным и полезным для исследователей позднего кайнозоя и будет способствовать развитию биосферно-экологических работ в Сибири.

С.А. Архипов

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ И ПЛИОЦЕНЕ
НА ЮГЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Реконструкция климата позднего кайнозоя юга Западно-Сибирской равнины проводилась неоднократно. Однако отсутствие надежной стратиграфической основы и материалов детальных исследований разрезов не позволяло достаточно подробно выявить основные климатические события, установить их последовательность, сопоставить локальные климаты с глобальными климатическими изменениями. В последнее время на основании комплексного детального изучения многочисленных естественных разрезов, хорошо охарактеризованных палеонтологически, разработана дробная стратиграфическая схема верхнего кайнозоя юга Западно-Сибирской равнины (см. таблицу). Установлена почти полная последовательность осадконакопления, фауны мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков. Составлен сводный магнито-стратиграфический разрез (Зыкин и др., 1989, 1991). Полученные материалы по условиям осадконакопления и истории биоты, преимущественно малакофауны, позволили наметить основные этапы изменения климата позднего неогена юга Западно-Сибирской равнины и на основании палеомагнитных и биостратиграфических данных сопоставить их с климатическими событиями в других регионах.

В конце позднего миоцена (павлодарское время) на юге Западно-Сибирской равнины и в Казахстане установлен этап сильнейшей аридизации климата, проявившейся в образовании покрова субэвразальных красноцветных карбонатных глин, заполнивших речные долины и озерные котловины, в редукции стока, в формировании дефляционных котловин и денудационной поверхности, а также в массовом вымирании в фауне млекопитающих (Зыкин, 1982, 1988; Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин и др., 1989, 1991).

Наиболее отчетливо изменения климата в павлодарское время фиксируются в стратотипе павлодарской свиты у г.Павлодара. В этом районе павлодарская свита выполняет древнюю речную долину. В ее строении принимают участие три климатически обусловленные толщи, отражающие последовательную смену климата от влажного к аридному (Зыкин, 1982). Нижняя толща, сложенная русловым песком, перекрытым пойменным суглинком и красновато-коричневой ископае-

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЛИОЦЕНА И ЭОЦЕНА
КРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

СИСТЕМА		ОТДЕЛ		ПОДОТДЕЛ		МЛН ЛЕТ		ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ШКАЛА		РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ					
										РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ		ГОРИЗОНТ		ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ	
														МЛЕКСИТАЦИИ	МОЛЛЮСКИ
												ПРЕСНОВОДНЫЕ	НАЗЕМНЫЕ		
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	1	МАТУЛА	2	3	4	5	6	КОКЧЕТАВСКИЙ	КОЧКОВСКИЙ	Раздольинский	Карагашский	Карагашский
													Кизихинский		
												ИРТЫШСКИЙ	Лебяжинский	Муккурский	Муккурский
													Лебяжинский		
												СЕЛЕТИНСКИЙ	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский	Кызыл-айгирский
													Битекейский	Андреевский	Андреевский
	ПРИИРТЫШСКИЙ	БИТЕКЕЙСКИЙ	Битекейский	Битекейский	Битекейский										
			Крутогорский	Крутогорский											
		НОВОСТАНИЧНЫЙ	Пешнёвский	Пешнёвский											
			Черлакский	Черлакский											
	ПАВЛОДАРСКИЙ	Новостаничный	Новостаничный	Новостаничный											
		Павлодарский													

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ				КЛИМАТ	
КУЙБЫШЕ- СКОЕ ПРИИШИМЬЕ	ПЕТРОПАВЛОВ- СКОЕ ПРИИШИМЬЕ	ПАВЛОДАР- СКОЕ ПРИИРТЫШЬЕ	ОМСКОЕ ПРИИРТЫШЬЕ	X	T
■ Карагаш- кая свита					
■ Муккурская свита			■ Муккурская свита		
		■ Иртышская свита			
		■ Аксорские слои			
■ Селетинская свита		■ Селетинская свита			
	■ Ливенская свита	■ Ливенская свита	■ Ливенская свита		
■ Битекейская свита			■ Битекейская свита		
			■ Крутогорская свита		
	■ Пешнёвская свита		■ Пешнёвская свита		
■ Кускольская свита	■ Рытовская свита	■ Рытовская свита	■ Рытовская свита		
	■ Новостанич- ная свита		■ Новостанич- ная свита		
■ Павлодарская свита		■ Павлодар- ская свита			

мой почвой, сформировалась в крупной речной долине, существовавшей в достаточно влажном климате. Преимущественно песчаная средняя толща генетически связана с завершающей стадией формирования речных отложений. К ней приурочен костеносный слой, содержащий одно из крупнейших в Евразии местонахождений гиппарионовой фауны и аккумулярованный временным русловым потоком. Накладывалась эта толща во время заполнения долины осадками при значительном сокращении водности потока и повышении отметок его дна при прогрессирующем иссушении климата. Заканчивается средняя толща почвой, морфотипические

луговых почв пустынно-степной зоны. Верхняя толща, представленная коричнево-красной, карбонатной глиной субаэрального, преимущественно эолового, генезиса, заполнила долину при дальнейшем усилении аридизации климата и почти полной редукции стока. Термический режим накопления карбонатных красноцветов соответствует жаркому или теплому аридному климату (Веклич, 1987; Верзилин, 1986 и др.). В.М.Синицын (1965) отмечает, что современные красноцветы образуются при средней годовой температуре не ниже 16 °С.

Палеомагнитные исследования стратотипа павлодарской свиты показали, что верхняя и средняя толщи разреза намагничены обратно, низы разреза намагничены прямо (Гнибиденко, 1990 и др.). Интерпретация этих данных различна. Учитывая последние биостратиграфические и палеоклиматические данные (Зыкин, 1982; Зажигин, Зыкин, 1984), возможен вариант корреляции, при котором обратная зона разреза соответствует эпизоду обратной полярности в пятой эпохе нормальной полярности с магнитохронологическим возрастом от 5,53 до 5,68 млн лет назад (Berggren et al., 1985), прямая зона разреза сопоставляется с нижней частью пятой эпохи с магнитохронологическим возрастом 5,68 - 5,89 млн лет назад.

Павлодарская аридная фаза отчетливо прослеживается во Внутренней Азии. В Западной Монголии, в Котловине Больших Озер, в разрезе неогеновых озерных отложений (разрезы Хиргис-Нур I и Хиргис-Нур 2) фиксируется длительный субаэральный перерыв, соответствующий времени формирования верхнемиоценовой верхней подсвиты ошан, карбонатная кора мощностью до 1,7 м, развитая на нижней подсвите ошан, а также толща преимущественно субаэральных карбонатных красноцветных отложений с несколькими горизонтами карбонатных кор и полигональных трещин усыхания глубиной до 3 м,

выделяемая как базальная пачка свиты хиргис-нур (Девяткин, Жегалло, 1974) или как свита алтан-тэли (Певзнер и др., 1982). В Шилка-Ононской области Забайкалья миоценовая и плиоценовая эпохи аккумуляции разделяются эпохой денудации (Корнутова, 1984). В это время предполагается существование пустынных условий, обусловивших пустынный загар и образование ветрогранников. Павлодарскому времени, по-видимому, соответствует выработка регионального денудационного среза в Южном Приарале и Западных Кызылкумах (Пинхасов, 1984).

Фиксируемый в конце павлодарского времени этап сильнейшей аридизации климата Внутренней Азии по палеомагнитным и биостратиграфическим данным (Зыкин, 1982; Зыкин и др., 1989, 1991) соответствует глобальному падению уровня океана на 50–70 м в конце миоцена и связанному с ним мессинскому кризису солёности (Adams et al., 1980; Hsü, 1985 и многие др.), вызвавших значительную континентализацию и аридизацию климата.

В новостаничное время, около 4,9–5,4 млн лет назад по палеомагнитной шкале (Зыкин и др., 1991), произошло похолодание и увлажнение климата, проявившееся в широком распространении озерных водоемов, появлении большого количества современных палеоарктических видов пресноводных моллюсков (до 45 %) и гидрофильных элементов среди наземных моллюсков (Зыкин и др., 1989). Климат новостаничного времени, несмотря на похолодание, оставался достаточно теплым, обеспечивающим существование теплолюбивых сино-индийских родов *Idiopoma*, *Sinotaia*, *Allocinma*, *Oncamelania*, *Cuneopsis*, *Rhombuniopsis*, *Nodularia*, *Limnoscarpha* и Западно-сибирских эндемичных родов *Sculptunio* и *Pseudolanceolaria*, имеющих восточно-азиатское родство. Климатические условия территории современного распространения сино-индийской малакофауны не совпадают с параметрами палеоклимата, полученными для новостаничного времени по палинологическим данным (Волкова, Кулькова, 1987, 1988): средняя температура января -24°C , июля $+18-20^{\circ}\text{C}$, количество осадков 300–350 мм, сходными с характеристиками современного климата юга Западно-Сибирской равнины: средняя температура января $-17 - -24^{\circ}\text{C}$, лета $+18-24^{\circ}\text{C}$, количество осадков 300–400 мм (Шварева, 1963). Совместное существование на юге Западно-Сибирской равнины теплолюбивой сино-индийской и палеоарктической малакофауны, приуроченной к зоне умеренного климата, по-видимому,

было возможным при меньшем контрасте сезонных температур и значительно более высоких температурах холодного времени года.

Похолодание и увлажнение климата на юге равнины в новостаринное время соответствует стадии "Лаго-Маре" терминального мессиния, выраженной в затоплении Средиземноморской котловины солоновато-водным озером (Nsü et al., 1978) и, по-видимому, связанной со значительным увеличением стока при усилении влажности климата.

В рытовско-пешневское время 4,4-4,9 млн лет назад (Зыкин и др., 1991) фиксируется существенное потепление климата. В пресноводной малакофауне сократилось количество палеоарктических видов и родов (до 37 %), широко распространились сино-индийские представители. В рытовской малакофауне характерно присутствие рода *Ptychogynchus*, обитающего ныне на юге Китая и рода *Oxynaiia*, приуроченного сейчас к Индокитаю. В пешневское время появился род *Stenothyra*, пресноводные представители которого ныне обитают в бассейне Меконга (Brandt, 1974). В Петропавловском Приишимье в рытовское время формировались некарбонатные красцветные озерные отложения. Рытовско-пешневское время является наиболее теплым во всем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины и соответствует его климатическому оптимуму.

Незначительное похолодание климата устанавливается в крутогорское время, для которого характерно обеднение пресноводной малакофауны, увеличение в ней палеоарктических видов (до 53 %) и вымирание теплолюбивых сино-индийских и западно-сибирских родов (*Stenothyra*, *Troitskinaia*). Появляются палеоарктические роды *Anodonta* и *Borysthena*. Крутогорская (нижнеильинская) флора отражает развитие злаковых степей с березовыми колками по долинам рек (Волкова, 1984).

Битекейское время, около 3,7-4 млн лет назад (Зыкин и др., 1991), вновь ознаменовалось потеплением климата. В пресноводной малакофауне преобладают теплолюбивые сино-индийские и западно-сибирские эндемичные элементы. Меньшую часть малакофауны составляют современные палеоарктические виды (до 48 %). Наземная малакофауна, по данным В.А.Присяжнюка (Зыкин и др., 1987), достаточно гидрофильна, типичные ксерофилы в ней отсутствуют.

Следует отметить, что палинологические данные, приводимые для битекейской свиты (Волкова, 1977; Волкова, Кулькова, 1987,

1988), относятся к ней только частично. Детальное изучение плиоценовых отложений в долине р. Битеке (Быкин и др., 1987) показало, что в месте расположения разреза, изученного палинологическим методом, обнажаются битекейская и селетинская свиты, а также более молодые отложения. Строгая привязка упомянутых палинологических данных к этим толщам невозможна, можно лишь предположить, что палинофлора, свидетельствующая о теплом климате (средняя температура января -18°C , июля $+20^{\circ}\text{C}$, относится к битекейской свите, а бореальная палинофлора, указывающая на похолодание, к селетинской.

Близкий к битекейскому времени термический режим сохранялся и в ливенское время, около 3,4–3,7 млн лет. Широкое распространение ливенского аллювия на Ишим–Иртышском междуречье свидетельствует о значительно большей обводненности этой территории, чем в настоящее время.

В начале позднего плиоцена, в селетинское время, около 3,2 млн лет назад (эпизод Маммот), на юге Западно-Сибирской равнины произошла резкая перестройка биоты, связанная со значительным похолоданием и аридизацией климата. Вымирают почти все теплолюбивые виды пресноводных моллюсков, малакофауна приобретает палеоарктический облик, появляются ксерофильные виды наземных моллюсков, руссинийская фауна млекопитающих сменяется виллафранкской (кызыл-айгирской). Наличие в малакофауне селетинского времени теплолюбивых видов родов *Allocinma* и *Odhneteripisidium* позволяет предполагать, что климат этого времени был теплее современного. Это климатическое событие на юге равнины хорошо совпадает с вымиранием пресноводной малакофауны в Центральной Японии, датированным в 3,1 млн лет назад (Matsuoка, 1967), и соответствует переломному моменту в развитии глобального климата, отраженному на изотопно-кислородной кривой по колонке v 28–179 на уровне 3,2 млн лет назад (Shackleton, Opdike, 1977). Многие исследователи (Зубаков, Борзенкова, 1983; Кеннетт, 1987) считают, что с этого времени началось образование ледниковых щитов Северного полушария. С начала позднего плиоцена фаунистический обмен между югом Западно-Сибирской равнины и Сино-Индийской областью прекратился, что, по-видимому, связано с поднятием горных систем Внутренней Азии.

Позднее началась существенная аридизация и, возможно, потеп-

ление климата, фиксируемая в верхней части вторушкинской свиты Рудного Алтая, описанной И.С.Чумаковым (1965) и охарактеризованной преимущественно нижневиллафранкской фауной мелких млекопитающих (Зажигин, 1980). Она проявилась в значительном сокращении стока и заполнении речных долин, возможно селетинского времени, красноцветными, пролювиально-делювиальными, преимущественно глинистыми, отложениями. В Павлодарском Прииртышье (между пос. Лебяжье и Подпуск) в это время происходило формирование дефляционной котловины с полигональными трещинами усыхания на дне и последующее заполнение ее красноцветными карбонатными отложениями (аксорские слои). Эта аридизация климата отчетливо выявляется в Западном Забайкалье и Северной Монголии (Шамар) отложением субаэральных карбонатных красноцветов чикойской свиты (Базаров, 1984 и многие другие), содержащих чикойский (нижневиллафранкский) компл

по-видимому, связана миграция лошадей из Северной Америки в Евразию, свидетельствующая об осушении Берингова пролива.

Значительное похолодание климата на юге Западно-Сибирской равнины произошло в начале иртышского времени, около 2,5 млн лет назад. Оно зафиксировано в Павлодарском Прииртышье (разрезы у пос. Подпуск и Лебяжье) в речных отложениях, выделенных В.В.Лавровым (1959) в иртышскую свиту, охарактеризованную лебяжьиной (средневиллафранкской) фауной млекопитающих. Почти вся свита намагничена обратно и отнесена к зоне Матуяма, имеющаяся в нижней части маломощная зона прямой полярности отождествлена с верхней частью зоны Гаусс (Зыкин и др., 1991). Пресноводная малакофауна иртышского времени полностью приобретает современный облик, все теплолюбивые элементы вымирают. Климат становится близким к современному.

Некоторые исследователи (Шкатова и др., 1986; Зубаков, 1990) считают климат этого времени значительно холоднее современного, принимая криотурбации, развитие в разрезах у пос. Подпуск и Лебяжье, синхронными образованию верхней части иртышской свиты. Детальное изучение этих разрезов показало, что криотурбации являются постседиментационными, их образование связано с формированием вышелегающих верхнечетвертичных озерных отложений. Об этом свидетельствует приуроченность криотурбаций к неровной дефляционной поверхности, выработанной в иртышской свите во время

формирования котловины оз. Аксор, дно которой расположено на 26 м ниже межледникового уровня Иртыша, смятие процессами криогенеза карбонатной коры, также приуроченной к этой поверхности, и унаследованность криотурбаций верхнечетвертичными отложениями.

Похолодание иртышского времени совпадает с претиглием Северо-Западной Европы (Zagwijn, 1974) и соответствует похолоданию климата, которое отчетливо прослеживается по всей Евразии, Северной Америке и в Южном полушарии (Зубаков, 1990; Никифорова, 1989). В Центральной Японии оно также пресноводной малакофауне (Matsuoka, 1987). С этим временем (2,48-2,15 млн лет назад) связывается возникновение многолетнего ледового покрова в Арктике (Scott et al., 1989).

В конце позднего плейстоцена (мулкурское время), около 2,1 млн лет назад, произошло потепление климата, соответствующее тиглию Северо-Западной Европы (Zagwijn, 1974) и выразившееся в появлении в малакофауне видов теплолюбивых родов *Allcinna*, *Corbicula*, *Corbiculina*, по-видимому, мигрировавших на юг Западной Сибири из Средней Азии. Климат на юге равнины в это время был теплее современного и, возможно, по термическому режиму приближался к современному среднеазиатскому.

Изменения климата в эоплейстоцене изучены слабо. Малакофауна представлена многочисленными видами, ныне живущими на юге Западно-Сибирской равнины. Климат во время формирования известных сейчас местонахождений пресноводных и наземных моллюсков был близок современному. В начале эоплейстоцена, около 1,8 млн лет назад, у основания эпизода Олдувей произошло похолодание климата, установленное в низах карагашской свиты по исчезновению теплолюбивых среднеазиатских элементов в пресноводной малакофауне (Зыкин и др., 1990). В наземной еще встречаются некоторые виды, имеющие ныне более южный ареал распространения (Зыкин и др., 1987). К основанию эпизода Олдувей в Центральной Японии приурочено вымирание пресноводной малакофауны (Matsuoka, 1987), а также максимальное количество изменений в океанском микропланктоне за последние 2 млн лет (Бараш и др., 1984).

Изложенный материал показывает, что в позднем кайнозое юга Западно-Сибирской равнины отчетливо проявились основные рубежи изменения глобального климата на уровнях около 5,4-5,3; 3,2; 2,5; 1,8 млн лет назад. Оценивая последние рубежи, следует отметить,

что наиболее значительные изменения в биоте, осадконакоплении и климате юга Западной Сибири произошли на рубеже 3,2 млн лет назад, последующие лишь отражают дальнейшее ступенчатое изменение климата в сторону похолодания.

Список литературы

- БАЗАРОВ Д.Б. О нижней границе антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. - Новосибирск, 1984. - С.100-115.
- БАРАШ М.С., ДМИТРИЕНКО О.Б., КАЗАРИНА Г.Х. и др. Стратиграфия четвертичных отложений океанов // Четвертичная геология и геоморфология. - М., 1984. - С.36-48.
- ВАНГЕНГЕЙМ Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). - М.: Наука, 1977. - 172 с.
- ВЕКЛИЧ М.Ф. Проблема палеоклиматологии. - Киев: Наук.думка, 1987. - 190 с.
- ВЕРЗИЛИН Н.Н. Биохимическая концепция образования и эволюция аридных красноцветных формаций // Формации осадочных бассейнов. - М., 1986. - С.52-60.
- ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 238с.
- ВОЛКОВА В.С. Палинофлора плиоцена и раннего плейстоцена Западной Сибири в связи с решением проблемы нижней границы антропогена // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. - Новосибирск, 1984. - С.54-71.
- ВОЛКОВА В.С., КУЛЬКОВА И.А. Климаты позднего олигоцена и неогена (по палеоботаническим данным) // Климаты Земли в геологическом прошлом. - М., 1987. - С.154-165.
- ВОЛКОВА В.С., КУЛЬКОВА И.А. Количественная оценка некоторых элементов климата позднего олигоцена и неогена Сибири. // Палинология в СССР. - Новосибирск, 1988. - С.31-35.
- ГНИБДЕНКО З.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика. - 1990. - № 1. - С.85-94.
- ДЕВЯТКИН Е.В., ЖЕГАЛЛО В.И. Новые данные о местонахождениях нео-

- геновых фаун Северо-Западной Монголии // Фауна и био-
стратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. - М., 1974. - С.330-
356.
- ЗАЖИГИН В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Запад-
ной Сибири. - М.: Наука, 1980. - 156 с.
- ЗАЖИГИН В.С. Опорные разрезы верхнего плиоцена и их био-
стратиграфическая характеристика (по млекопитающим) // Поздний
кайнозой Монголии. - М., 1989.-С.10-24.
- ЗАЖИГИН В.С., ЗЫКИН В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена
юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных
отложений неогена и антропогена Сибири. - Новосибирск, 1984.
- С.29-53.
- ЗУБАКОВ В.А. Глобальные климатические события неогена. - Л.:
Гидрометеиздат, 1990. - 223 с.
- ЗУБАКОВ В.А., БОРЗЕНКОВА И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. -
Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 216 с.
- ЗЫКИН В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г.Пав-
лодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоце-
на Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.66-72.
- ЗЫКИН В.С. Плиоценовые озера юга Западной Сибири // История озер
позднего мезозоя и кайнозоя. - Л., 1988. - С.214-222.
- ЗЫКИН В.С., ЗАЖИГИН В.С., КАЗАНСКИЙ А.Ю. Поздний неоген юга За-
падно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, ос-
новные климатические события // Геология и геофизика. -
1991. - № 1. - С.78-86.
- ЗЫКИН В.С., ЗАЖИГИН В.С., ПРИСЯЖНИК В.А. Стратиграфия плиоцено-
вых и эоплейстоценовых отложений в долине р.Битеке (Север-
ный Казахстан) // Геология и геофизика. - 1987. - № 3. -
С.12-19.
- ЗЫКИН В.С., ЗАЖИГИН В.С., ПРИСЯЖНИК В.А. Стратиграфия плиоцена
юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-
Востока СССР. - Новосибирск, 1989. - С.9-18.
- ЗЫКИН В.С., КАЗАНСКИЙ А.Ю., ЗАЖИГИН В.С. Стратиграфия и климат
плиоцена и эоплейстоцена юга Западно-Сибирской равнины //
Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и
экология. Т.2. - Таллин, 1990. - С.30-31.
- КЕННЕТТ Дж.П. Морская геология: В 2-х т. Т.2. - М.: Мир, 1987. -
384 с.

- КОРНУТОВА Е.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилка-Опюнской области
жак эпох кайнозой в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск, 1984. - С.128-132.
- ЛАВРОВ В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. - 230 с.
- НИКИФОРОВА К.В. Общепланетарные климатические колебания и их проявление на территории Северного полушария // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. - 1989. - № 58. - С.37-48.
- ПЕВЗЕНЕР М.А., ВАНГЕНЦЕИМ Э.А., ЖЕГАЛЮ В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1982. - № 6. - С.5-16.
- ПИНХАСОВ Б.И. Неоген-четвертичные отложения и новейшая тектоника Южного Приаралья и Западных Кызылкумов. - Ташкент: Фан, 1984. - 150 с.
- СИНИЦЫН В.М. Древние климаты Евразии. Ч.1. Палеоген и неоген. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. - 168 с.
- ЧУМАКОВ И.С. Кайнозой Рудного Алтая. - М.: Наука, 1965. - 222 с.
- ШВАРЦЕВА Ю.О. Климат // Западная Сибирь. - М., 1963. - С.70-99.
- ШКАТОВА В.К., ЛИНЬКОВА Т.И., МИНЮК П.С. Климато-био-магнитостратиграфический рубеж позднего плиоцена на севере Казахстана и юге Западной Сибири и его значение для межрегиональных корреляций // Палеонтология и детальная стратиграфическая корреляция. - Л., 1986. - С.114-118.
- ADAMS C.G., BENSON R.H., KIDD R.B. et al. The Messinian salinity crisis and evidence of Late Miocene eustatic changes in the World Ocean // Nature. - 1980. - Vol.269, N 5627. - P.383-386.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J., VAN COUVERING J.A. Cenozoic geochronology // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1985. - Vol.96, N 11. - P.1407-1418.
- BRANDT R.A.M. The non-marine aquatic Mollusca of Thailand // Arch. Molluskenkunde. - 1974. - Bd.105. - 423 s.
- HSÜ A.J. Unresolved problem concerning the Messinian salinity crisis // Giorn. Geol. - 1985. - Ser. 3a, vol.47, N 1-2. - P.203-212.

- HSŮ K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D. et al. History of the Mediterranean Salinity Crisis // Initial Reports Deep Sea Drilling Project. - 1978. - Vol.42, part 1. - P.1053-1078.
- MATSUOKA K. Malacofaunal Succession in Pliocene to Pleistocene Non-marine Sediments in the Omi and Ueno Basins, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. - 1987. - Vol.35, N 1.- P.23-115.
- SCOTT D.B., MUDIE P.J., BAKI V. et al. Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic and isotopic evidence // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1989. - Vol.101, N 2. - P.260-277.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation // Nature. - 1977. - Vol.270, N 5634. - P.216-219.
- ZAGWIJN W.H. The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe // Boreas. - 1974. - Vol.3, N 3. - P.75-97.

С. А. Архипов

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА -
ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
И ПЕРИОДИЗАЦИИ ИСТОРИИ БИОТЫ

Совершенная хроностратиграфическая шкала - необходимое условие для накопления точных знаний по хронологии палеоклиматических изменений и развитию биоты в позднем кайнозое, а также периодизации палеолита и расселения человека в Сибири. Прогресс этого сложнейшего комплекса проблем во многом будет зависеть от глубины познания стратиграфических закономерностей, точного и полного выявления этапности и периодизации четвертичного периода, связанных и обусловленных глобальными изменениями климата.

Климатостратиграфический принцип является основополагающим при построении четвертичной шкалы. Основные региональные подразделения - горизонты, отражающие важнейшие геологические события: чередование ледниковых и межледниковых климатоседиментационных

Последовательность сибирских межледниковых трансгрессий
и оледенений в плейстоцене (датировки в тыс. лет)

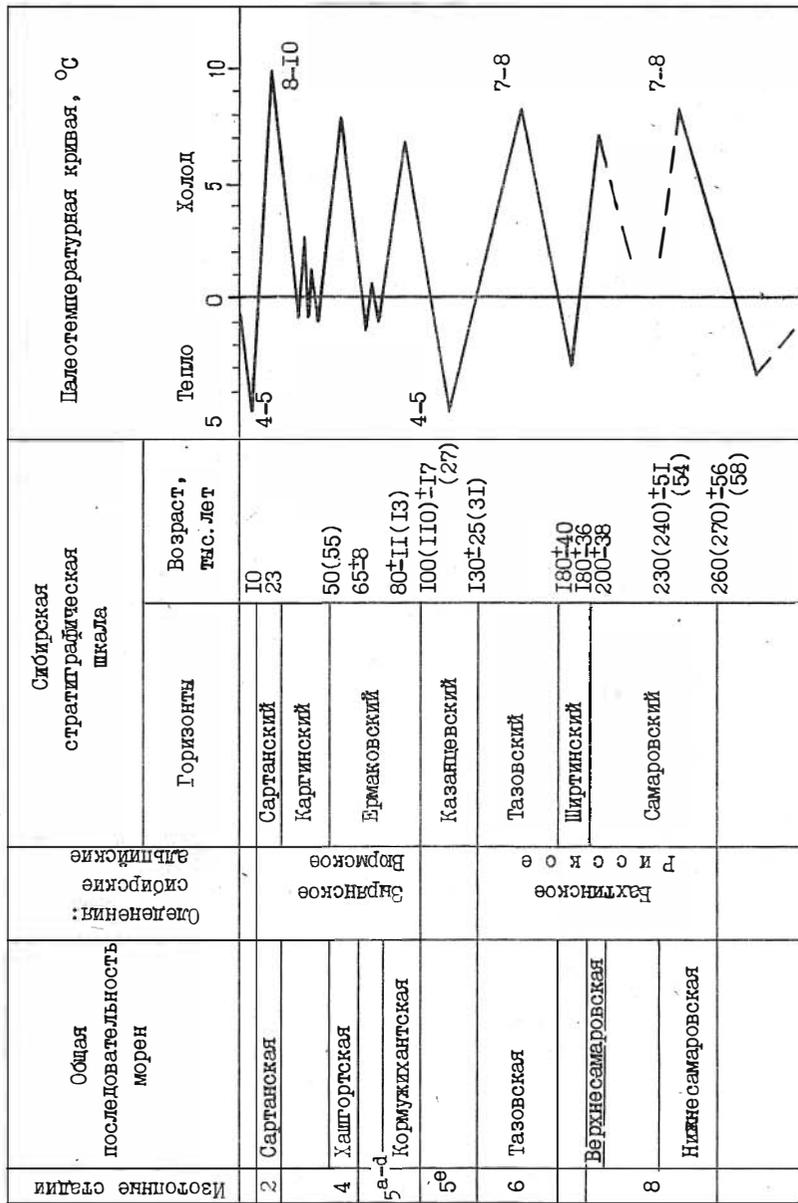
Нанюкилитное датирование, по С.Л.Афанасьеву, С.А.Архипову (1989,1990)	Сибирская стратиграфическая шкала			Комплексы фораминифер, по В.И.Гудиной (1976)
	Г о р и з о н т ы			
	Ледниковые (жорены)	Межледниковье*		
	Север Западной Сибири	Арктика		
	Континентальные слои	Морские слои		
Сарганский (верхнезырянский)				
Ермаковский (нижнезырянский)	К а р г и н с к и й		ЭПР: от 52±4 до 68±6,7	Арктический и бореально-арктический хароммский (=каргинский)
Елизаровские слои 124,8±2,4	К а з а н ц е в с к и й		ЭПР: 105±10,5 120±13	Аркто-бореальный и бореальный казанцевский
	ТЛ: 130±25(31)	ЭПР: 121,9 134,8		
		Оптимум трансгрессии		
	Тазовский			

Кеуркянские слои 182, 34-186, 16 ср. 185, 04±0,95	Самаровский	Ш и р т и н с к и й		ЗПР: 170±70	Бореально-арктический салема-ль- ский (=санчуговский)
		ТЛ: 180±40 ЭПР: 196, 8±20, 6	Салема-льские		
Чуринская пачка 23 I, 3±9, 2					
Верхнетоболь- ская пачка 254-314 ср. 299±2, 2		Т о б о л ь с к и й		ЗПР: 300±36	Зона <i>Miliolinella puriformis</i> Аркто-бореальный обский (=лу- руханский)
		ЭПР: 306, 2±20, 8 ТЛ: от 270(260)±59 до 390(380)±65(80)	ТЛ: от 246±23 до 370±31		
Верхнесемей- кинская под- свита Семейка: 468, 3±1, 3 Чембакчино: 469, 6±1, 5	Низлэмский (верхней- танский)	ТЛ: 420(445)±110			
		510±65 550(561)±110(140)	Тыльгемские	Арктический, тыльгемский	
	Аз (нижней- танский)	600±70(80)			

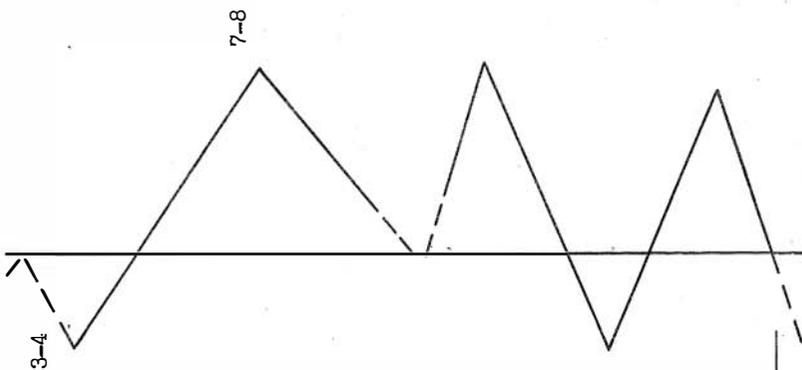
* Источники: Архинов,
1987; Katzenberger, Grun, 1985; Linke et al., 1985.

Таблица 2

Сибирская стратиграфическая шкала и палеомагнитическая кривая шлейстогена



9			Тобольский		380 (390) ± 65 (80)		
10-12	Низямская (верхнешайтанская)		Низямский (верхнешайтанский)	о о к о ч р ф о е н н н м о о к о н в с б н в з м			
14-16	Азовская (нижнешайтанская)		Туйльгумский Азовский (нижнешайтанский)		510 ± 65 550 (560) ± 110 (140)		
			Талагайкинский		600 ± 70		
18	Мансийская		Мансийский		670?		
			Горнофлюинский		720? Бронес 730		
					Матуляма		



ритмов. Горизонты имеют комплексное лито-био-климатостратиграфическое обоснование, а их возраст и корреляции осуществляются с помощью радиометрического, отчасти палеомагнитного, датирования.

Для севера Сибири инфраструктурой хроностратиграфической шкалы является последовательность оледенений и трансгрессий, которая принадлежит последней палеомагнитной эпохе (табл. I). Наиболее полно она разработана для позднего и среднего плейстоцена. В нижнем звене выделена пока только одна тильтиминая трансгрессия. Древнейшая мансийская морена (табл. 2) располагается чуть выше границы Брунес/Матуяма и ее предположительный возраст оценивается в 720-670 тыс. лет (Архипов, Куликов, 1989; Архипов, 1987).

Общий геологический разрез состоит из переслаивания ледниковых и морских толщ, охарактеризованных разновозрастными комплексами фораминифер (Гудина, 1976). Поэтому морские слои занимают четкие стратиграфические позиции относительно ледниковых горизонтов. Это подтверждено радиометрическим (C^{14} , ТЛ и ЭПР) датированием. Определения были сопряженными: по C^{14} и ТЛ, по ТЛ и ЭПР, а в ряде случаев всеми тремя методами проводились в разных лабораториях из разнофациальных морских и континентальных слоев по латерали с одного и того же стратиграфического уровня, т.е. в соответствии с рекомендациями Международной комиссии по геохронологии МСГН и по четвертичной геохронологии ИКВА (Архипов, 1987; Решения..., 1990).

Существенно подчеркнуть, что сверочное датирование, осуществленное независимым наноциклитным методом (Афанасьев, Архипов, 1990), показало вполне удовлетворительную сходимость наноциклитных определений геологического возраста с ранее полученными датами по ТЛ и ЭПР для континентальных осадков - стратиграфических аналогов морских толщ (см. табл. I). Сказанное свидетельствует о достаточно высокой надежности радиометрических датировок, используемых для сопоставления сибирских оледенений и трансгрессий с соответствующими стадиями на кислородно-изотопной шкале по глубоководным осадкам океана. Особенно надежной представляется корреляция казанцевского морского горизонта (аналога зема Западной Европы) с подстадией 5^e (Гудина, 1976; Архипов, 1987, 1989).

Лессово-почвенная стратиграфия южной внеледниковой зоны Сибири базируется на циклическом строении субаэральнх толщ, отража-

ющих многократную смену природных условий. Как показали исследования И.А.Волкова и В.С.Зыкиной (1977), педокомплексы формировались в обстановках умеренно теплых и влажных межледниковий (межстадиалов), а их мерзлотные деформации происходили в первой половине каждого оледенения при влажно-холодном климате. Накопление лессов приходится в целом на вторую половину ледниковья, время дегляциации и относительного потепления. При этом вполне вероятно, что процесс накопления эоловых осадков кульминировал во время терминаций (Волков, 1983). Это дает принципиальную основу для корреляции с изотопно-кислородной шкалой, которая облегчается тем, что в сводном разрезе установлена стратиграфическая позиция границы Брюнес/Матуяма, а возраст лессово-почвенных циклов датирован по C^{14} и палеонтологическими данными (см. статью И.А.Волкова и В.С.Зыкиной в наст. сб.). Это позволяет замкнуть лессовые и ледниковые толщи, педокомплексы и морские слои на одновозрастные климатоседиментационные ритмы - горизонты, сопоставив их на субмеридиональном профиле через всю Сибирь, с севера на юг, вплоть до Центральной Монголии (Архипов и др., 1982). В свою очередь, ледниково-межледниковые горизонты сопоставлены в обеих схемах с изотопно-кислородными стадиями океанической шкалы (Волков, 1983; Архипов, 1987, 1989). Последняя выступает сверочным стандартом для сибирских схем ледниковой и внеледниковой областей, позволяя осуществлять независимую проверку их корректности.

Таким образом, для той части четвертичной системы, которая помещается в палеомагнитной эпохе Брюнес, создана некая целостная система, допускающая взаимоконтроль. Лито-био-климатостратиграфические критерии удостоверены радиометрическим датированием, которое, в свою очередь, проверено наноциклическим методом. Две важнейшие составляющие единой сибирской хроностратиграфической шкалы (схемы ледниковой и внеледниковой зон) сверены с океаническим стандартом.

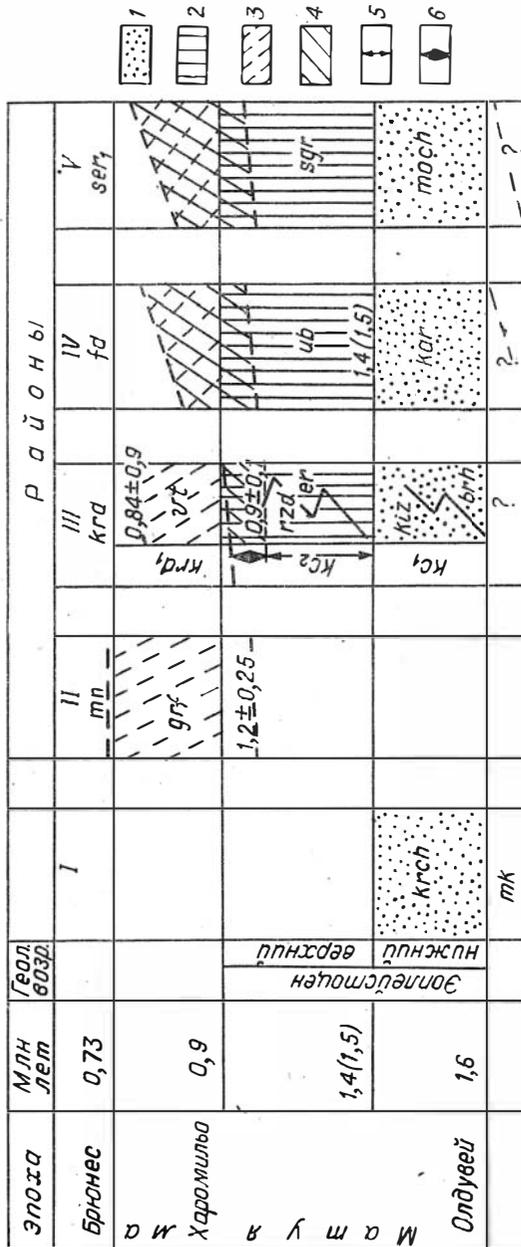
Палеоклиматические реконструкции обеспечены преимущественно палинологическими материалами (см. статью В.С.Волковой в наст. сб.) почти для всех ледниковий и межледниковий, начиная с талагайкинского и горнофилийского. Во время оледенений происходило резкое смещение к югу (до 700-1100 км) ландшафтных зон, исчезновение лесов, миграция в южные районы Сибири субарктической и

арктической флоры, вероятное снижение среднегодовых температур на 7–8 °С. В межледниковья физико-географическая зональность была сходна с современной. При самых благоприятных климатических условиях, например, в казанцевский век, смещение современных растительных зон к северу могло достигать 500–600 км, а повышение среднегодовых температур до 4–5 °С (танерозой Сибири..., 1984).

Менее разработанной остается стратиграфия, так называемого эоплейстоцена, условно помещаемого в хронологические рамки I,6 (I,65)–0,8(0,7) млн лет, что соответствует второй половине эпохи Матуяма (см. рисунок). К нему относят в разных районах Западной Сибири нечетко скоррелированные между собой слои, пачки, подсвиты и свиты различного точно неустановленного стратиграфического объема и не имеющие климатостратиграфического обоснования и расчленения до горизонта.

Один из, возможно, наиболее полных разрезов эоплейстоцена описан И.В.Фороновой (1990) в Кузбассе в составе двух свит с фауной млекопитающих. Нижняя моховская свита, только в верхних слоях, охарактеризована фауной одесского (псепкупского) типа. Возраст ее нижней части не установлен. Ближайшими аналогами являются кизихинские слои, а также барнаульская и каргатская свиты (пачки). Корреляция между ними остается проблематичной (см. рисунок). Неоген-четвертичная граница на международном уровне находится внутри моховской свиты, а также предположительно либо на контакте нижней и верхней подсвит, либо в основании кочковской свиты. Только в битекейском разрезе в Приишимье, который может быть рекомендован в качестве стратотипического, удалось совместить олдувейский рубеж с геологической границей между муккурской и карагашской свитой, содержащей кизихинский комплекс млекопитающих и малаофауны (см. статью В.С.Зыкина в наст.сб.).

Верхний эоплейстоцен в Кузбассе представлен сагарлыкской свитой с фауной таманского облика (Форонова, 1990). Свита сопоставляется с ерестнинской (=раздольинской) и убинской пачками (свитами). Основание последней по палеомагнитным данным имеет возраст в 1400(1500) тыс.лет, а ерестнинская датирована у кровли по ТЛ в 980±100 тыс. лет (Архипов и др., 1989). Установлено, что в верхних частях разреза сагарлыкской (Форонова, 1990) и убинской (Донченко, Гнибиденко, 1989) свит прослеживается палеомагнитный эпизод Харамильо, с которым, видимо, следует отождест-



Типологическая схема корреляции золейстоцена юга Западной Сибири:

I - нижнее звено золейстоцена; 2 - верхнее звено; 3 - переходные слои от золейстоцена к плейстоцену; 4 - верхнеубинское похолодание; 5 - положение тишинской флоры; 6 - то же типично четвертичного облика, по Е.А.Пономаревой (1986). Районы: I - Пришимье, фрагмент Биткейского разреза, по В.С.Зыкину и др. (1987); II - нижний Иртыш; III - Приобская возвышенная равнина; IV - Барабинская низменность, по В.В.Донченко и Э.Н.Глибиченко (1989); V - Кузбасс, по И.В.Фороновой (1990). Свиты (подсвиты, пачки, слои): mk - мукуурская; krch - карагашская; grf - горнофиминская; mn - мансийская (морена); kc - кочковская; brn - барнаульская; kiz - кизимхинская; er - ерестнинская; rzd - раздольнинская; vt - вяткинская; krд - краснодубровская; kar - каргатская; ub - убинская; fd - фёдоровская; moch - моховская; sgr - сагарлыкская; ser₁ - нижнесергеевская

влять верхнюю границу эоплейстоцена. Интервал между этим палеомагнитным событием и инверсией Брюнес/Матуяма попадает в переходный от эоплейстоцена к плейстоцену отрезок времени.

Положение границы Брюнес/Матуяма несколько варьирует в разрезах, скорее всего, из-за ошибок при проведении литологических границ, а может быть и локальных перерывов. Она находится преимущественно несколько выше контакта убинской, ерестнинской (=раздолбинской) и сагарлыкской толщ с перекрывающими (редосовской, краснодубровской, сергеевской свитами, прослеживаясь в их низах. В Кузбассе эти "переходные" слои (от эоплейстоцена к плейстоцену) описаны И.В.Фороновой (1990) под названием нижнесергеевских, относящихся еще к эпохе Матуяма и охарактеризованных представителями заключительной стадии таманского (раздолбинского) комплекса, сопоставимого с карай-дубинской и петропавловской, а также раннекрюмерской фаунами Европы. Непосредственным аналогом этих слоев, по палеонтологическим данным, являются вяткинские, верхний возрастной рубеж которых определен по TL в 840 ± 90 тыс. лет (Важитин, 1980; Архипов и др., 1989). В свою очередь, вяткинские сопоставляются с горнофилинскими слоями, подошва их датируется в 1250 ± 250 тыс. лет (Архипов, Куликов, 1989; Решения..., 1990).

Таким образом, верхний предел эоплейстоцена ограничивается эпизодом Харамильо. Четвертичный разрез начинается с "переходных вяткинских" (=горнофилинских) и нижнесергеевских слоев, основание их соответствует естественно-историческому рубежу, который принимался в СССР за неоген-четвертичную границу в ее традиционном толковании (под бакинским ярусом).

Для раннего эоплейстоцена каргатско-барнаульского века (Волкова, 1977) выявлена четырехкратная смена растительности на юге Западной Сибири. В самом начале века (примерно на олдувейском уровне) существовали лесостепные ландшафты с участием широколиственных пород. Они изменялись позднее в сторону остепнения и появления темнохвойных лесов. Во вторую половину каргатско-барнаульского века отмечается широкое развитие разнотравно-полюнно-маревых степей в полосе между 53 и 59° с.ш. и лесов по долинам рек с единичными представителями широколиственных пород, а в его конце вновь продвижение на юг темнохвойных лесов - свидетелей уже второй волны похолодания.

Поздний эоплейстоцен, убинский век, существенно отличается от каргатско-барнаульского появлением в современной лесостепной зоне Западной Сибири субарктических и тундровых видов. Арктические плауны, карликовая березка и другие холодолюбивые обнаружены в спорово-пыльцевых спектрах из низов убинской свиты (пачки) и в составе тишинской флоры из нижней половины раздольинской пачки (Пономарева, 1986). Однако настоящие перигляциальные степи и тундра, как результат миграции арктической и субарктической растительности к югу до 53–55° с.ш., зафиксированы на юге Западной Сибири только для позднеубинско-позднераздольинского времени (см. рисунок). Это событие явно сопрягается во времени с палеомагнитным эпизодом Харамильо. Интересно отметить, что ископаемая флора из верхней части раздольинской пачки имеет типично четвертичный облик в отличие от тишинской, еще тяготеющей к позднему плиоцену (Пономарева, 1986).

Таким образом, семиаридный климат на рубеже неогена и четвертичного периода (на олдувейском уровне) изменялся в раннем эоплейстоцене на гумидный с постепенно возрастающей амплитудой похолодания. Однако эти изменения, фиксированные двухкратным появлением темнохвойных лесов, вряд ли могут отождествляться с ледниковьями. Только в конце эоплейстоцена, в позднеубинское время, похолодание впервые для юга Западной Сибири достигло такой амплитуды, которая уже может считаться свойственной ледниковому плейстоцену. Тем не менее еще нет доказательств покровного материкового оледенения. Древнейшие морены как в европейской части СССР, так и в Сибири не обнаружены ниже рубежа Бржнес/Матуяма (не установлены породы с отрицательной намагниченностью). Следовательно, позднеубинское похолодание скорее является заключительной флюктуацией в крупном эоплейстоценовом ритме, который естественным образом отделяется от плейстоценового периода высокоамплитудных колебаний климата, приводивших к появлению покровных оледенений на северных низменных равнинах Сибири. С этого времени, после эпизода Харамильо, начался отсчет многократно повторявшихся ледниково-межледниковых климатических ритмов, которые определяли миграционно-климатические изменения фауны и флоры и в конечном счете историю древнего человека в Сибири.

Список литературы

- АРХИПОВ С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Томенского нефтегазоносного региона. Уточненная стратиграфическая основа. - Новосибирск, 1987. - 52 с. (Препр./Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; № 8).
- АРХИПОВ С.А. Хроностратиграфия плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. - 1989. - № 6. - С.13-22.
- АРХИПОВ С.А., ДЕВЯТКИН Е.В., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолуминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1982. - С.149-171.
- АРХИПОВ С.А., ЛИНКЕ Г. Результаты ЭПР-датирования раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М., 1987.-С.229-235.
- АРХИПОВ С.А., КРУКОВЕР А.А., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Стратотипический разрез с раннеплейстоценовой вяткинской фауны и флорой на юге Западной Сибири // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.91-97.
- АРХИПОВ С.А., КУЛИКОВ О.А. Стратиграфия и термолуминесцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири // Там же. - С.31-40.
- АРХИПОВ С.А., ШЕЛКОПЛЯС В.Н. Термолуминесцентный возраст западно-сибирских оледенений // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1982. - С. 10-17.
- АФАНАСЬЕВ С.Л., АРХИПОВ С.А. Нанодиклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений. - Новосибирск: Наука, 1990. - 121 с.
- АФАНАСЬЕВ С.Л., АРХИПОВ С.А. Нанодиклитный метод определения геологического возраста // Геология и геофизика. - 1989.- № 2. - С.3-11.
- ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 235 с.

- ВОЛКОВ И.А. Состояние и перспектива развития стратиграфии четвертичных отложений // Геология и геофизика. - 1983. - № 2. - С.30-33.
- ВОЛКОВ И.А., ЗЫКИНА В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе равнинных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. - 1977. - № 7. - С.83-94.
- ГУДИНА В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - 124 с.
- ДОНЧЕНКО В.В., ГНИБИДЕНКО З.Н. Об оценке абсолютного возраста и детальной корреляции плиоцен-четвертичных отложений методом палеовековых вариаций // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. - Новосибирск, 1989. - С.36-41.
- ЗАЖИГИН В.С. Грызуны позднего плейстоцена и антропогена юга Западной Сибири. - М.: Наука, 1980. - 155 с.
- ЗЫКИН В.С., ЗАЖИГИН В.С., ПРИСЯЖНИК В.А. Стратиграфия плиоценовых и эоплейстоценовых отложений в долине р.Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. - 1987. - № 3. - С.12-19.
- МОЛОДЦОВ А.Н., ХОТТ Г.И., МАКЕЕВ В.М. и др. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М., 1987. - С.236-243.
- ПОНОМАРЕВА Е.А. Ерестнинская флора из пограничных слоёв позднего плиоцена и раннего плейстоцена Предалтайской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1986. - С.55-66.
- РЕШЕНИЯ Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 95 с.
- ФАНЕРОВОЙ Сибири. Т.2. Мезозой и кайнозой. - Новосибирск: Наука, 1984.-149 с.
- ФОРШОВА И.В. Четвертичные млекопитающие Кузнецкой котловины и их стратиграфическое значение: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1990. - 23 с.
- KATZENBERGER O., GRUN R. ESR- Dating of circumarctic molluscs// Nucl. Tracks. - 1985. - Vol.10, N 4-6. - P.885-890.

В.С.Волкова

КОЛЕБАНИЕ КЛИМАТА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
В ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВОЕ И ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Колебания климата в плиоцен-четвертичное время обусловили появление новых двух типов флоры. В состав первого вошли *Betula nana*, *B.humilis*, *Salix polaris*, *S.herbacea*, *Dryas octopetala*, камнеломки (*Saxifraga caespitosa*, *S.oppositifolia*) и арктические плауны с различными ксерофитами. Такая флора типична для арктической, субарктической и перигляциальной растительности, возникновение которой обусловлено резким похолоданием климата.

Для второго типа флоры характерно участие бореально-таежных элементов, входивших в состав различных таежных формаций (Волкова, 1966, 1977). Восстановление типов флор, структуры растительных формаций, изучение их границ и глубины миграций как отдельных видов, так и целых растительных сообществ, позволили выявить общую направленность изменения климата (рис.1). По палинологическим данным из отложений приледниковой и внеледниковой областей Западной Сибири построена климатическая кривая, отражающая резкие и неоднородные по продолжительности термические колебания. Климат менялся в различные периоды от умеренно теплого до тундростепного - арктического и перигляциально-арктического су-хого.

Эколого-географические исследования флоры (Волкова, Кулькова, 1984) по методике В.П.Гричука (1969, 1987), заключающиеся в анализе ареалов и построении климатограмм, позволяют определить центры максимальной концентрации совместного произрастания растений, требующих одинаковое количество тепла и влагообеспеченности, дали возможность получить количественные оценки климата для различных эпох плиоцен-четвертичного времени Западной Сибири.

По данным палинологии установлено, что на территории Западной Сибири в позднелицен-четвертичное время (см. рис.1) климат неоднократно менялся от умеренно теплого до перигляциального.

Умеренно теплый климат был характерен только для трех межледниковых эпох: для горнофилинской около 1,2 млн лет назад (Архипов, 1987; Решения..., 1990), затем казанцевской (130 тыс. лет назад) и оптимума голоцена (5500 лет назад).

В горнофилинское время по данным палинологии на территории Западной Сибири была развита южнотаежная лесная растительность, в составе которой произрастали умеренно теплолюбивые широколиственные породы (липа и вяз). В составе травянистой и водной растительности на положении реликтов доживали растения, чуждые флоре центральных частей Западной Сибири. Климатограмма (рис.2), построенная по шести видам флоры, образует центр концентрации растений с температурным режимом в июле +18 °С, а в январе -15 - -18 °С. Отклонения от современных температур в июле достигали +3 °С, а в январе +2 °С. Климат был теплее современного.

В казанцевское время около 130-120 тыс. лет назад на территории Западной Сибири как в центральной ее части, так и на севере, широко развита соответственно южнотаежная и среднетаежная лесная растительность (Волкова, 1977). В отличие от других эпох только в казанцевское время в составе растительности существовали термофильные экзоты, такие как *Azolla interglacialica* Nikit., *Aldrovanda visiculosa* (L.) Monti. Темнохвойная растительность далеко продвинулась на север, заняв современную территорию лесотундры. Арктической растительности, характерной для современной тундровой зоны, не существовало. Граница моря практически совпала с границей леса. Данные палинологии позволяют считать казанцевскую эпоху наиболее теплой по сравнению с горнофилинской и оптимумом голоцена. Анализ флоры и построение климатограмм по разрезам севера Западной Сибири и центральной части (Волкова и др., 1988; Гуртовая, Кривоногов, 1988) дают основание для заключения о том, что в оптимум казанцевской эпохи температура июля была выше современной на 5-6 °С, а января соответственно на 7 °С. Температура воды в море, по данным С.Л.Троицкого (1979), никогда не переходила через 0°.

Климат оптимума голоцена, который приходится на позднеатлантическое время (около 5 000 лет назад), представляет значи-

Система	Раздел	Эпохи и абсолютные даты, тыс. лет	Эпохи	Природные условия						Температуры				Осадки				
				УТ	УВ	УХБ	Суб	ТСА	П	°С				С	В			
										25	20	15	10			4	0	-10
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Плейстоцен	Верхнее	Голоцен	Современные почвы														
			Позднезрянское (сартанское) оледенение	Баганский лесс Суминский пк Ельцовский лесс														
			Каргинское потепление	Искитимский пк														
			Раннезрянское (ермаковское) оледенение 100(110)±17	Туллинский лесс Верхняя бердская почва														
			Казанцевское межледниковье 130±25(31)	Лесс Бердский пк Криогенез Нижняя бердская почва														
			Тазовское оледенение	Сузунский лесс														
		Среднее	Ширгинское межледниковье 180±40 190±30	Койнихинский пк														
			Самаровское оледенение	Чулымский лесс														
			Тобольское межледниковье 290±55 390±70	Шяцуновский пк														
			Позднешайтанское оледенение	Морозовский лесс														
		Нижнее	Потепление	Шадрихинский пк														
			Раннешайтанское оледенение 600±70 740±170	Салаирский лесс														
		Эоплейстоцен	I	Талагайкинское межледниковье														Евсинский пк
				Позднеавдотьянское (мансийское) оледенение														
				Потепление Межледниковье ?														
				Раннеавдотьянское оледенение														
				Горнофилинский горизонт														

тельный интерес, так как этот отрезок времени наиболее близок к современному. В Западной Сибири с этим периодом связана наиболее четкая дифференциация растительных зон, расширение площади лесов к северу, расцвет широколиственной флоры (дуб, липа, вяз), быстрое продвижение ели на север, увеличение роли пихты. Южная граница леса была более постоянной и занимала положение, близкое к современному. Для данного отрезка голоцена характерна максимальная теплообеспеченность и влажность.

По палинологическим данным выполнены палеоклиматические реконструкции (Волкова, Климанов, 1988). Установлено, что средние температуры июля на всей территории Западной Сибири были выше современных, хотя распределение их было неравномерно. Это заслуживает пристального внимания в связи с прогнозом климата будущего. Так, севернее 66° с.ш. их повышение достигло 4° , на широте 55° с.ш. - $+2-1^{\circ}$. Южнее 55° с.ш. величина положительных аномалий уменьшилась до нулевых значений и в зоне современных степей, по всей видимости, отклонений температур от современных не было.

Умеренно бореальный климат установлен для талагайкинского, тобольского и ширтинского времен. Анализ палинологических данных указывает, что в эти эпохи были широко развиты среднетаежные леса. По существу, они занимали всю приледниковую и ледниковую зоны. Распределение растительных зон было близко к современному положению. В структуре ландшафтов неоднократно происходили перегруппировки основных лесообразующих пород - сосны, сибирского кедра, ели, пихты. Климатическая обстановка не была однородной. Наиболее полное представление о климате и структуре ландшафтов получено по палинологическим данным для тобольского межледникового. Состав флоры из отложений сибирского миндель-рисса был смешанным: древесные породы представлены пыльцой только сибирс-

Рис.1. Термические колебания в плейстоцене Западной Сибири (ледниковая и приледниковая области).

Климаты: УТ - умеренно-теплый; УБ - умеренно-бореальный; УХБ - умеренно холодно-бореальный; СУБ - субарктический; ТСА - тундрово-степной арктический; П - перигляциальный; С - сухо, В - влажно, Б-М - граница Брюнес/Матуяма, ПК - педокомплекс. Даты ТД заимствованы из работы С.А.Архипова (1987)

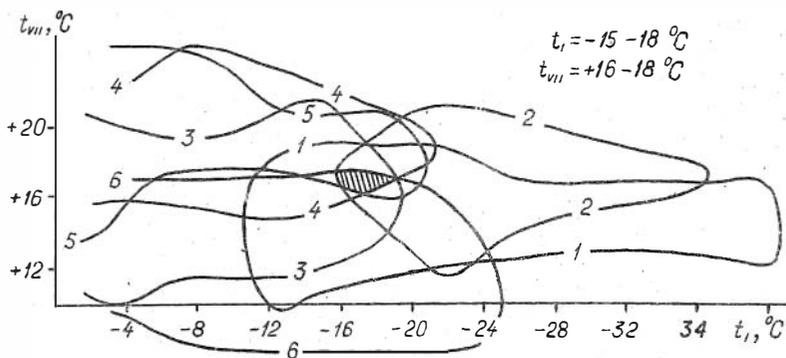


Рис.2. Климатограмма флористического комплекса горнофилинского времени (обнажение близ с.Горно-Филинское на Иртыше): 1 - *Picea obovata*, 2 - *Pinus sibirica*, 3 - *Alnus incana*, 4 - *Potamogeton obtusifolius*, 5 - *Oenanthe aquatica*, 6 - *Selaginella selaginoides*

ких видов растений; в составе споровых растений, наряду с лесными плаунами, присутствовали местные экзоты *Salvinia natans*(L.) All. и вымершие *Azolla interglacialica* Nikit. По этим данным установлены три фазы в развитии растительности. В начале межледникового были развиты северотаежные леса и кочные лесотундры. Характерным являлось большое участие ели и кустарничковой березки, что указывает на климат умеренно бореально-холодный.

В оптимум межледникового широко развиваются средне- и южнотаежные леса. Лесообразующими породами являются сосна, сибирский кедр, ель и пихта. В Среднем Приобье содержание пыли ели достигает 50 %, что превышает её количество в рецентных пробах в пять раз. Широкое развитие сосново-кедровых лесов в сочетании с елово-пихтовыми указывает на увеличение количества осадков в оптимум межледникового почти вдвое по сравнению с современным. Построение климатограмм на видовом уровне показало, что в оптимум межледникового зимы были достаточно теплые и, по-видимому, короткие. Температура самого холодного месяца (января) была -11 - $-12,5$ °C, что выше современной на 7-9 °C. Температура июля не превышала $+18$ °C и была близка к современным значениям для цент-

ральной части Западной Сибири. По-видимому, только малой продолжительностью зимы и достаточно высокими температурами в этот период можно объяснить существование экзотов среди растений и некоторых видов малакофауны и остракод. По данным последних среднегодовая температура в оптимум сибирского миндель-рисса была выше современных на 10 °С (Волкова, 1966).

В заключительную фазу тобольского межледниковья состав растительности вновь меняется: господствуют среди лесообразующих пород древовидная береза и её кустарниковые формы, присутствуют арктические плауны, сосны и сибирского кедра становится меньше. Состав пыльцы и ее соотношение в спектрах позволяют говорить о развитии северотаежной растительности, границы которой смещены к югу более, чем на 500 км (Волкова, 1975). Умеренно бореальный климат сменился умеренно бореально-холодным.

Умеренно бореально-холодный был и в каргинское время, когда большую часть Западной Сибири занимали северотаежные леса. Смещение границ лесной зоны к югу достигало 5°. В структуре ландшафтов выявлено два периода расцвета еловых лесов, совпадающих с максимумом увлажнения и относительного потепления климата. Между этими потеплениями был период похолодания, когда таежная растительность замещалась березовыми редколесьями. По температурному режиму и структуре растительности каргинское время значительно отличалось от межледниковий. Температура июля каргинского времени достигала +15 °С и была на 3 °С ниже современной. Зимние температуры (января) были ниже современных на 3-4 °С и достигали -25 °С. Всё это указывает на климат более холодный, чем в другие межледниковья. Открытым остается вопрос о климате оптимума каргинского времени на рубеже 42-45 тыс. лет назад. Палинологические данные пока не позволяют решить этот вопрос однозначно.

Арктический, субарктический и перигляциально-арктический климаты проявились неоднократно и были связаны исключительно с ледниковыми эпохами. Первое резкое похолодание климата совпало с накоплением озерных глин и суглинков верхнеочковского горизонта и синхронных с ним морен авдотьинского ледникового комплекса (Волкова, 1986; Волкова и др., 1988). Похолодание климата обусловило развитие двух новых растительных формаций - зеленомошных болот с еловыми лесами по долинам рек и кустарничковой березкой и своеобразных болото-степей. Представители арктической флоры

(арктические плауны, полярная ива, кустарничковая березка) в это время мигрировали на юг и продвинулись до 55° с.ш., т.е. более чем на 1000 км расселились от границ своих ареалов. Климат в начале ледниковой эпохи в пределах лесной и лесостепной зон был близок климату современной арктической зоны, позднее он соответствовал климату лесотундры и бореально-холодному климату северотаежной зоны.

Климатические условия последующих ледниковых эпох: раннеплейстоценовой шайтанской, среднеплейстоценовых самаровской и тазовской, и позднеплейстоценовой ермаковской, были близки.

В раннем плейстоцене в составе растительности значительный процент принадлежал растениям с северным и даже с полярно-арктическими ареалами. К югу от 60° с.ш. распространялась дриасовая флора. Более жизнеспособные тундровые и арктические растения мигрировали на юг до 56° с.ш. Степные и лесостепные растения произрастали в составе тундровых формаций. Перигляциальная растительность заняла большие пространства. Смещение южной границы лесотундровой зоны относительно современного положения оценивается нами в $7-8^{\circ}$, т.е. более чем на 800 км. Климатограмма (рис.3), построенная по восьми видам флоры из семейкинской свиты раннего плейстоцена (возрастной аналог шайтанского оледенения), показала, что температура июля к югу от Ханты-Мансийска была равна $12,5-14^{\circ}\text{C}$, т.е. была ниже современной июльской температуры на $4-6^{\circ}\text{C}$. Температура января достигала -29°C . Среднегодовая температура была ниже современных на $7-8^{\circ}\text{C}$.

В эпоху максимального самаровского и тазовского оледенений в результате резкого похолодания климата растительные зоны к югу от границ оледенений резко отличались от современных. Площади зон были сужены, а их границы относительно современного положения далеко смещены на юг, в отдельные моменты - до 1000-1100 км. Огромные пространства к югу от границ оледенения занимала тундровая растительность и заболоченные редколесья. Зоны лесов на территории Западной Сибири не было. Она располагалась в Тургае и Приаралье. Центр концентрации совместного произрастания ряда видов (рис.4) в конце оледенения позволяет судить о количественной оценке температур июля к югу от 60° с.ш. Зимние температуры (января) достигали $-34 - -40^{\circ}\text{C}$, июля $+14-16^{\circ}\text{C}$, среднегодовые температуры в максимум оледенения были на $9-10^{\circ}\text{C}$ ниже современных.

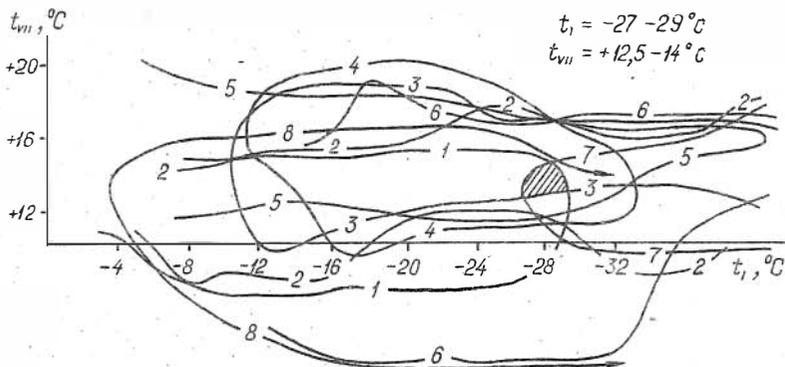


Рис.3. Климатограмма флористического комплекса семейкинской свиты (обнажения близ сел Семейка, Шкорино, Демьянка):
 1 - *Lycopodium alpinum*, 2 - *Lycopodium pungens*, 3 - *Picea obovata*, 4 - *Larix sibirica*, 5 - *Potamogeton alpinus*, 6 - *Dryas octopetala*, 7 - *Betula nana*, 8 - *Salix polaris*

В ермаковскую ледниковую эпоху к югу от границы оледенения широко развиты были тундровые и лесотундровые формации, позднее сменившиеся северотаежными. Климат менялся от субарктического в начале оледенения к умеренно холодному бореальному в период относительного потепления и вновь к тундростепному в конце оледенения.

Климат позднеледниковой сарганской ледниковой эпохи отличался от предыдущих суровостью и резкой континентальностью. Безлесные пространства с господством ксерофитов и представителей арктической и субарктической флоры к югу от границ оледенения занимали всю территорию Западной Сибири (Волкова, 1980). Палинологические данные указывают, что в периоды относительного потепления климата и некоторого увлажнения травянисто-кустарничковые формации сокращали свои площади. В их составе значительную роль играли ель, береза и кустарничковая березка. Тундровая растительность замещалась лесотундровой, однако лесотундра отличалась от современной значительной долей участия ксерофитов. Она занимала всю территорию лесной и лесостепной зон, образуя гиперперигляциальную зону.

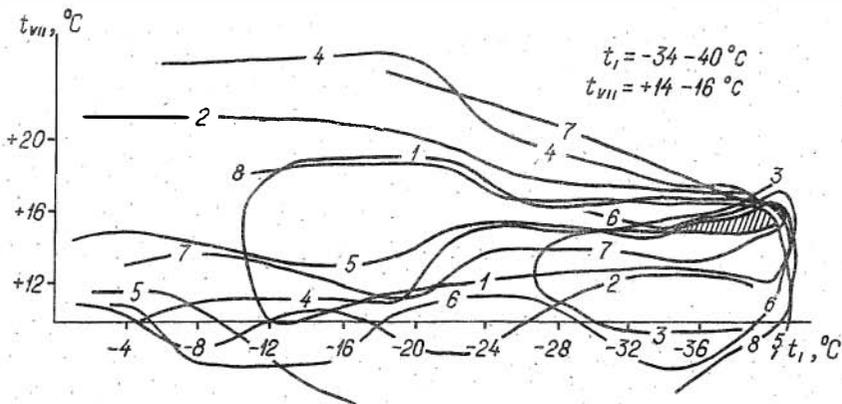


Рис.4. Климатограмма флористического комплекса второй половины самаровского времени:

- 1 - *Picea obovata*, 2 - *Betula verrucosa*, 3 - *Betula nana*, 4 - *Artemisia vulgaris*, 5 - *Lycopodium appressum*, 6 - *Lycopodium pungens*, 7 - *Polygonum amphidium*, 8 - *Rubus chamaemorus*

На основании вышесказанного можно сделать вывод, что характерной особенностью позднего плейстоцена и плейстоцена были резкие и неоднократные колебания климата, различные по интенсивности и продолжительности. Климат в межледниковые эпохи менялся от умеренно-теплого до умеренно бореального и холодного бореального. Умеренно холодный бореальный приходился на окончания межледниковий, реже на начало оледенений. Субарктический, арктический и периглациально-холодный климат обычно характерен для ледниковых эпох.

Колебания климата в плейстоцене существенно меняли структуру ландшафтов. Направленность изменения климата и преобразование ландшафтов особенно в теплые межледниковые эпохи с учетом антропогенного воздействия должны стать основой для прогнозирования климата Земли на середину XXI века, с которым в тесном взаимодействии находятся природная среда и условия обитания человека.

Список литературы

- АРХИПОВ С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона. Уточненная стратиграфическая основа. - Новосибирск, 1987. - 52 с. (Препр./ Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; № 8).
- ВОЛКОВА В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их био-стратиграфическая характеристика. - Новосибирск: Наука, 1966. - 172 с.
- ВОЛКОВА В.С. Состав отложений и пыльцевые зоны тобольского горизонта Западно-Сибирской равнины // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. - Новосибирск, 1975. - С.62-68.
- ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 235 с.
- ВОЛКОВА В.С. Растительность и природная зональность // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. - Новосибирск, 1980. - С.77-91.
- ВОЛКОВА В.С. Верхнелиоценовые и нижнелейстоценовые отложения центральной части Западной Сибири // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. - Кишинев, 1986. - С.26-27.
- ВОЛКОВА В.С., БАХАРЕВА В.А., КУЛЬКОВА И.А., НИКОЛАЕВА И.В. Палеонтологическая характеристика и стратиграфия кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск, 1988. - С.51-69.
- ВОЛКОВА В.С., ГУРТОВАЯ Е.Е., ЛЕВЧУК Л.К. Палинология юрских отложений казанцевского горизонта в низовьях Енисея // Там же. - С.36-42.
- ВОЛКОВА В.С., КЛБМАНОВ В.А. Палинология и климат Западной Сибири в термические максимумы голоцена // Там же. - С.91-99.
- ВОЛКОВА В.С., КУЛЬКОВА И.А. Изменение состава палинофлоры в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск, 1984. - С.54-63.
- ГРИЧУК В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. - М., 1969. - С.41-57.

- ГРИЧУК В.П., ЗАЛИССОН Э.М., БОРИСОВА О.К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по флористическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. - М., 1987. - С.69-78.
- ГУРТОВАЯ Е.Е., КРИВОНОГОВ С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск, 1938. - С.69-91.
- РЕШЕНИЯ Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 99 с.
- ТРОИЦКИЙ С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. - М.: Наука, 1979. - 291 с.

И.А.Волков, В.С.Зыкина

ЦИКЛИЧНОСТЬ СУБАЭРАЛЬНОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИСТОРИЯ КЛИМАТА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Важное значение для правильной оценки характера климатических изменений ближайшего прошлого имеет изучение четвертичных субэральных образований. На территории Западной Сибири они особенно широко распространены в южных районах, протягиваясь полосой от Зауралья до Алтая, Саяна и Салаира. В строении субэральной толщи прослеживаются палеогеографические события, связанные с всеобщими климатическими колебаниями.

По характеру проявления древних эоловых процессов в Западной Сибири достаточно определенно разграничиваются области двух типов: дефляции и грубого эолового наноса; преобладания накопления атмосферной пыли (т.е. взвешенного эолового наноса). Эти области отличаются по характеру отложений и особенностям строения рельефа.

В областях первого типа (Ишимская степь, Бараба, Кондинская низина и др.) распространен позднечетвертичный неравномерный по мощности чехол влекомого эолового наноса преимущественно песча-

ного состава. Он налагает на различные геологические образования, главным образом на неогеновые глины, четвертичные озерные суглинки, речные суглино-супеси, реже субаэральные пески и суглинки. С этим чехлом генетически связаны древние эоловые формы — субшироотно ориентированные гривы, пологие волны, бугры, асимметричные гряды субмеридионального простирания и др. Характерно широкое развитие древних дефляционных котловин различных размеров и глубины, большинство из которых, несомненно, формировалось в результате многократного проявления периодов активизации эоловых процессов в плейстоцене и, скорее всего, в позднем плиоцене. В целом эти обширные пространства во время периодов активизации эоловых процессов являлись источниками формирования атмосферной пыли, которая выносилась за пределы этих областей главным образом в восточном направлении под влиянием западных ветров.

В областях второго типа (восточная часть Кулунды, Предальтайская равнина, Кузнецкая котловина) распространена сложно построенная толща покровов лессов и лессовых отложений значительной мощности. В ней содержатся многократно чередующиеся друг с другом лессы, ископаемые почвы или педокомплексы и горизонты проявления мерзлотно-солифлюкционных процессов, поверхности выветривания, толщи вторично перемещенных субаэральных отложений.

Анализ особенностей строения субаэральной толщи позволил установить, что она имеет климатически обусловленное циклическое строение (Волков, 1980, 1983; Зыкина, 1980, 1986). Циклит состоит из трех климатостратиграфических горизонтов, формирование которых обуславливалось определенным климатическим ритмом. Он начинался сухим и теплым климатом, когда накапливался горизонт лесса, затем сменялся на близкий к современному, что способствовало развитию почвенных покровов, и завершался холодным и влажным климатом, когда максимальное развитие получили процессы криогенеза. Каждый последующий климатический ритм протекал на качественно новом уровне, где решающую роль играло соотношение тепло- и влагообеспеченности.

Изучение циклитов, отражающих главные климатические ритмы, послужило основой создания стратиграфической схемы субаэральной толщи Западной Сибири (см. таблицу), утвержденной МСК (Решение..., 1983, 1990; Волков и др., 1990). Выше границы Брунес/Ма-

Схема расчленения плейстоценовой субаэральнoй толщи
 жной части Западной Сибири (Волков и др., 1990)

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения				Палеомгнитная шкала	Даты по C^{14} в тыс. лет назад	Комплексы млекопитающих			
Система	Раздел	Эвон	Надгоризонт	Горизонт	Горизонты лессов и ископаемых почв						
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ПОЛОЩЕН	Соврем.			Современная почва	Б +	14,2 \pm 0,15 19,4 \pm 0,8 24,9 \pm 0,38 33,1 \pm 1,6	СРЕДНЕ-БЕРАНДЕЙСКОЕ ФАУНА			
					Баганский л						
	ПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	Зырянский		Сартанский				Суминский пк		
					Ельцовский л				Искитимский пк		
					Каргинский				Тулинский л		
					Ермаковский				Бердский пк		
					Казанцевский				Сузунский л		
		СРЕДНЕЕ	Бактинский		Тазовский				Койнихинский пк		
					Ширтинский				Чулымский л		
					Самаровский				Чарышский пк		
					Тобольский				Шибяевский л		
					Тобольский				Шипуновский пк		
	НИЖНЕЕ	Шайтанский		Ниязямский	Морозовский л						
				Тильтёмский	Шадрихинский пк						
				Азовский	Даниловский л						
				Талагайкин-ский	Беловский пк						
				Мансийский	Салаирский л						
				Горнофилин-ский	Евсинский пк						
				Кочковский	?				М		Раздоль-инский

Примечание. Б-М - Брюнес/Матуяма; здесь и далее: пк - педокомп-лекс, л - лесс.

туяма присутствует девять циклитов (по три в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене), установленных на основании особенностей почвообразования и лессонакопления, а также данных радиоуглеродного, биостратиграфического и палеомагнитного методов. На примере одного из элементов циклита – ископаемых почв – рассмотрим эволюционную направленность и интенсивность педогенеза, связанных с изменениями климата в течение плейстоцена на территории юго-востока Западной Сибири.

В Восточной Кулунде и на Предалтайской равнине первый раннеплейстоценовый этап потепления соответствовал образованию мощных, плотных, значительно оглиненных и ожелезненных евсиинских луговых и лугово-черноземных почв (Зыкина, 1986; Зыкина, Ким, 1989). Фауна мелких млекопитающих из кротовинных горизонтов почв этого уровня определена как переходная между таманским и тираспольским комплексами (близкая карай-дубинской, петропавловской) (Зыкина, Круковер, 1988). В Кузнецкой котловине формировались слитые, очень оглиненные, дисперсно-ожелезненные лугово-коричневые почвы. Для климата этого времени характерна высокая теплообеспеченность и большее количество осадков по сравнению с современными. Сходный климат для данного интервала реконструирован в Европе, на Кавказе (Зубаков, Борзенкова, 1983) и на Украине (Артюшенко, Турло, 1989).

Раннеплейстоценовый беловский педокомплекс представлен луговыми, лугово-черноземными (Предалтайская равнина) и черноземно-бурыми (Кузнецкая котловина) почвами, имеющими много сходных черт с морфотипами евсиинского педокомплекса. Фауна мелких млекопитающих (из нор землероев почв этого горизонта) соответствует тираспольскому комплексу. Климат на всей исследуемой территории был умеренным с высокой влаго- и теплообеспеченностью, близкий к предыдущему.

Конец раннего плейстоцена завершается развитием шадрихинских ископаемых почв. По типу почвообразования они отнесены к мощным черноземам выщелоченным, черноземно-бурым и лугово-черноземным. Почвы характеризуются значительной оглиненностью и выветрелостью минеральных зерен, отражают условия умеренного климата еще достаточно теплого и влажного.

В среднем плейстоцене установлено три педокомплекса – шипуновский, чарышский и койнихинский. Почвы типологически близки

современным почвам Западной Сибири и отличаются от раннелейстоценовых меньшей мощностью профилей и гумусовых горизонтов, своеобразием доминирующих элементарных почвообразовательных процессов. Шипуновский горизонт представлен черноземами луговых степей, черноземами выщелоченными, а также лугово-черноземными почвами. Для чарышского педокомплекса характерно развитие полигенетичных почв, нижние из которых имеют текстурно-дифференцированный горизонт, как у бурых и серых лесных. Верхние почвы — чернозема луговых степей. Койнжхинский педокомплекс — черноземы с самым меньшим из среднеплейстоценовых почв профилем и гумусовым горизонтом. Они часто оглеены в верхней части и содержат карбонатные новообразования в гумусовом горизонте, что, вероятно, связано с нарастающей аридизацией климата. В качестве основных почвообразовательных процессов можно выделить гумусонакопление, лессиваж, оподзоливание. Особенно широко распространены в почвах среднего плейстоцена два последних элементарных процесса. Облик всех почв свидетельствует о том, что климат в среднем плейстоцене продолжает сохраняться теплым и влажным, а длительность эпох педогенеза сокращается.

В казанцевскую эпоху почвообразования, которой соответствуют нижние почвы бердского горизонта, почвенный покров был представлен мощными черноземами обыкновенными (южная часть) и выщелоченными (северная часть) в комплексе с лугово-черноземными и луговыми почвами (Зыкина и др., 1981; Зыкина, 1986, 1990). По мощности, генезису, интенсивности проявления процессов гумусонакопления, иллювирирования, иногда лессиважа, оглинению профиля почвы сходны со среднеплейстоценовыми. Структура почвенного покрова была близка современной, а климат несколько теплее и влажнее. Согласно данным В.С. Волковой (1977), в казанцевское межледниковье ландшафтные зоны смещались к северу на 500–700 км, а летние температуры превышали современные на 4–5 °С. Оптимум микулинского межледниковья для центральных районов Русской равнины характеризовался большей, чем сейчас, тепло- и влагообеспеченностью. Температуры января были на 6–8 °С выше, а июльские адекватны современным (Величко, 1987). В высоких и умеренных широтах Европы летние температуры превышали современные на 1–3 °С, а зимние на 2–4 °С (Зубаков, Борзенкова, 1983).

В позднем плейстоцене отмечается три теплых периода: ранне-

зырянский (верхняя почва бердского педокомплекса), каргинский (искитимский педокомплекс), позднеледниковый (суми́нский педокомплекс). Почвы этих возрастных интервалов отличаются от средне- и нижнеплейстоценовых значительно меньшей мощностью гумусовых горизонтов и слабодифференцированных профилей, незначительной степенью оглинения. Формируются черноземоподобные, сходные с каштановыми почвы, в которых доминирует гумусонакопление и карбонатизация (Зыкина и др., 1981; Дергачева, Зыкина, 1988; Зыкина, 1990). Типичных черноземов не образуется в силу специфики климатических условий и кратковременности эпох почвообразования. По характеру строения почв можно судить о тренде природных условий в сторону аридизации и похолодания. Имеющиеся палинологические и палеопедологические данные для территории Украины (Сиренко, Турло, 1986; Артюшенко, Турло, 1989) свидетельствуют, что в витачевское время (раннезырянский интерстадиал) климат был еще достаточно теплым, но более сухим, чем современный. Климат же дофиновского времени (каргинский интерстадиал) – холоднее и суше современного.

Уменьшение тепло- и влагообеспеченности в течение плейстоцена способствовало росту континентальности климата. На территории южной части Западной Сибири под действием умеренно континентального климата, направленно изменявшегося в сторону усиления похолодания и аридизации, формировались типы почв суббореального почвообразования, отчетливо различающиеся по педогенезу. Параллельно с похолоданием и аридизацией климата направленно сокращалась длительность эпох почвообразования от начала плейстоцена к концу. Эпохи педогенеза характеризовались некоторой направленностью изменений во времени, четко прослеживающейся по эволюции почвообразовательных процессов. Такая направленность позволяет оценивать возраст ископаемых почв в разных разрезах и проводить достоверные корреляции.

Каждая эпоха педогенеза несет черты последующей – влажной и холодной при участии криогенных процессов. В это время проявляются процессы оглеения, мерзлотно-солифлюкционные, формируются мощные гумусированные языки-затёки в основании гумусовых горизонтов. Данные палинологии свидетельствуют о распространении в это время безлесных пространств. Состав флоры указывает на холодные климатические условия, близкие к лесотундре (Зыкина и др., 1981).

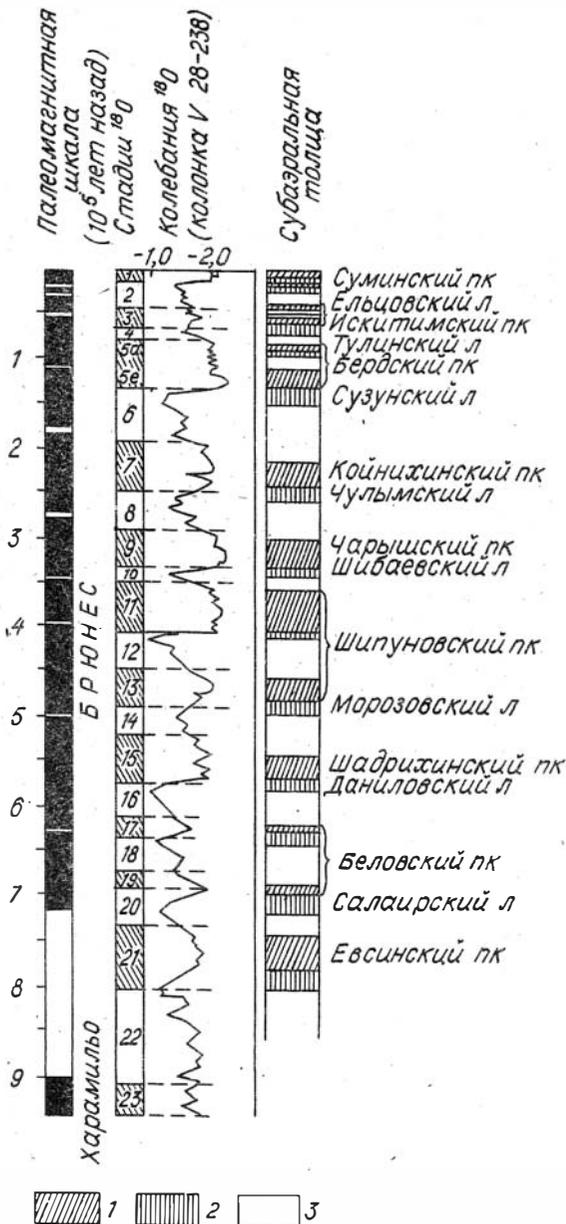
Проведено сопоставление циклитов субаэральной толщи со стадиями изотопно-кислородной шкалы (Shackleton, Opdyke, 1973) (рис.1). Покров субаэральных лессовых отложений накапливался в период быстрого перехода от максимума похолодания к последующему максимуму потепления. Этот период отражен на изотопно-кислородной кривой как терминация. Именно в этот период дегляциации в условиях крайне сухого и уже теплого климата происходило резкое оживление эоловых и иных субаэральных процессов и формирование очередного покрова лессовых отложений. Каждая терминация и накопление лессовых отложений протекали одновременно. Следовательно, начало каждого циклита субаэральной толщи относится к основанию очередного покрова лессовых отложений.

Оптимум и вторая половина каждого потепления (нечетная фаза) связаны с эпохами почвообразования, когда формировались ископаемые почвы. Время прогрессивного похолодания, соответствующее четной стадии изотопной кривой, сопровождалось вторичным преобразованием существующего почвенного покрова в условиях холодного и влажного климата.

Характер формирования циклитов субаэральной толщи на фоне колебаний климата можно особенно ясно проследить на примере верхнечетвертичных отложений (рис.2). В позднем плейстоцене накопилось три циклита. Нижний, первый горизонт лессовых отложений (сузунский), соответствует времени терминации от 6 к 5-й кислородной стадии. С самой стадией сопоставляется бердский (казанцевский, микулинский, эемский - аналог изотопной подстадии 5⁰) педокомплекс, во многих разрезах состоящий из двух ископаемых почв, разделенных прослоем лессовидного суглинка небольшой мощности. Завершающим этапом формирования этого циклита был период криогенеза, который соответствовал 4-й стадии. Тулинский (раннезырянский, ранневюрмский) горизонт лессовых отложений накопился во время терминации от 4 к 3-й стадии. Развитый на нем искитимский (каргинский, средневюрмский, брянский) педокомплекс сформировался во время 3-й стадии. В течение второй стадии (сартанская, поздний вюрм) этот педокомплекс, нередко представленный двумя ископаемыми почвами, прошел период вторичного переувлажнения и криогенеза. Третий, новейший, циклит начал формироваться в период терминации от 2 к 1-й стадии, когда накопился верхний гори-

Рис. I. Палеомагнитная хронологическая шкала, изотопно-кислородная кривая и предварительное сопоставление возрастных интервалов формирования субаэральная покровной толщи Западной Сибири в палеомагнитную эпоху Брунес:

I - педокомплекс, 2 - лесс, 3 - криогенез



зонт-лессовых отложений. На нем развит современный (голоценовый, отчасти позднеледниковый) почвенный покров, который в отличие от более древних почв еще не прошел стадии криогенеза. Многие десятки радиоуглеродных дат из субаэральных и иных осадков каргинско-сартанского и голоценового возраста подтверждают именно такую корреляцию и последовательность событий.

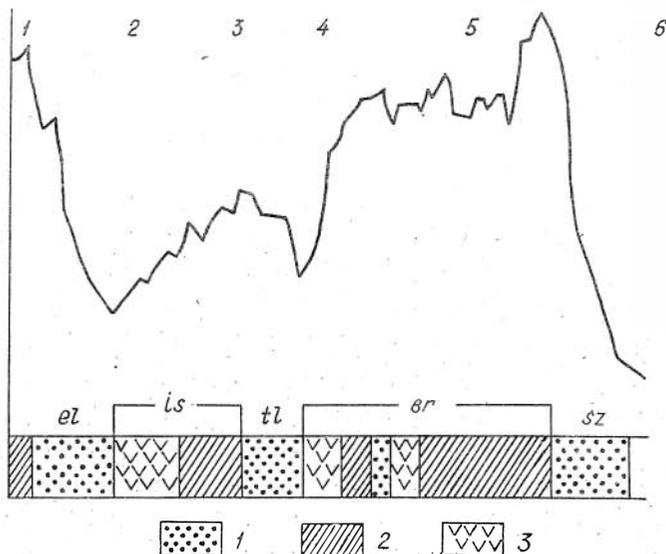


Рис.2. Сопоставление этапов формирования позднеплейстоценовой субаэральной толщи южных районов Западной Сибири с изотопно-кислородной кривой. Накопление эоловых осадков совпадало с терминациями, формирование почв - с теплыми, а криогенных образований - с холодными стадиями этой кривой:

I - накопление субаэральных отложений; 2 - педогенез, 3 - криогенез. Педокомплексы: *ls* - иски-тимский, *br* - бердский; лессы: *el* - ельцовский, *tl* - тулинский, *sz* - сузунский (см.таблицу);

I-6 - стадии изотопно-кислородной шкалы

Важнейшее значение для правильной оценки направленности климатических изменений в ближайшем будущем имеет изучение последнего, наиболее молодого, не прошедшего стадию криогенеза, циклита. Современный почвенный покров (голоценовый, а отчасти также позднеледниковый) признаков мерзлотных деформаций пока не несет. Строение же субаэральной толщи и характер изотопной кривой однозначно свидетельствует, что эпоха педогенеза голоцена в ближайшем будущем сменится влажным и холодным периодом, во время которого современный почвенный покров превратится в очередной педокриокомплекс. Следовательно, наших потомков ожидает похолодание, увлажнение климата, появление вечной мерзлоты в умеренных поясах планеты, новое развитие оледенения в горных и северных равнинных районах, гляциостатическая регрессия океана. На протяжении эоплейстоцена и плейстоцена такая картина повторялась более трех десятков раз, так как основание эоплейстоцена (конец олдувея) сопоставляется с 37 стадией кислородно-изотопной шкалы (Никифорова и др., 1980). По-видимому, противоположное по знаку антропогенное влияние на климат окажется менее значительным по глубине и компенсирует природную тенденцию лишь отчасти. Это не означает, однако, что в ближайшие годы не может произойти временное потепление климата, связанное с антропогенным влиянием на среду. Природная тенденция проявляется медленно, а антропогенное влияние возрастает катастрофически быстро и носит революционный характер.

Список литературы

- АРКШЕНКО А.Г., ТУРЛО С.И. Изменения растительности и климата территории Украины в плейстоцене // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. - М., 1989. - С.81-86.
- ВЕЛИЧКО А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезокайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. - М., 1987. - С.5-43.
- ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 236 с.
- ВОЛКОВ И.А. Цикличность формирования четвертичных субаэральных

- осадков умеренного пояса и колебания климата // Цикличность формирования субаэральных пород. - Новосибирск, 1980. - С.25-33.
- ВОЛКОВ И.А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений // Геология и геофизика. - 1983. - № 2. - С.30-33.
- ВОЛКОВ И.А., ЗЫКИНА В.С., КИМ Ю.В., КРУКОВЕР А.А. Уточнение схемы расчленения плейстоценовой субаэральной толщи Западной Сибири // Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона. Ч.1. - Якутск, 1990. - С.41-43.
- ДЕРГАЧЕВА М.И., ЗЫКИНА В.С. Органическое вещество ископаемых почв. - Новосибирск: Наука, 1988. - 128 с.
- ЗУБАКОВ В.А., БОРЗЕНКОВА И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. - Л.: Гидрометеоздат, 1983. - 216 с.
- ЗЫКИНА В.С. Цикличность строения четвертичной толщи субаэральных осадков на основании изучения ископаемых почв в Искитимском районе // Цикличность формирования субаэральных пород. - Новосибирск, 1980. - С.139-143.
- ЗЫКИНА В.С. Ископаемые почвы - основа расчленения четвертичных субаэральных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1986. - С.115-121.
- ЗЫКИНА В.С. Природная среда потеплений позднего плейстоцена по палеопедологическим данным в Западной Сибири // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. - Таллинн, 1990. - С.32-33.
- ЗЫКИНА В.С., ВОЛКОВ И.А., ДЕРГАЧЕВА М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. - М.: Наука, 1981. - 203 с.
- ЗЫКИНА В.С., КИМ Ю.В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.81-86.
- ЗЫКИНА В.С., КРУКОВЕР А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предалтайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. - Барнаул, 1988. - Ч.1. - С.47-49.
- НИКИФОРОВА К.В., КРАСНОВ И.И., АЛЕКСАНДРОВА А.П. Хроностратигра-

Фическая схема позднего кайнозоя европейской части СССР // Дистанционное зондирование. - М., 1980. - С.55-67.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.Ш. Чет-
вертичная система: объяснит. зап. - Л., 1983. - 81 с.

РЕШЕНИЯ Межведомственного стратиграфического совещания по чет-
вертичной системе Западно-Сибирской равнины. - Новосибирск:
Изд.ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 99 с.

СИРЕНКО Н.А., ТУРЛО С.И. Развитие почв и растительности Украины
в плиocene и плейстоцене. - Киев: Наук. думка, 1986. -
186 с.

SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. Oxygen - isotope and paleomagnetic
stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen
isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year
scale // Quatern. Res. - 1973. - Vol.3. - P.39-55.

С.А.Гуськов, Л.К.Левчук, Т.С.Троицкая

ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ МИГРАЦИИ ФОРАМИНИФЕР - ЭТАПЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Зона морских четвертичных трансгрессий распространена вдоль субширотно вытянутого побережья Евразии. Располагается она в основном в пределах субарктического и частично арктического и умеренного поясов, что сильно сужает диапазон возможных изменений состава местных фаун и флор, на которых в значительной мере строится стратиграфия плейстоцена. Следы и степень потеплений фиксируются по количеству бореальности элементов в плейстоценовых биотах. Особенно благоприятным материалом для этого являются фораминиферы, которые чутко реагируют на малейшие изменения абиотических факторов среды и встречаются практически повсеместно в зоне морских трансгрессий, зачастую образуя массовые скопления.

В плейстоценовых отложениях Севера СССР установлено около 30 местных комплексов фораминифер, характеризующих определенные

слои с фауной (Гудина, 1976; Гудина, Левчук, 1983; Левчук, 1984; Гудина и др., 1989), каждый из них обладает специфическим составом и структурой (Гудина, 1976; Фораминиферы..., 1979; Короткий и др., 1980; Левчук, 1984; Гудина и др., 1989). Изменение состава и структуры комплексов фораминифер во времени связано с закономерной сменой различных комплексов среды обитания, что отражает ход каждой трансгрессии. Отложения, сформировавшиеся в ходе трансгрессии, проследить в полном объеме в большинстве случаев не удастся. В наиболее полных четвертичных разрезах на Севере СССР наблюдается следующая последовательность отложений: на подстилающей морене залегают породы с холодноводным комплексом фораминифер позднеледникового типа, их сменяют осадки с комплексами межледникового или межстадиального типа. Отложения с холодноводным комплексом фораминифер позднеледникового типа отражают начальный этап развития трансгрессии, совпадающий с концом дегляциации ледника. По изменению в разрезе межледниковых отложений палеозоогеографического и палеозоологического типов комплекса выделяются возрастные ассоциации фораминифер, характеризующие такие этапы трансгрессивно-регрессивного процесса. Наиболее достоверно это удалось проследить пока только для позднеплейстоценовых трансгрессий (Левчук, 1984; Гуськов, 1986). Для однообразных комплексов фораминифер наблюдается и закономерная пространственная изменчивость состава, структуры, что позволяет прослеживать их достаточно уверенно по латерали.

Наиболее древний из изученных комплексов четвертичных фораминифер установлен на Северо-Востоке СССР в энмакайской свите (правобережье р.Рыбеем) и в разрезе скважины, пробуренной на о-ве Айон (Граница..., 1984). Энмакайский комплекс представлен в основном тепловодными бореальными и южнобореальными формами, не живущими ныне в арктических морях, что позволяет отнести его к южнобореальному палеозоогеографическому типу. Этот комплекс по составу почти полностью сходен с комплексом фораминифер из анвилльских отложений Северной Америки (Hopkins et al., 1974). По официально принятой в СССР стратиграфической шкале он соответствует верхнему плиоцену или эоплейстоцену (Стратиграфия..., 1982). Доказательством служит присутствие в составе комплексов фораминифер таких видов, как *Elphidiella hannai*, *E. nitida*, *E. quasiregonensis*. Выше по разрезу в Айонской скважине появля-

ются виды, уже характерные для нижних горизонтов плейстоцена Сибири и Европейского Севера.

На энмакайской свите с размывом залегают нижнеплейстоценовые отложения с бедным, холодноводным айонским комплексом фораминифер последледникового типа (Граница..., 1984), близким по возрасту (или, возможно, несколько более молодым) нижнекаменскому на Европейском Севере, болгохтохскому и тильтимскому на севере Сибири, пинакульскому на востоке Чукотки. Все они состоят преимущественно из холодноводных (арктических и бореально-арктических форм). Очень небольшой процент от комплекса составляют более тепловодные аркто-бореальные виды. По своей зоогеографической природе это арктический комплекс, обитавший в относительно мелководном бассейне, с несколько пониженной соленостью и отрицательными придонными температурами (Гудина, 1976).

Стратиграфически выше, в обычной для северного плейстоцена СССР последовательности, располагается биостратиграфическая зона *Miliolinella pyriformis*, которая является надежным стратиграфическим репером среднего плейстоцена. Зональный комплекс уверенно диагностируется и не представляет труда для идентификации — это колвинский на Европейском Севере, обский и туруханский в Сибири и комплекс № 3 в скважине, пробуренной на о-ве Айон. Они представлены высокой численностью фораминифер и разнообразным видовым составом (до четырех тысяч экземпляров и до 30 видов в образце). Характерными видами являются *Miliolinella pyriformis*, *M. grandis grandis*, *Retroelphidium obesum* и *R. subclavatum*. В целом это межледниковые комплексы фораминифер, характеризующие относительно глубоководный бассейн (100–150 м) с нормальной для арктических морей соленостью с низкوپоложительными придонными температурами. Палеозоогеографический тип их меняется с запада на восток (колвинский — бореальный, обский, туруханский и комплекс № 3 — аркто-бореальные). Аналоги этой биостратиграфической зоны известны на Баффиновой Земле (Knudsen, 1972) и на побережье Северной Гренландии (Funder et al., 1985).

Следующий морской горизонт обычно залегает на морене максимального оледенения или контактирует со скрытым несогласием непосредственно с биостратиграфической зоной *Miliolinella pyriformis*. Это интеррисские отложения, охарактеризованные сообществами фораминифер межстадиального типа. На Европейском Севере одно-

возрастные им отложения характеризуются папийским комплексом фораминифер; в Сибири – салемальским и санчуговским; в Айонской скважине – комплексом № 4; на Северо-Востоке СССР – крестовским и оссорским. Они обычно полифацциальны. В каждой конкретной фацциальной разновидности комплекса число видов колеблется от 10 до 15, а число видов, составляющих в совокупности весь местный комплекс, иногда достигает 30. В то же время всем комплексам при таком видовом разнообразии присуща малая численность экземпляров (не более сотни). Другой важной чертой этих комплексов является угнетенный облик фораминифер (наличие большого числа карликовых форм). Этот признак – один из основных отличительных черт интеррисских комплексов от раннеллейстоценовых позднелледниковых. Кроме того, появляются новые, ранее не встречавшиеся, виды: *Retroelphidium atlanticum*, *R. provisum*, *Miliolinella grandis pumilionis*, *Buccella acutata*, *Elphidiella tumida*, *E. arctica*. Во всех вышеуказанных ассоциациях преобладают арктические и бореально-арктические формы, что позволяет считать их в основном арктическим типом комплекса. Они указывают на относительно мелководный бассейн, несколько пониженную соленость и отрицательные или близкие к нулю температуры придонных вод.

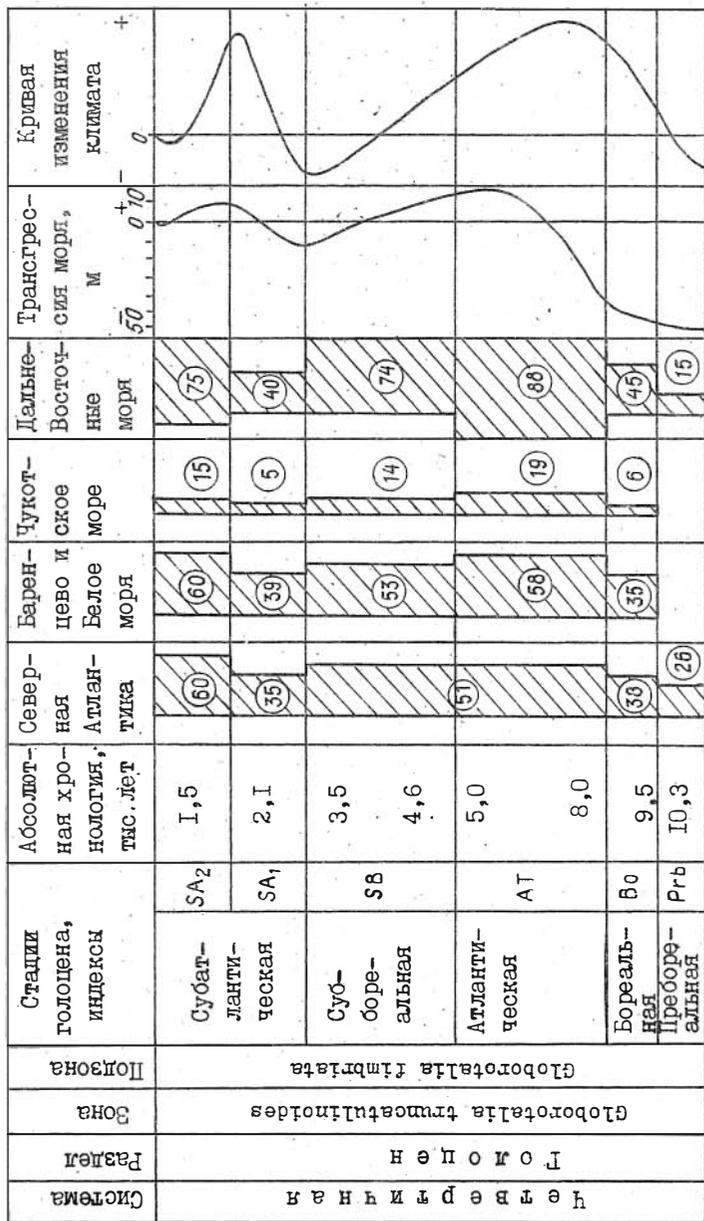
Для верхнеллейстоценовых отложений на Европейском Севере установлены слои с кейнмусюрским комплексом, в Сибири – с казанцевским, на о-ве Айон – с комплексом № 5, на Северо-Востоке СССР – с валькатленским и аттамарским. Фораминиферы из этих отложений достаточно хорошо изучены, прослежена их фацциальная изменчивость по площади и по разрезу, установлены ассоциации, характеризующие начальную, максимальную и регрессивную фазы трансгрессии (Левчук, 1984). Все комплексы принадлежат к межледниковому типу, обычно разнообразны по видовому составу и многочисленны по количеству (до 5–6 тысяч экземпляров в образце). От похожих по этим признакам комплексов биостратиграфической зоны *Miliolinella puriformis* отличаются наличием таких характерных форм, как *Retroelphidium boreale*, *R. propinquum*, *R. hyalinum*, *R. excavatum*, которые ниже по разрезу не встречались. По содержанию тепловодных элементов морская фауна из рассматриваемых отложений значительно превосходит современные ценозы арктических морей, что указывает на низкие положительные температуры придонных вод и соленость, близкую к нормальной. По палеозоогеографической природе все ком-

плексы оцениваются как преимущественно бореальные. По наличию общих характерных видов они уверенно сопоставляются с земскими комплексами из разрезов Нидерландов, Польши, ФРГ (Гудина, 1976).

Отложения самой молодой позднеплейстоценовой трансгрессии также содержат сообщества межледникового типа. На Кольском полуострове это слои с понойским и стрельнинским комплексами, на Европейском Севере — с телзинским и канинским, в Сибири — с каргинским. Состав и структура среднеюрмских комплексов и изменения их по разрезу отражают полный трансгрессивно-регрессивный цикл и этим однозначно указывают на ее самостоятельность. Характерным является то, что в состав доминантной группы, помимо обычных эльфиидид, входят *Sibicides rotundatus* и *Trifarina fluens*, а на западе СССР и *Trifarina angulosa*. По соотношению тепловодных и холодноводных форм все комплексы фораминифер из среднеюрмских отложений характеризуют условия межледникового, в оптимум которого моря Европейского Севера и Сибири были почти такими же теплыми, как в казанцевское (рисс-вюрмское) время, и относятся к бореальным. Общий состав и структура сообществ указывает на формирование отложений, их вмещающих, в условиях литорали и сублиторали с близкой к нормальной для арктических морей соленостью и близкими к нулю или низкокислотными температурами придонных вод. Современные аналоги самой тепловодной каргинской (малохетской) ассоциации известны в юго-западной части Баренцева моря и северо-восточной Норвежского, где придонная температура не бывает ниже +5 °С (Дигас, 1969).

Подобная последовательность морских горизонтов, охарактеризованных определенными комплексами фораминифер, в последнее время вполне надежно подтверждена и методами абсолютного датирования. Наиболее полный перечень дат для северных районов Сибири приведен в работе С.А.Архипова (1989). Корректность этих построений подтверждается вполне хорошей сходимостью датировок, полученных радиометрическим, термолюминесцентным методами и методом электронно-парамагнитного резонанса.

Изучение изменений в структуре комплексов планктонных и бентосных фораминифер из непрерывных разрезов в современных акваториях дало возможность по миграционной последовательности видов выявить климатические изменения и в ходе голоценовой трансгрессии (Фораминиферы..., 1979; Гольберг и др., 1983; Гудина и др., 1985, 1989).



Изменение климата, уровня моря и числа видов фораминифер в Арктической и Бореальной областях в голоцене.

Цифры в кружках — количество видов фораминифер

Анализ фораминифер из разных фациальных зон показал, что полных аналогов какого-то интервала голоцена в современных акваториях не наблюдается, так же как и современные комплексы видов не имеют аналогов в голоцене. Последовательность изменения их температурной характеристики соответствует общему ходу голоценового палеотемпературного ритма и его временным интервалам.

Прослеженная однотипность структуры комплексов, различных по видовому составу, но одинаковых по их экологии и зоогеографическому типу для одних и тех же этапов трансгрессии северных и дальневосточных морей, свидетельствует о синхронности глобальных климатических колебаний и является основой дальних корреляций (см. рисунок).

Особое значение приобретает изучение динамики процессов, происходящих в плейстоцене и особенно в голоцене, как с точки зрения ретроспективного взгляда и понимания более древних периодов, так и для будущего: определения тенденций изменений климата, важных при прогнозировании этих изменений, и выявления причин их порождающих.

Список литературы

- АРХИПОВ С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. - 1989. - № 6. - С.13-22.
- ГОЛЬБЕРТ Т.А., ТРОИЦКАЯ Т.С., ФУРСЕНКО К.Б. К вопросу о трех морфологических формах планктонного вида *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) // Систематика, морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. - Новосибирск, 1983. - С.88-93.
- ГРАНИЦА плиоцена-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) / В.И.Гудина, В.А.Лаштабег, Л.К.Левчук и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. - 80 с.
- ГУДИНА В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - 125 с.
- ГУДИНА В.И., ЛЕВЧУК Л.К. Морфология и таксономия арктических и бореальных четвертичных фораминифер рода *Retroelphidium*, 1970 // Систематика морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. - Новосибирск, 1983. - С.50-66.

- ГУДИНА В.И., ГУСЬКОВ С.А., ТРОИЦКАЯ Т.С., ФУРСЕНКО К.Б. Фораминиферы как индикатор голоценового климатического ритма бо-реальной и арктической областей СССР // Микрофауна фанерозоя Сибири и смежных регионов. - Новосибирск, 1985. - С.52-68.
- ГУДИНА В.И., ГУСЬКОВ С.А., ЛЕВЧУК Л.К. и др. Климатостратиграфическое расчленение и корреляция морских четвертичных отложений по фораминиферам // Четвертичный период: стратиграфия. - М., 1989. - С.181-188.
- ГУСЬКОВ С.А. Опыт построения палеоокеанических карт для позднего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам // Биостратиграфия и палеоклимат плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1986. - С.111-115.
- ДИГАС Л.А. Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участках Гренландско-Норвежского бассейна: Автореф. дис.... канд.геол.-мин.наук. - Саратов, 1969. - 27 с.
- КОРОТКИЙ А.М., КАРАУЛОВА Л.П., ТРОИЦКАЯ Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. - Новосибирск: Наука, 1980. - 233 с.
- ЛЕВЧУК Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. - Новосибирск: Наука, 1984. - 103 с.
- СТРАТИГРАФИЯ СССР. Четвертичная система: В 2 томах. - М.: Недра, 1982. - Том I. - 441 с.
- ФОРАМИНИФЕРЫ Дальневосточных морей СССР / А.В.Фурсенко, Т.С.Троицкая, Л.К.Левчук и др. - Новосибирск: Наука, 1979... 397 с.
- FUNDER S., ABRAHANSEN N., BENNIKE O., FEYLLING-HANSEN R.W. Forested Arctic: Evidence from North Greenland // Geology. - 1985. - Vol.13. - P.542-546.
- HOPKINS D.M., ROWLAND R.W., ECHOLS R.E., VALENTINE P.C. An Anvilian (Early Pleistocene) marine fauna from Western Seward Peninsula, Alaska // Quater. Res. - 1974. - N 4. - P.441-470.
- KNUDSEN K.L. Lundergart Clay and its Foraminifera, a new formation in the marine Quaternary of Denmark // Boreas. - 1972. - Vol. 1. - P.289-297.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Анализ видового состава ископаемых микротерифаун достаточно широко применяется для характеристики палеогеографических условий различных этапов плейстоцена. При этом палеогеографические задачи решаются в основном с помощью метода актуализма – предполагается значительное сходство в экологии современных и ископаемых форм, составляющих единые эволюционные линии. Это позволяет выделять в ископаемых терифаунах виды определенной зональной и биотопической приуроченности и по их соотношениям реконструировать ландшафтно-климатические обстановки. Обычно при анализе видового состава рассматриваются так называемые "экологические группы" видов, выделяемые по совокупности зоогеографических и экологических признаков. Чаще всего это группы лесных, степных, тундровых, горных и интразональных видов. Такой подход используется и при анализе ископаемых фаун мелких млекопитающих Западной Сибири (Галкина, 1975, 1977; Мотузко, 1975; Зажигин, 1980; Смирнов и др., 1986; Смирнов, 1988).

Ранний плейстоцен. Местонахождения мелких млекопитающих раннеплейстоценового возраста известны главным образом из южных районов Западной Сибири, где они приурочены к нижним слоям краснотурбинской свиты. Наиболее крупное местонахождение, связанное с аллювием (вяткинские слои), расположено на левом берегу Оби у с.Вяткино; другие местонахождения – у сел Белово, Гоньба и Малиновка – приурочены к "котовинам" палеопочв. Раннеплейстоценовые грызуны обнаружены также в местонахождении Новотроицкое-2, расположенном на левом берегу Иртыша вблизи г. Омска. В составе фауны этих местонахождений, относимой к вяткинскому комплексу, значительное место занимают степные формы – суслики, цокоры, полевки трибы *Lagurini*, составляющие 30–50 % от общего числа костных остатков. Обитатели околотовинных и лесных биотопов представлены лишь несколькими процентами; остальные формы относятся к широко распространенным интразональным видам рода *Microtus*. Видовой состав вяткинского комплекса мелких млекопитающих свидетельствует, что в раннем плейстоцене на юге Обь-Иртышского междуречья преоб-

ладали открытые степные пространства со сравнительно аридным климатом.

Средний – поздний плейстоцен. На территории Западно-Сибирской равнины открыто значительное число местонахождений микрофауны среднего и позднего плейстоцена. Несмотря на расхождения в определении геологического возраста этих фаун, имеющиеся данные позволяют сделать некоторые заключения о природных условиях рассматриваемого временного интервала.

На юге Западной Сибири к среднему плейстоцену относят крупные местонахождения грызунов у с.Калманка (аллювиальные калманские слои красnodубровской свиты) и у с.Бобково (аллювий бобковской свиты), а также ряд местонахождений в горизонтах палеочув у сел Усть-Чарышская Пристань и Белово. В верхних палеочувах разреза Белово обнаружены грызуны позднеплейстоценового возраста. В этих фаунах доминируют степные и интразональные виды, лесные – малочисленны, иногда отмечаются околородные формы (водная полевка, выхухоль). Видовой состав микротериокомплексов позволяет реконструировать природные условия степей и лесостепей, существовавших в течение всего среднего и, вероятно, позднего плейстоцена.

Местонахождения мелких млекопитающих в среднем Прииртышье (Карташово, Качесово, Новотроицкое-1, Татарка, Рязанка), низовьях Иртыша (Демьянское, Бобровка, Горная Суббота, Чембакчино, Семейка) и Среднем Приобье (Вороново, Уртам, Кривошеино) связаны с аллювиальными отложениями, относимыми к тобольскому горизонту. Эволюционный уровень этих фаун различен и соответствует разным этапам среднего и позднего плейстоцена (Круковер, 1990). По совместному нахождению тундровых и степных видов, современные ареалы которых разобщены, все эти фауны, за исключением Татарки, содержат так называемую "смешанную фауну", её существование обычно соотносится со временем значительных похолоданий.

В "смешанной фауне" местонахождений Среднего Прииртышья и Среднего Приобья постоянно присутствуют степные (суслики, обыкновенная и желтая пеструшки) и интразональные виды. В Карташово, Качесово, Рязанке, Уртаме и Кривошеино степные элементы фауны занимают подчиненное положение. Доминируют интразональные виды серых полевков, среди которых преобладают полевка-экономка, предпочитающая увлажненные луговые и лугово-степные местообитания.

Обычны околоводные формы (водяная полевка). Постоянно присутствуют в небольших количествах обитатели тундры и лесотундры — серые лемминги, реже встречаются остатки типично тундрового вида — копытного лемминга. Иное соотношение экологических группировок грызунов наблюдается в фаунах Татарки и Новотроицкого-1. Здесь доминируют степные виды — обыкновенная и желтая пеструшки, причем преобладают остатки желтой пеструшки — обитателя сухих степей и полупустынь. Остатки гигрофильных видов, а также лесных форм малочисленны. В Новотроицком-1 отмечены остатки серого лемминга — элемента "смешанной фауны", в Татарке тундровые виды не обнаружены, возможно из-за общей малочисленности сборов. В целом состав фауны рассматриваемых местонахождений соответствует палеогеографическим условиям южной части перигляциальной зоны. Различия в соотношении гигрофильных и полупустынных форм могут свидетельствовать о колебаниях влажности.

Состав фауны из местонахождений нижнего течения Иртыша характеризует палеогеографические условия севера перигляциальной зоны — преобладают интразональные виды (узкочерепная полевка, полевка-экономка), в значительном количестве присутствуют тундровые формы (лемминги, полевки Миддендорфа и северосибирская); иногда последние преобладают (Горная Суббота). Лесные и околоводные виды представлены единичными экземплярами. Во всех местонахождениях, кроме Семейки, найдены остатки пеструшек рода *Lagurus*, что придает рассматриваемым ассоциациям характер "смешанных фаун".

Местонахождения ископаемых грызунов известны также в нижнем течении Оби и на п-ве Ямал — Хашгорт, Казым-мыс, Горноказымск, Березово, Пельях-Юган, Нямуя-Надо, 430-километр (Смирнов и др., 1986). Подавляющее большинство остатков грызунов этих местонахождений принадлежит обитателям тундры, что однозначно характеризует условия обитания этих фаун.

Таким образом, анализ ископаемых микротериокомплексов Западно-Сибирской равнины позволяет восстановить для южных районов равнины — степные и лесостепные, а для северных районов — тундровые ландшафты, сохранявшиеся на протяжении большей части плейстоцена. На огромной территории средней части равнины обнаружены ископаемые "смешанные фауны", обитавшие, вероятно, в условиях холодной тундростепи, при подчиненном значении лесной и таежной

растительности. Крупных местонахождений с ископаемой фауной лесного или таежного типа на территории Западно-Сибирской равнины пока не обнаружено. Это может быть связано с недостаточной палеонтологической изученностью или объясняться тафономическими причинами, но не исключено, что териокомплексы подобного типа сформировались в Западной Сибири лишь в голоцене (Галкина, 1977; Смирнов и др., 1986).

Список литературы

- ГАЛКИНА Л.И. Фауна антропогенных грызунов и зайцеобразных Приобского плато и Кузнецкой котловины // Систематика, фауна, зоогеография млекопитающих и их паразитов. - Новосибирск, 1975. - С.155-165.
- ГАЛКИНА Л.И. Формирование фауны антропогенных грызунов (Rodentia) юго-востока Западной Сибири // Фауна и систематика позвоночных Сибири. - Новосибирск, 1977. - С.141-156.
- ЗАЖИГИН В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. - М.: Наука, 1980. - 156 с.
- КРУКОВЕР А.А. Мелкие млекопитающие из отложений тобольского регионального горизонта и их стратиграфическое значение // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Т.П. Таллинн, 1990. - С.100-102.
- МОТУЗКО А.Н. Фауна млекопитающих из тобольских отложений в разрезах Томского Приобья и Тобольского материка // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. - Новосибирск, 1975. - С.51-56.
- СМИРНОВ Н.Г. Ареологический метод в изучении плейстоценовых млекопитающих Западной Сибири // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. - Свердловск, 1988. - С.5-21.
- СМИРНОВ Н.Г., БОЛЬШАКОВ В.Н., БОРОДИН А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. - М.: Наука, 1986. - 144 с.

С. А. Архипов
СРЕДА ОБИТАНИЯ
И МИГРАЦИЯ ПЕРВОБЫТНОГО ЧЕЛОВЕКА В СИБИРЬ

Открытия в Северной Евразии местонахождений с культурами древнего палеолита (Хроностратиграфия..., 1990) и появившаяся гипотеза о прародине человека в Якутии (Мочанов, 1988а, б) стимулировали стремления к оценке природно-климатических условий среды обитания и времени появления первобытного человека в Сибири. Представляется, что суровая сибирская природа вряд ли была благосклонна к нашим далеким предкам. Наиболее экстремальные условия возникали в ледниковые эпохи, во время которых огромные пространства Северной Сибири неоднократно подвергались покровным оледенениям. Следы ледниковых катастроф являются грандиозные пояса конечно-моренных образований, пересекающих Западно-Сибирскую равнину от Урала до Енисея и трассирующихся далее на восток через Средне-Сибирское плоскогорье до побережья моря Лаптевых. В горных сооружениях Сибири, в Алтае-Саянских горах, в Трансбайкальском регионе и в горах Северо-Востока СССР неоднократно развивались горные оледенения (Quaternary Glaciation..., 1987; Четвертичные оледенения..., 1987).

Наиболее полно природная обстановка, существовавшая в Сибири в ледниковья, реконструируется по палинологическим данным для самарского (рисского) оледенения (Основные этапы..., 1968; Волкова, 1977; Алексеев, 1978). Вырисовывается гигантская перигляциальная суперзона, ограниченная с севера покровным ледниковым щитом и Ледовитым океаном и простиравшаяся от Уральских гор до Верхоянского хребта и далее до Охотского и Берингова морей, включая полуострова Чукотку и Камчатку. Южная окраина суперзоны распространялась, вероятно, на Монголию и бассейн Амура. Значительная часть гор Сибири была покрыта горными ледниками и горными тундрами. Обширные плоскогорья и равнины были заняты арктической тундрой, разнообразными тундровыми, лесотундровыми и своеобразными тундростепными (перигляциальные степи) ландшафтами (рис. I).

Во время оледенений резко смещались к югу ландшафтные зоны, исчезали леса, мигрировала в южные районы Сибири субарктическая и арктическая флора. По опубликованным оценкам миграция к югу растительных зон могла достигать 700-1100 км, это позволяет до-

пускать снижения среднегодовых температур на 7-8 °С, максимально на 8-10 °С (Ганеровой Сибири, 1984).

Когда впервые сформировалась сибирская перигляциальная су-персона? Ответ подсказывает хроно-климатостратиграфия плейстоцена, достаточно детально разработанная для последних 700-730 тыс. лет, относящихся к палеомагнитной эпохе Брунес. В общей геологической последовательности выделяется девять морен, которые при определенных допущениях, рассмотренных ранее, могут коррелироваться с четными ледниковыми стадиями от 2 до 18-й (Shackleton, Orduke, 1973). Это позволяет считать, что древнейшая мансийская морена, которая находится вблизи, но чуть выше границы Брунес/Матуяма, относится к 18-й стадии и может датироваться от 670 до 700-720 тыс.лет назад (Arkhipov, 1987; Архипов, 1989; Архипов, Куликов, 1989). Она обнаружена в Сибири пока только в Нижнеиртышском районе, но кроме того следы оледенения с возрастом около 700 тыс.лет описаны на Камчатке (Шило, Беспалый, 1974). Более древних эоплейстоценовых морен, которые относились бы к эпохе Матуяма, в Сибири не установлено.

Тем не менее имеются безусловные признаки сильных похолоданий в эту эпоху. Так, на юге Западной Сибири перигляциальный тип растительности впервые устанавливается по палинологическим данным для отложений верхней части убинской (ерестнинской) свит (пачек) (Волкова, 1977). Возраст этих отложений можно оценить в интервале 0,9-1,0 млн лет (см. статью С.А.Архипова в наст. сб.). Менее точно устанавливается время появления гипоарктических и арктических ценозов на Северо-Востоке СССР. Резкое похолодание до арктического и субарктического климата определяется в широком возрастном диапазоне позднего плиоцена (Шер и др., 1977а и б; Гитерман, 1985). К нему относятся кутуяхская и перекрывающая олерская свиты (Палеоген и неоген..., 1989), охарактеризованные находками фауны млекопитающих, которые сопоставляются соответственно с халпровской и раннетираспольской (или познетаманской для нижней олерской подсвиты). По палеомагнитным данным нижние олерские и верхнекутуяхские слои попадают в эпоху Матуяма. Породы нижней части кутуяхской свиты обладают прямой намагниченностью и могут быть датированы в интервале от эпизода Харамильо до олдувейского уровня и даже относится к эпохе Гаусс. С учетом фаунистических находок их возраст оценивается ориентировочно в

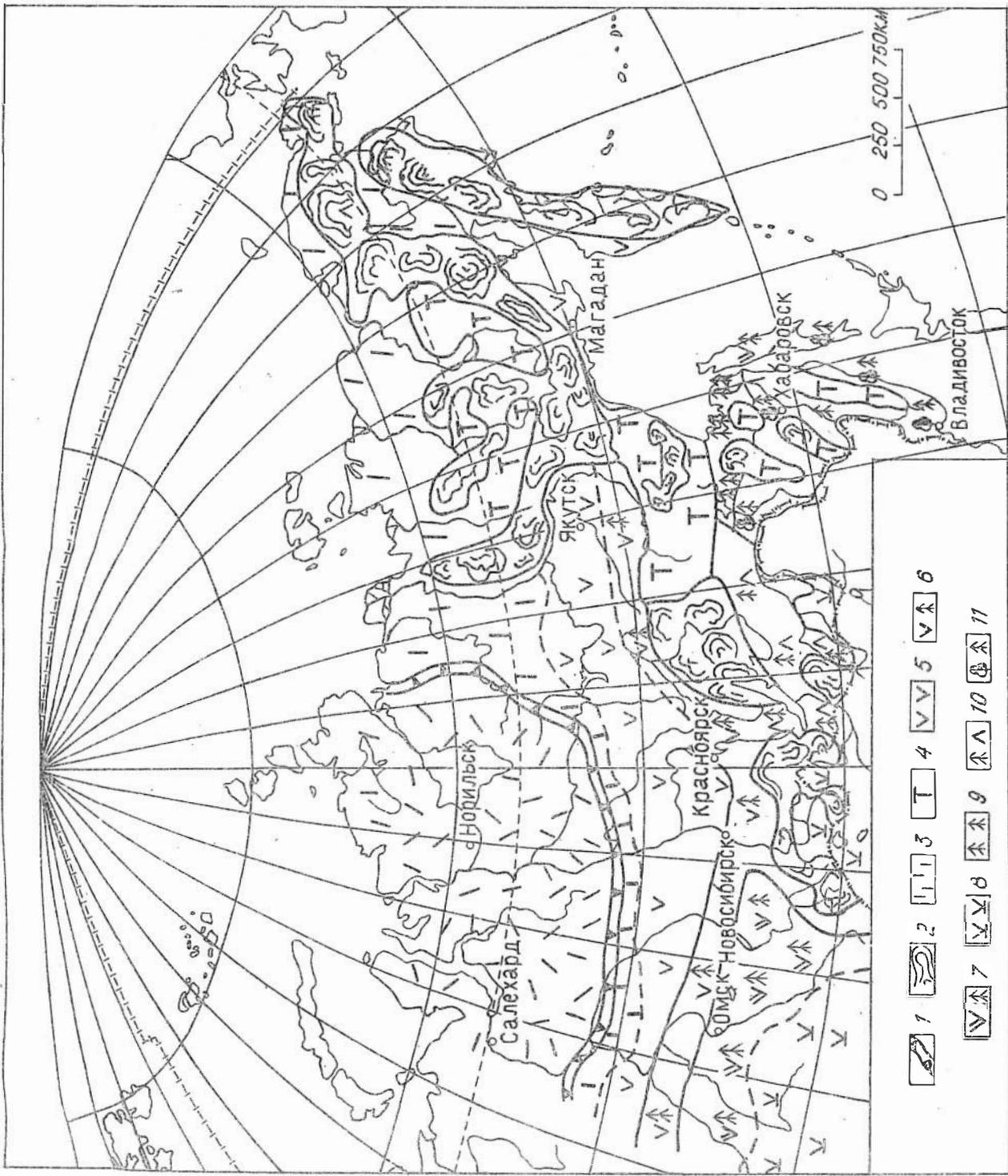


Рис. 1. Перигляциальная сулерзона во время самаровского оледенения:
 1 - покровные равнинные ледники; 2 - горные ледники и тундры; 3 - арктическая тундра; 4 - горная тундра; 5 - тундра; 6 - лесотундра; 7 - южная лесотундра; 8 - перигляциальные степи (тундростепи); 9 - редколесье; 10 - горное редколесье; 11 - елово-лиственные и березовые леса. При составлении схематических карт (рис. 1, 2, 3) использованы работы: Белова, 1975, 1981, 1983; Волкова, 1977; Шер и др., 1977 а, б; Гитерман, 1985; Морской...неоген..., 1990; Палеоген и неоген..., 1989; Решения всесоюз. стратиграф. совещ., 1983; Решения межвед. стратиграф. совещ., 1987

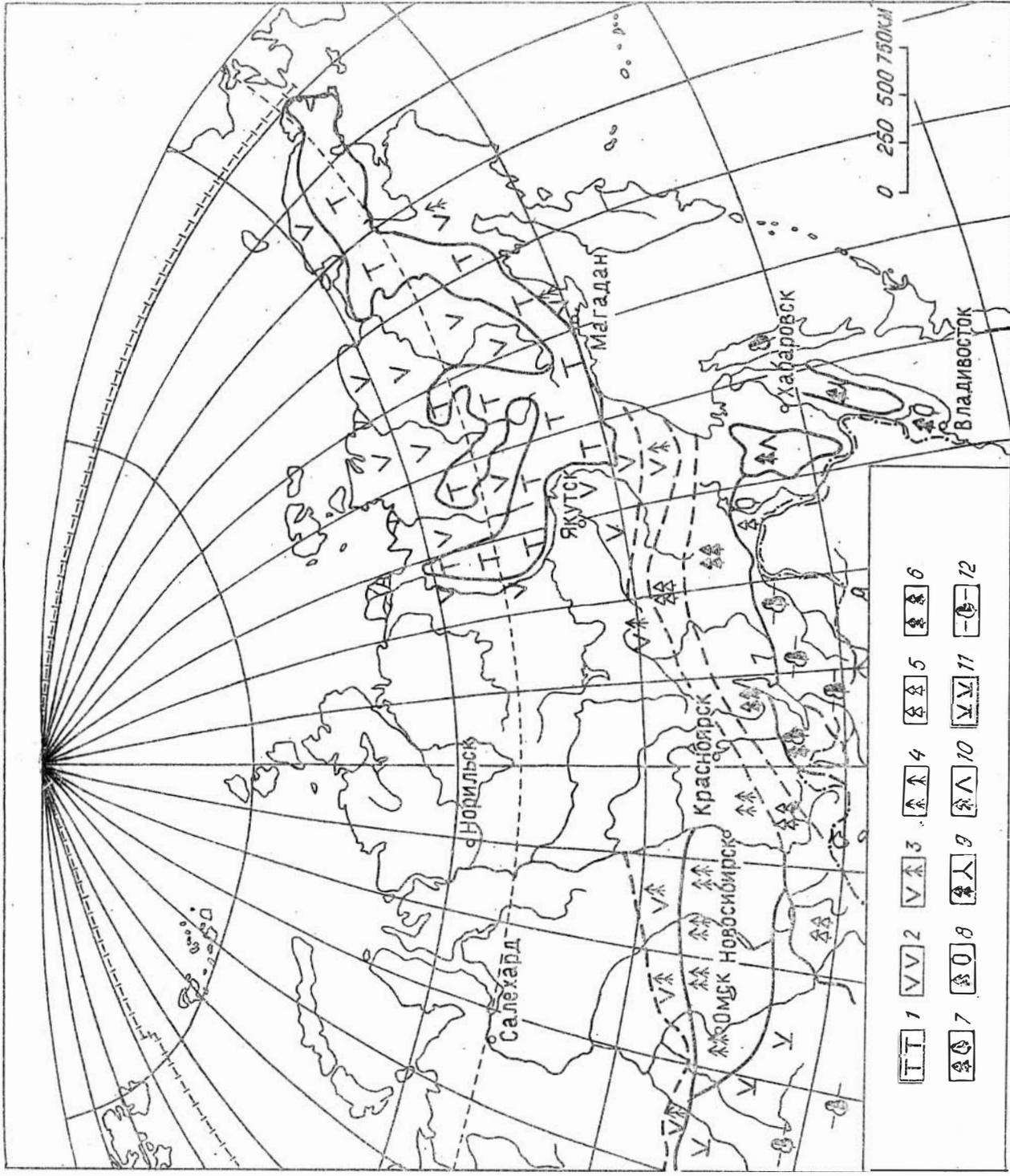


Рис. 2. Схематическая карта растительных зон предположительно для позднеплейстоценового (позднеангинского, раннеолерского) времени (0,9-1,0 млн лет назад):
 1 - горные тундры; 2 - тундра; 3 - лесотундра; 4 - редколесье; 5 - северная тайга; 6 - средняя темнохвойная тайга; 7 - южная тайга; 8 - таежные леса с примесью широколиственных пород; 9 - горные темнохвойные леса с примесью широколиственных пород; 10 - горно-таежные леса; 11 - перигляциальная степь (тундростепи); 12 - лесостепи

2 млн лет назад (Шер и др., 1977а). Примерно в это время и начинается зарождение сибирской перигляциальной суперзоны. В горах Северо-Востока СССР, от Верхоянья до Чукотки и на приморских низменностях рек Яна, Индигирка и Колыма, впервые появляются тундровые ландшафты. Постепенно расширяя ареал своего распространения, тундра появилась на юге Западной Сибири около 1 млн лет назад в позднеубинский век. Вероятно, с этого рубежа, как самого раннего, и следует начинать отсчет времени существования перигляциальной суперзоны. Возможно, он совпадает с эпизодом Харамильо в конце эпохи Матуяма.

Палеогеография позднеубинского века (~1 млн лет назад) вырисовывается достаточно определенно для Северо-Востока СССР, южной половины Западной и Средней Сибири и частично для Приморья (рис.2)*. Перигляциальные ландшафты занимали громадную территорию от Урала до Чукотки и только южные части Трансбайкальского региона и Приморья оставались еще в таежной зоне.

Для первого, мансийского, оледенения реконструкции, к сожалению, пока невозможны, но природный сценарий представляется близким к позднеубинскому времени.

Палеогеография последующего шайтанского оледенения (600-400 тыс. лет назад) восстанавливается суммарно, без разделения на раннюю и позднюю фазы из-за недостатка стратиграфических материалов (рис.3). В этот век покровные ледники на севере Сибири мало отличались от размеров самаровского щита и уже весь горный пояс южной Сибири был занят горными ледниками и горными тундрами. Еще больше сократилась лесная зона в Приморье и, вероятно, в Трансбайкальском регионе, хотя опубликованные материалы все еще остаются малочисленными и противоречивыми. Тем не менее существование сибирской перигляциальной суперзоны в шайтанское время бесспорно.

Суровый перигляциальный климат смягчался лишь в межледниковья, когда природные условия в Сибири приближались к современным. Так, для наиболее детально изученного каргинского теплого времени (55-23 тыс. лет назад) по палинологическим данным многих авторов восстанавливаются те же растительные зоны, что и в наши дни: обширная площадь таежных лесов в Западной и Средней Сибири с примесью широколиственных на Дальнем Востоке СССР, южнее которых располагались лесостепи и степи. Тундра сохранялась только

* См. вклейку.

вдоль арктических побережий и в горных странах. Среднегодовые температуры, вероятно, не превышали современные на 1–2 °С. Можно допустить, что при самых благоприятных климатических условиях, например, в казанцевское (рисс-вэрмское, земское) время и в оптимум голоцена тундра на севере Сибири почти полностью исчезла. Смещение современных растительных зон к северу могло достигать 500–600 км, повышение же среднегодовых температур – 4–5 °С (фанерозой Сибири, 1984). Тем не менее даже в межледниковья Сибирь отнюдь не становилась "райским уголком". Действительно, обратим внимание на среднюю продолжительность морозного периода в году в современное межледниковье. Морозная погода на территории Сибири держится от 210 до 300 дней в году. При этом заморозки наблюдаются в течение короткого лета на всем севере Сибири и Северо-Востоке СССР. Среднемесячные температуры января колеблются от –20 до –40 °С, а в Восточной Якутии опускаются еще ниже (Атлас..., 1984). Таким образом, сибирские зимы даже в межледниковые эпохи были для первобытного человека "малыми ледниковыми эпохами".

Сказанное позволяет постулировать, что первобытный человек мог существовать в Сибири только используя огонь. Вместе с тем, представляется, что одного умения поддерживать огонь после случайных пожаров было еще недостаточно. Пассивное поддержание огня требует наличия богатых запасов древесины, что неизбежно должно было ограничивать миграции в пространстве (лесной зоной) и во времени (межледниковья). Только овладение техникой воспроизводства огня должно было позволить первобытным охотничьим племенем обходиться даже самыми скудными ресурсами горючего материала и благодаря этому постепенно заселять сибирские перигляциальные тундры и степи. Таким образом, логично предполагать, что первые миграции могли осуществляться только в межледниковья и с первоначального этапа освоения (поддержания) огня.

Когда появился древний человек в соседних с Сибирью климатически более благоприятных регионах?

Судя по китайским источникам, наиболее древними являются в Китае остатки ланьтянского человека (*Pithecantropus lantianensis*). Его останки обнаружены около и ниже границы Брюнес/Матуяма и датированы в 800–750 тыс. лет. Более прогрессивные синантропы существовали в интервале 600–200 тыс. лет. Они уже умели разво-

дить или, по крайней мере, поддерживать огонь, судя по остаткам золы и древесного угля на стоянке Чжоукоудянь. По зернам сфена, обожженным в костре "Пекинским человеком" (извлеченным из золы слоя I0), по трекам получена дата в 462±45 тыс.лет (Watanabe, Kadar, 1985). Существенно отметить, что китайские питекантропы моложе яванских, останки которых обнаружены в Сангиране нижеупомянутой палеомагнитной границы (возраст *P.modjiokertensis* и *Homo erectus* соответственно оценивается примерно в 0,9 и 1,0 млн лет). В свою очередь, древнейший человек из Сангирана на 0,4–0,5 млн лет моложе раннего питекантропа в Африке, из Кооби-Фора (1,5–1,6 млн лет) и моложе *H. erectus* из верхов слоя II Олдувея. Намечающаяся возрастная цепочка, очевидно, отражает процесс миграции древнего человека, постепенного расширения Эйкумены. Об этом же свидетельствуют и датировки отложений (от 1,5 до 0,15 млн лет), содержащие остатки ашельской культуры в Африке, Европе и Азии (Vue et al., 1987).

В Средней Азии устанавливаются хронологические различия в эволюции культур каменного века между западными и восточными районами. В Западном Казахстане и Южном Таджикистане эволюция прослеживается от протолеваллуа-ашеля (аналог Олдувея) и каратауской культуры, имеющей сходство с галечной. Последняя четко привязана к интервалу от 800 до 70 тыс.лет назад (Ранов, 1990; Аубекеров, 1990). На северо-востоке Казахстана, вдоль долины Иртыша и севернее оз.Балхаш, эволюция начинается позже, с более молодой культуры леваллуа-ашеля и соответственно со среднего плейстоцена (Аубекеров, Артихов, 1990), примерно с 400 тыс. летнего рубежа по сибирской хроностратиграфической шкале (Arkhipov, 1987; Архипов, 1989).

Таким образом, наиболее раннее появление людей по соседству с Сибирью относится ко времени около 800 тыс.лет назад, а у её границ (на Иртыше) – около 400 тыс.лет назад. Признаки использования огня синантропами устанавливаются для периода в 500–400 тыс.лет назад. Все эти данные подсказывают вывод о том, что первая миграция в Сибирь могла произойти в тобольское (мицдель-рисское, гольштейнское) межледниковье. Оно фиксируется на палеоклиматической кривой, как весьма благоприятное со среднегодовыми температурами на 3–4 °C выше современных и продолжительное (400–270(260) тыс.лет назад) время, тогда как предшествующий палео-

климатический ритм относится к шайтанскому оледенению (600–400 тыс. лет назад).

Из сказанного следует, что с тобольским и последующими, ширинским (интеррисским) и казанцевским (рисс-вюрмским, земским) теплыми интервалами, которые предшествовали "собственно мустьерской эпохе" в Средней Азии (Ранов, 1990; Гладилин и др., 1990), можно связывать сибирские варианты галечных и ашельских культур. В этот период своей истории человек был еще частью биоты. Он входил в состав грандиозных миграционных потоков фауны и флоры, устремлявшихся в межледниковья в пределы Сибири и покидавших её с началом оледенений.

Более ранние миграции (в теплые интервалы в пределах между 800–400 тыс. лет назад) теоретически хотя и возможны, но представляются менее вероятными. Наконец, гипотеза 3,3–3,5 млн лет возраста галечной культуры в Сибири, например Дириंगा, – не логична с изложенной позиции и требует признания якутской прародины Человечества (Иочанов, 1981а, б). Эта гипотеза представляется менее обоснованной, чем миграционная концепция.

Существенно отметить сходство геологической и геоморфологической позиций казахстанских и сибирских местонахождений каменной индустрии. Они приурочены обычно к галечникам, залегающим на междуречьях, на возвышенностях и высоких террасах (Хроностратиграфия..., 1990). Местонахождения открытого типа (или под чехлом молодых эоловых и делювиальных осадков) нигде не содержат захоронений человека и всегда оторваны от воды (от рек и озер). Это позволяет считать их временными мастерскими, а не местами обитания древних людей. Гальки и валуны несут следы коррозии, а в Сибири и морозного выветривания. Все это вместе взятое позволяет предполагать, что время обработки камня может значительно отличаться от возраста галечников.

С огнем в руках в Сибирь могли прийти, вероятно, Homo sapiens neanderthalensis. Они пришли из Средней Азии, где собственно мустьерская эпоха начинается с раннего вюрма, после 70 тыс. лет назад, по В.А.Ранову (1990). Вместе с тем, ранние неандертальцы появились еще в рисское время (около 300 тыс. лет назад). В Европе отмечается сосуществование индустрий позднего ашеля и раннего мустье, а в Сибири первые находки мустьерских орудий предположительно относят к казанцевскому (рисс-вюрмскому) веку (Хроностра-

тиграфия..., 1990). Не следует ли из этого, что обширная миграция неандертальцев в южную Сибирь и вплоть до границ Китая и Индии могла стать причиной оттеснения племен с ашельской (и галечной?) культурой на периферию сибирской эйкумены? Не в этом ли разгадка феномена Диринга?

Поздние неандертальцы, вероятно, уже существенно обособились от биоты и вступили в эпоху "покорения природы" (100-40 тыс. лет назад, по В.А.Зубакову, 1990). Однако и они еще не были постоянными обитателями Сибири, судя по тому, что их костные останки не обнаружены на сибирских-мустьерских стоянках. Лишь люди позднего палеолита, очевидно, в совершенстве овладевшие техникой воспроизводства огня, начали постепенно заселять эту суровую страну. С середины каргинского века (30-35 тыс.лет назад) появились оседлые поселения сначала в Южной Сибири, а позднее осваивались ее центральные и северные районы (Лаухин, 1990; Величко и др., 1990; Хроностратиграфия..., 1990).

Подведем итог. Становление в Сибири перигляциальной суперзоны с чрезвычайно суровой природой относится примерно к 0,9-1,0 млн лет назад. Миграция в ее пределы древних людей была возможна только в межледниковья и, скорее всего, при условии использования огня. Принимая во внимание, что у юго-западной границы Сибири, на Иртыше, человек появился, вероятно, около 400 тыс.лет назад, а время, с которого синантропы стали применять огонь, определяется в 500-400 тыс.лет назад, первое появление первобытных племен в Сибири предполагается в тобольское (миндель-рисское) межледниковье. Более поздние следы обширной миграции приходятся на мустьерскую эпоху, на зырянское (ранний вюрм) и, возможно, казанцевское (рисс-вюрм, эем) время. Лишь с каргинского века позднепалеолитические люди становятся постоянными обитателями Сибири.

Список литературы

- АЛЕКСЕЕВ М.Н. Антропоген Восточной Азии. - М.: Наука, 1978. - 203 с.
- АРХИПОВ С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири //Геология и геофизика. - 1989. - № 6. - С.13-22.

- АРХИПОВ С.А., КУЛИКОВ О.А. Стратиграфия и термолуминосцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.31-40.
- АТЛАС СССР. - М.: ГУТК, 1984.
- АУБЕКЕРОВ Б.Ж. Геологический возраст основных палеолитических памятников Казахстана // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки. - Новосибирск, 1990. - С.44-47.
- АУБЕКЕРОВ Б.Ж., АРТЕЖОВ О.А. Общие аспекты изучения палеолита Казахстана // Там же. - С.48-50.
- БЕЛОВА В.А. История развития растительности котловины Байкальской рифтовой зоны. - М.: Наука, 1975. - 142 с.
- БЕЛОВА В.А. Палинология и стратиграфия плейстоцена Чарской котловины // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. - М., 1981. - С.78-100.
- БЕЛОВА В.А. Динамика флоры, растительности и климата позднего кайнозоя юга Восточной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. - Новосибирск, 1983. - С.69-76.
- БЕЛОВА В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - 158 с.
- ВЕЛИЧКО А.А., КУРЕНКОВА Е.Н., ГРИБЧЕНКО Ю.Н. Ландшафтные изменения и особенности заселения Северной Евразии в позднем плейстоцене // Там же. - С.80-87.
- ВОЛКОВА В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. - М.: Наука, 1977. - 235 с.
- ГИТТЕРМАН Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. - М.: Наука, 1985. - 96 с.
- ГЛАДИЛИН В.Н., РАНОВ В.А., СИТЛИВЫЙ В.Н. Опыт корреляции стоянок лессового палеолита в Евразии // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки. - Новосибирск, 1990. - С.114-123.
- ЗУБАКОВ В.А. Эволюция первобытного человека и климат // Там же. - С.181-187.
- ЛАУХИН С.А. Палеогеографические проблемы заселения Северной Азии палеолитическим человеком и миграция его в Северную Америку // Там же. - С.215-222.

- МОРСКОЙ и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып.2. Плиоцен. - Магадан: Изд. СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. - 48 с.
- МОЧАЛОВ Ю.А. Древнейший палеолит Диринга (стратиграфия и геологический возраст памятника). - Якутск: Изд. ИЛИ ЯНЦ СО АН СССР, 1988а. - 41 с.
- МОЧАЛОВ Ю.А. Древнейший палеолит Диринга: археологический возраст памятника и проблема внетропической прародины Человечества. - Якутск: Изд. ИЛИ ЯНЦ СО АН СССР, 1988б. - 35 с.
- ОСНОВНЫЕ этапы развития растительности северной Азии в антропогене. - М.: Наука, 1968. - 269 с.
- ПАЛЕОГЕН и неоген Северо-Востока СССР. - Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. - 181 с.
- РАНОВ В.А. О восточной границе мустьерской культуры // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки. - Новосибирск, 1990. - С.262-268.
- РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.Ш. Четвертичная система: Объяснит. зап. - Л., 1983. - 82 с.
- РЕШЕНИЯ Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР: Объяснит. зап. - Магадан, 1987. - 241 с.
- ФАНЕРОЗОЙ Сибири. Т.2. Мезозой и кайнозой. - Новосибирск: Наука, 1984. - 149 с.
- ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки: Докл. Междунар. симпозиума. - Новосибирск, 1990. - 307 с.
- ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ оледенения на территории СССР. - М.: Наука, 1987. - 126 с.
- ШЕР А.В., ВИРИНА Е.И., ЗАКИГИН В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщи в Нивозьях Колымы // Докл. АН СССР. - 1977а. - Т.234, № 5. - С.1171-1174.
- ШЕР А.В., ГИТЕРМАН Р.Е., ЗАКИГИН В.С., КИСЕЛЕВ С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1977б. - № 5. - С.69-83.
- ШИЛО Н.А., БЕСПАЛЫЙ В.Г. Нижняя граница плейстоцена Камчатки // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. - Магадан, 1974. - С.3-8.

- ARKHIPOV S.A. Pleistocene Chronostratigraphy in Northern Siberia // Proc. 1 - Intern. coll. Quat. Strat. Asia and Pacific area. Osaka, 1986 / M. Itihara, T.Kamei (Editors). Init.Rep. INQUA Comm. Quat. Strat. - Osaka, Japan, 1987. - P.163-177.
- BYE B.A., BROWN F.H., CERLING Th.E., McDOUGALL I. Increased age estimate for the Lower palaeolithic hominid site at Olorgesailic, Kenya // Nature. - 1987.-Vol.329, N 6136. - P.236-239.
- QUATERNARY Glaciations in the Northern Hemisphere: Report of the IGCP, project 24 / Editors V.Sibrava, D.Q.Bowen, G.M.Richmond.-Oxford; New York; Toronto; Sydney: Pergamon Press, 1986. - 513 p. (Quat. Sci. Rev.; vol.5).
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic Stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-38: Oxygen isotope temperatures and ice Volumes on a 10^5 and 10^6 year Scale // Quatern. Res. - 1973. - Vol.3. - P.39-55.
- WATANABE N., KADAR D. Quaternary Geology of the Hominid Fossil Bearing Formations in Java // Geol. Res. Developm. Centre, Spec. Publ. - 1985. - N 4. - P.1-378.

Л.А.Орлова, Т.П.Левина

РАЗВИТИЕ ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ И ДРЕВНИХ КУЛЬТУР БАРАБЫ
ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

Барабинская равнина, благодаря своему расположению на границе лесной и степной зон, является уникальной природной лабораторией для разработки климатостратиграфии голоцена. В ее пределах наиболее ярко проявились все особенности палеогеографической обстановки голоцена. Специфика природных условий сказалась и на развитии древней культуры человека, населявшего её в различные хронологические эпохи.

История культур на территории Барабы начинается с палеолитической стоянки Волчья Грива, расположенной в 60 км к югу от станции Каргат, на плоской вершине высокой, хорошо выраженной в

рельефе гривы. Этот памятник, датированный по костным остаткам мамонта в 14200 ± 150 и 14880 ± 150 лет, уникален тем, что для него характерна специфическая культура позднего палеолита - "костяная культура" (Окладников и др., 1971), распространение которой ограничивается только территорией Барабы. Дальнейшая ее история неясна: шла ли она по пути культурной дифференциации и большей специализации хозяйственной деятельности человека или же оказалась тупиковой. На территории Барабы не обнаружено отложений первой половины голоцена (Хотинский, 1977; Орлова, 1990), не выявлено также и культурных остатков, несомненно относящихся к мезолиту.

Вновь следы человека встречаются на территории Барабы в атлантическом периоде. Об этом свидетельствует неолитический памятник Протока, расположенный в Кыштовском районе. Поселение охарактеризовано четырьмя датами по костным останкам человека из погребений: 5425 ± 200 , 5735 ± 45 , 6200 ± 90 и 6355 ± 200 лет (см. таблицу). Неолитические поселения, как правило, тяготеют к долинам рек или проточных озер и несут следы повсеместного перехода к оседлости. Судя по палинологическим данным, в это время в Барабе были широко распространены степные ландшафты, занятые злаково-полынными ассоциациями. Древесная растительность, где преобладала сосна, произрастала только по берегам рек и водоемов. Значительное сокращение размеров испытали озера, что свидетельствует о некоторой аридизации климата, на фоне которой развивалась присваивающая форма хозяйства. Основной хозяйственной деятельностью неолитического человека, судя по собранному остеологическому материалу, была охота и, в меньшей степени, рыболовство (Молодин, 1977).

Сравнительно полнее изучены на территории Барабы культуры бронзового века (Молодин, 1985). Известно свыше 10 памятников байрынской культуры, расположенных в основном на пойменных заливных террасах. Остеологический материал, собранный в районе этих памятников, свидетельствует о присваивающей форме хозяйства их обитателей, основными отраслями которого были охота, рыболовство, собирательство. Изучено также несколько памятников одиновской культуры, остеологический материал которых позволяет сделать вывод, что для обитателей этого времени характерно многоотраслевое присваивающее хозяйство: охота, рыболовство, собирательство,

Схема корреляции материальных культур и растительных ландшафтов Барсаи
во второй половине голоцена

Археологическая культура	Хозяйственный уклад	14С возраст памятников, тыс. лет	Растительные ландшафты	14С рубежи палинозон, тыс. лет	
Эпоха железа	Скотоводство. Вспомогательное - охота, рыболовство, земледелие	3170±30 2405±25 2490±50 2850±25	Учла-I Омь-I Еловка-II Преобра-женка-3	Березово-сосновая лесостепь со злаками, полынями	600
	Скотоводство. Вспомогательная роль - охота, земледелие			Осокозлаковая степь с эфедрой	1300
Ирменская	Скотоводство. Подчиненная роль - охота, земледелие	3250±20 3480±25	Еловка-II "- "-	Березово-сосновая лесостепь с елью, пихтой	2360
	Многоотраслевое хозяйство на производимой скотоводческой основе	3650±45 3805±65 4125±30 3690±70	Омь-I Сопка-2 "- "-	Березово-сосновая лесостепь с елью по долинам рек, с кустарниковыми березками	3100
Андроновская	Переходный от присваивающей к производящей экономике - скотоводству	4850±60 4975±140	"- "-	Березово-сосновая лесостепь с пихтой, вязом, вересковыми, кустарниковыми березками, болотной растительностью, папоротниками	4100
Кротовская	Присваивающий тип хозяйства: охота, рыболовство, собирательство	5424±200 5735±45	Протока "- "-		5450
Одиновская	Присваиваемая форма хозяйства: охота на водоплавающую птицу. Подчиненная роль - рыболовство, охота на животных, собирательство	6200±90 6355±200	"- "-	Злаково-разнотравная степь	6650

а также присутствуют элементы производящего хозяйства – скотоводства. Радиоуглеродных датировок для памятников этих культур нет.

Кротовская культура датирована по могильнику памятника Сопка-2, расположенному в Центральной Барабе, в устье Оми и Таргаса. Выполнено двадцать определений возраста ^{14}C методом по костным останкам человека, частные результаты которых колеблются от 3690 ± 70 до 5390 ± 380 лет для различных погребений. Обнаруживается довольно значительное расхождение ^{14}C дат (более 1000 лет) с археологическим возрастом (XVI–XIII вв. до н.э.). Судя по ^{14}C датам, Сопка-2 представляет собой один из наиболее ранних памятников кротовской культуры. Зарождение этой культуры совпадает с переломным моментом в изменении ландшафтно-климатической ситуации в этом регионе. На рубеже атлантического и суббореального периодов отмечается заметное облесение территории, связанное с изменением относительно теплых и засушливых климатических условий на влажные и прохладные. Сравнительно засушливые степные ландшафты сменяются лесостепными с пихтой, вязом, вересковым и кустарниковой березкой. Для кротовской культуры характерно многоотраслевое хозяйство на производящей скотоводческой основе, в то же время значительное место в экономике занимала охота.

Андроновская культура появилась на территории южной Сибири во втором тысячелетии до н.э. (Косарев, 1981) и принесла с собой более прогрессивную форму хозяйства, главенствующую роль в котором уже занимало скотоводство. Присутствуют элементы других отраслей хозяйства – собирательство, охота, рыболовство, имеются также косвенные признаки наличия земледелия. Эта культура датирована нами по Еловскому могильнику. Выполнено три определения возраста по древесине и костям в 3250 ± 20 , 3480 ± 25 и 3650 ± 45 лет. Первая дата хорошо согласуется с археологическим возрастом (XIII–XII вв. до н.э.), две другие удревели андроновскую культуру, по крайней мере, на два–три столетия. В то же время хорошая сходимость результатов датирования по разнохарактерному углеродсодержащему материалу – кости, древесина – не оставляет сомнений в их достоверности. Судя по данным палинологии и ^{14}C датирования, появление андроновской культуры не находит четких связей с перестройкой природных условий обитания человека, как это наблюдалось для более ранних культур. Ландшафтно-климатические условия

оставались практически прежними – лесостепными, в целом близкими к современным. Очевидно, начиная с андроновского времени, зависимость человека от природно-климатических условий ослабевает. На первый план в развитии общества выдвигаются социальные закономерности.

В конце II тыс. до н.э. на смену андроновской культуре приходит ирменская. Она изучена на территории Барабы по ряду памятников. Обнаруженные в них предметы материальной культуры и остеологический материал позволяют говорить о ярко выраженной производящей системе экономики при главенствующей роли скотоводства, присутствует земледелие.

Памятник эпохи поздней бронзы Преображенка-3, находящийся в Чановском районе, в 3 км к западу от с. Старая Преображенка, датирован по пробе угля, взятой из ритуального кострища. Возраст составил 2850 ± 25 лет, что очень хорошо согласуется с археологической датировкой – X–VIII вв. до н.э.

Памятник Омь-I расположен в Центральной Барабе, на правом берегу Оми, в 2 км к западу от одноименного села. Представляет собой зольник, стратиграфически состоящий из трех культурных слоев. Нами датировались три пробы, характеризующие, судя по данным археологии, нижний ирменский горизонт. Дата по углю составила 2405 ± 25 лет, что подтверждает археологический возраст. Две другие пробы – уголь и кости, дублирующие друг друга и происходящие, по данным археологии, из хозяйственных ям на дне ирменского жилища, показали возраст 3505 ± 25 и 3375 ± 45 лет. Эти две даты удревнили ирменскую культуру до андроновского уровня. Великолепная сходимости дат по разнохарактерному материалу не дает нам оснований считать их ошибочными. С точки зрения радиоуглеродной хронологии они достаточно надежны. Очевидно мы должны допустить одновременное существование этих культур на начальном этапе ирменской культуры, либо искать альтернативный вариант интерпретации ^{14}C дат. Но возможно, что углубления на дне ирменских жилищ ошибочно квалифицированы как хозяйственные ямы ирменского времени, может быть это фрагменты каких-либо сооружений предшествующей андроновской эпохи.

Городище Чича-I, относящееся к переходному времени от эпохи бронзы к раннему железу, расположено в южной части Барабинской лесостепи. Полученная нами дата 3170 ± 30 лет расходится с

археологической не менее чем на 400 лет. Но эта датировка получена по гумусу почвенного горизонта из-под оборонительного вала, которым обнесено жилище, и конечно же не отражает с необходимой точностью время его сооружения. Ее следует интерпретировать как нижний возрастной рубеж времени сооружения оборонительного вала, т.е. время обитания городища Чича-I не может быть древнее 3170 ± 30 лет.

Так же как и во время существования андроновской культуры, в ирменское время на территории Барабы продолжает господствовать лесостепной тип растительности. Похолодание климата вызвало лишь незначительное изменение в составе травянистой растительности: широко развились верескоцветные.

В начале субатлантического периода эпоху бронзы сменяет эпоха железа, хронологический рубеж которой устанавливается на уровне 2,5 тыс. лет назад.

Проведенные исследования показали, что климат Барабы во второй половине голоцена был неоднородным и предопределял характер ландшафтных зон, что, в свою очередь, оказывало влияние на формирование экономического потенциала в условиях развития первобытного общества. Изменение климата и общая палеогеографическая обстановка являлись основным фактором в развитии древней культуры. Природная обстановка второй половины голоцена – степные, лесостепные ландшафты – благоприятствовала ведению скотоводства. Важным экономическим подспорьем для обитателей Барабы являлись охота, особенно на водоплавающую птицу, и рыболовство.

Следует отметить, что остатки материальных культур эпох бронзы и железа практически все связаны с современным почвенным горизонтом, но характерны тем, что именно в это время повысилась интенсивность антропогенного влияния на динамику природных процессов. В связи с этим геохронологические исследования эпох бронзы и железа становятся важными для выделения антропогенных рубежей голоцена, отражающих изменение ландшафтов под влиянием хозяйственной деятельности человека.

Анализ палеоботанических данных и радиоуглеродного датирования позволяет говорить о том, что смена хронологических этапов в развитии материальных культур совпадает с палеогеографической перестройкой в ландшафте Барабинской лесостепи, обусловленной климатическими изменениями. Достаточно четко прослеживаются ру-

бежи смены эпох неолита и бронзы на уровне 5450 лет назад на границе перехода от атлантического к суббореальному периодам, а бронзы и железа на уровне 2360 лет назад на границе суббореального и субатлантического периодов. С меньшей степенью достоверности, из-за малого количества данных, определяется хронологический уровень перехода от палеолита к мезолиту и от мезолита к неолиту. На наш взгляд, они совпадают с плейстоцен-голоценовым (10200 лет назад) и бореально-атлантическим (8000 лет назад) контактами хроностратиграфической шкалы соответственно.

Список литературы

- КОСАРЕВ М.Ф. Бронзовый век Западной Сибири. - М.: Наука, 1981. - 278 с.
- МОЛОДИН В.И. Эпоха неолита и бронзы лесостепного Обь-Иртышья. - Новосибирск: Наука, 1977. - 158 с.
- МОЛОДИН В.И. Бараба в эпоху бронзы. - Новосибирск: Наука, 1985. - 199 с.
- ОКЛАДНИКОВ А.П., ГРИГОРЕНКО Б.Г., АЛЕКСЕЕВА Э.В., ВОЛКОВ И.А. Стоянка верхнепалеолитического человека Волчья Грива // Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. - Новосибирск, 1971. - С.87-131.
- ОРЛОВА Л.А. Голоцен Барабы: Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. - Новосибирск: Наука, 1990. - 128 с.
- ХОТИНСКИЙ Н.А. Голоцен Северной Евразии. - М.: Наука, 1977. - 200 с.

С.С.Сухорукова

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОГЛЯЦИКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Известно, что климаты межледниковий плейстоцена описаны достаточно подробно с использованием климатической информативности биоты: палеофлоры, палеофауны, палеопочв. Те же компоненты, весь-

ма скудные для перигляциальных отложений ледниковых эпох, характеризуют лишь в общем виде суровый, резко континентальный климат оледенений. Палеоклиматические сценарии оледенений плейстоцена зачастую трудно воссоздаваемы, так как требуют актуалистических сведений и сопоставлений, банка данных, которые ограничены или отсутствуют вовсе, что сдерживает физико-математическое моделирование морфологии ледниковых покровов и их палеоклиматологии (Тронов, 1981).

Существенное дополнение дает палеоклиматическая интерпретация палеогеографических данных, полученных по литологическим показателям состава и условий формирования ледниковых отложений. В гляциокомплексе морены занимают особое положение, являясь источником гляциологической информации наступавших и деградировавших ледниковых покровов (Морены..., 1987; 1988). Литогенетическое сравнение гляциокомплексов приводит к выводам по гляциологии и палеогляциоклиматологии.

Реальность подобных реконструкций обеспечена необходимой стратиграфической основой, суммированной С.А.Архиповым (1989) в хронологической шкале ледникового плейстоцена севера Западной Сибири. Важные данные получены в ходе геологической съемки и геоморфологического изучения ледниковых форм рельефа и в особенности краевых образований. К настоящему времени проведены границы среднечетвертичных (самаровское, тазовское) и позднечетвертичных стадий оледенений по краевым поясам, выраженным в рельефе (надымский, онецкий, танамский, ямало-гыданский) (Палеогеография..., 1980; Архипов, Исаева, 1987).

Очевидно, что палеогеографическая карта границ ледниковых покровов и их рельефа уже даёт необходимую характеристику климата, несмотря на отсутствие оценок температур и осадков. Их современной климатологии известно, что границы области распространения ледников соответствуют зоне постоянных снегов со средней температурой ниже -10°C . Поэтому вопрос о южных границах распространения ледниковых покровов, их внутренней структуре имеет прямое отношение к палеоклиматическим сценариям оледенений плейстоцена.

Дискуссионна южная граница максимального раннезырянского оледенения позднего плейстоцена. Новые хронологические данные, полученные автором по гляциокомплексам долины Среднего Енисея, позволяют утверждать, что краевые образования южнее и севернее

пос. Туруханск (черноостровские и ангутихинские) ограничивают раннезырянский ледниковый покров. Тогда как крупный выводной ледник по Енисейской депрессии, фиксированный Елогуйским и Бахтинским конечно-моренными валами, является стадией тазовского среднеплейстоценового ледника (Сухорукова и др., 1990).

Позднезырянское сартанское оледенение по петрографо-литологическим показателям представляется автору в минимальном варианте, не выходящем далеко из предгорий и центров оледенений. Кроме южной границы ледниковых покровов, важен вопрос о местонахождениях центров оледенений. Установлено, что в эпохи плейстоценовых оледенений существовали три центра питания льдом: 1 – Урал, 2 – Средне-Сибирское плоскогорье, северная часть Таймыра, плато Путоран и 3 – шельф Карского моря с арктическими островами. В решении этого вопроса большую роль сыграли литопетрографические работы. К настоящему времени по единой методике изучены гранулометрия, минеральный состав, петрография гальки гравия, их количественное распределение и ориентировка в моренах, обнажающихся в долинах Оби, Иртыша, Енисея. Для конкретных районов создана, помимо петрографической, специальная палеогеографическая классификация обломков (по признаку удаленности источников питания) пород местной, транзитной и экзотической групп. Таким образом, была выявлена внутренняя структура самаровского, тазовского, раннезырянского покровов (Морены..., 1987). Ледниковая зона Западной Сибири разделилась на три палеогляциорегиона: Уральский, Средний и Средне-Сибирский, которые соответствуют наиболее высокому рангу палеогеографического районирования и отражают распространение трех ледниковых покровов с тремя самостоятельными центрами оледенений.

Анализ площадей возвышенных центров оледенений и прилегающих равнин растекания ледниковых потоков показал их прямо пропорциональную зависимость. Чем больше площадь центра оледенения, тем большую площадь равнин перекрывали ледниковые покровы. Это положение особенно ясно проявляется для Фенноскандинавского палеогляциорегиона на Русской равнине и Средне-Сибирского – в Западной Сибири. При этом площадь Урала оказывается недостаточной для Зауральского и Приуральского палеогляциорегионов. Исходя из площадей ледниковых зон равнин, принятых за 100 %, дефицит северных центров оледенений оценивается в 30 %.

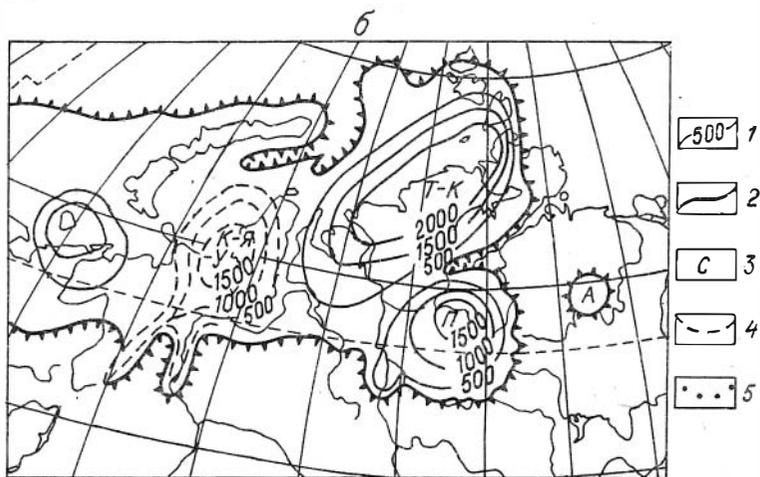
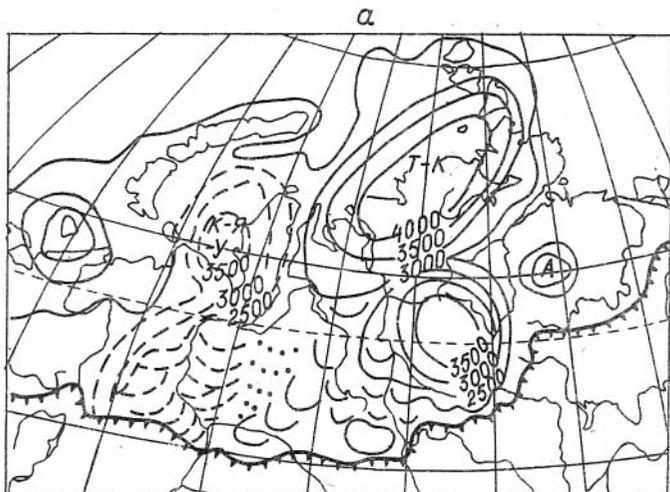
Значения дефицита примерно одинаковы для Русской и Западно-Сибирской равнин. Возможно, в действительности, он был еще больше. На основании этого следует признать необходимым существование северных центров оледенений на шельфе Баренцева и Карского морей.

Общая палеогляциогеологическая схема времени самаровского и раннезрянского ледниковый представлена на рисунке. При восстановлении морфологии и высоты ледниковых щитов использован опыт реконструкции палеоклиматических показателей максимальной фазы валдайского оледенения, по А.А.Асееву и А.Н.Маккавееву (1985). Структура растекающегося ледникового покрова восстановлена по картине распространения валунов-индикаторов и тяжелых минералов основных морен.

Во время максимального среднечетвертичного оледенения наибольшим по размерам был Средне-Сибирский покров ($85 \cdot 10^3 \text{ км}^2$). Зародившись на плато Путоран и слившись с Быранго-Таймырскими льдами, этот покров занял восточную половину равнины до р.Пур, продвинулся в её центр в район Сургута и далее до Иртыша. Форма его приобрела западную асимметрию. Уральский ледниковый покров ($46 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) прошел по палеодолине Оби, Северной Сосьвы, заполнил долину р.Казым, надвинулся на Белогорский материк и остановился у Ханты-Мансийска. Наименьшим по площади ($28 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) был Срединный покров, двигавшийся с Карского шельфа и не дошедший до широтной Оби.

Помимо палеогеографически-пространственного изменения состава морен, связанных с разбавлением компонентов при движении ледников от центра к окраинам покрова, существует палеогеографически-временная закономерность изменения состава. Установлено, что в каждом моренном горизонте (снизу вверх) происходит увеличение доли экзотического дальнепринесенного материала при уменьшении местного, подстилающего (Сухорукова и др., 1989). Приток обломков из центра нарастает во вторую половину ледниковья при гляциоизостатическом подъеме центров и усилении экзарационной деятельности ледников.

Кроме литопетрографических данных для реконструкции палеогляциоклиматологии большое значение имеет литофациальный анализ ледниковых отложений. Гляциокомплексы закономерно сочетают фации основных морен (условия отрицательных температур), фации сплыв-



Реконструкции ледниковых покровов и центров самаровского (а) и раннезырянского (б) оледенений Западной Сибири. Центры: Карско-Ямально-Уральский (К-Я-У); Таймыр-Карский (Т-К); Путоранский (П), Анабарский (А) с палеоизогипсами (I) ледниковых щитов, по А.А.Асееву, А.Н.Маккавееву (1985). Границы ледниковых покровов: 2 - общая максимального растекания льдов (растекание ледниковых покровов); 3 - Средне-Сибирского; 4 - Уральского; 5 - Срединного

ных морен (колебания температур отрицательных, нулевых и положительных при участии воды) и группу озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений, как показателей гидрологического стока ледниковый.

К настоящему времени проведен литологический анализ тепло- и влагообеспеченности части гляциокомплексов на Енисее и Оби (Астахов, Зольников и др., 1986; Сухорукова, Шевко, 1987; Зольников, 1990).

Выявлено, что на Среднем Енисее тазовский ледниковый покров в районе от р.Бахта до р.Фатъяника сформировал гляциокомплекс с почти равным по мощности соотношением фаций отрицательных и нулевых температур. Фации водно-ледниковые положительных температур (озерно-ленточные, флювиогляциальные) распространены локально. Можно думать, что температурный режим тазовского ледникового покрова был достаточно "теплым" и скорее отвечает второй фазе самаровского оледенения. Широкое развитие оплывных фаций установлено в разрезах раннезырянского гляциокомплекса на нижней Оби и Енисее. Вместе с повышенной мощностью озерно-ледниковых, озерных и потоковых отложений они свидетельствуют о холодно-влажных условиях дегляциации покрова. Сравнивая тазовский и раннезырянский гляциокомплексы, видим, что условия дегляциации первого были "теплее и суше", а раннезырянского относительно "холоднее и влажнее". Эти условия связаны с различием климатов последующих теплого казанцевского межледниковья и умеренно холодного каргинского межстадиала.

Намеченные реконструкции режимов ледниковых покровов подтверждаются палеоклиматическими данными, полученными другими методами.

Список литературы

- АСЕЕВ А.А., МАККАБЕЕВ А.Н. Опыт реконструкции некоторых палеоклиматических показателей в области ледниковых щитов // Методы реконструкции палеоклиматов. - М., 1985. - С.113-119.
- АСТАХОВ В.И., ЗОЛЬНИКОВ И.Д., КАРПОВ Е.Г. Строение залежи ископаемого льда на Енисее в связи с ее происхождением // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1986. - С.146-153.

- АРХИПОВ С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.20-30.
- АРХИПОВ С.А., ИСАЕВА Л.Л. Оледенения северной половины территории СССР. Сибирь // Четвертичные оледенения на территории СССР. - М., 1987. - С.42-62.
- БОЛЬНИКОВ И.Д. Палеогеографические обстановки гляциолитогенеза на севере Западной Сибири: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1990. - 17 с.
- МОРЕНЫ - источник гляциологической информации / Л.Р.Серебряный, А.В.Орлов, О.Н.Соломина и др. - М.: Наука, 1988. - 236 с.
- МОРЕНЫ и динамика оледенений Западной Сибири / С.С.Сухорукова, М.А.Костяк, Л.Л.Подсорова и др. - Новосибирск: Наука, 1987. - 157 с.
- ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. - Новосибирск, 1980. - С.12-32.
- СУХОРУКОВА С.С., ШЕВКО А.Я. Колебания климата и четвертичные покровные оледенения на Среднем Енисее // Ледники и климат Сибири. - Томск, 1987. - С.103-105.
- СУХОРУКОВА С.С., АФАНАСЬЕВ С.Л., ШЕВКО А.Я. Геохронологические данные плейстоцена Среднего Енисея // Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона. - Якутск, 1990. - С.39.
- СУХОРУКОВА С.С., СУДАКОВА Н.Г., НЕМЦОВА Г.М. и др. Межрегиональная литологическая корреляция морен // Плейстоцен Сибири. Стратиграфическая и межрегиональная корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.114-118.
- ТРОНОВ М.В. Очерки гляциоклиматологии. - Томск, 1981. - 151 с.

Обобщая материалы, представленные в сборнике, отметим нерешенные и перспективные задачи предстоящих исследований.

Фундаментальной проблемой, выдвигающейся на передний край, является завершение разработки детальной хроностратиграфической шкалы позднего кайнозоя Сибири. Ее первые варианты фактически созданы для той части четвертичной системы, которая отвечает палеомагнитной эпохе Брунеса, а также для плиоцена. Между ними "черной дырой" остается, так называемый, эоплейстоцен. Разработка для него детальной климатостратиграфии – важнейшая ближайшая задача.

В связи с признанием МСК СССР неоген-четвертичной границы на олдувейском уровне было бы своевременным отказаться от выделения эоплейстоцена и перейти на международную практику расчленения четвертичной системы (зоны) на нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Эти подразделения в общей шкале могут иметь ранг звеньев. В региональной шкале следует сохранить в качестве основного подразделения горизонт климатостратиграфического обоснования и два вспомогательных – надгоризонт (когда невозможно более дробное расчленение) и подгоризонт для детальных схем преимущественно верхнего плейстоцена. Расчленение голоцена требует специального рассмотрения. Такая стратиграфическая шкала четвертичной системы в ее новом расширенном объеме приемственна с ныне действующей и максимально упрощена (сохранение эоплейстоцена существенно усложняет шкалу), что позволит безболезненно перейти на нее при государственной геологической съемке. Это особенно актуально для сибирских схем, в которых все еще сохраняется архаичное и крайне неполное стратиграфическое расчленение древнейших четвертичных отложений. В результате они не вмещают новые обширные стратиграфические материалы, полученные при геолого-съемочных работах. Это ведет к появлению временных схем, подогнанных под сиюминутные потребности и не отвечающих правилам МСК и Стратиграфического кодекса СССР. В них выделяются генетически близкие, так называемые, "морфолитосерии", свиты и

т.п. неопределенного возраста, которые, как "невмещающиеся" в четвертичную систему, включаются в неоген ("миоплиоцен"). В итоге неогеновая шкала, особенно для севера Сибири, отягощается множеством свит, плиоцен-миоценовый возраст их очень сомнителен, хотя именно они дают повод к спекулятивным палеотектоническим и палеогеографическим построениям.

В свете сказанного поиск на севере Сибирского субконтинента и в Арктике древнейших нижнеплейстоценовых толщ действительно актуален. Бесспорно они обнаружены пока лишь на Северо-Востоке СССР, где являются осадками знамайской трансгрессии эоценового возраста (см. статью С.А.Гуськова и др. в наст. сб.).

Для корреляции северных ледниковых и южных внеледниковых областей Сибири существенно важна стратиграфическая позиция мансийской (авдотьинской) морены. Она трактуется пока неоднозначно (см. статьи В.С.Волковой и С.А.Архипова в наст. сб.). В стратотипическом разрезе скв.Г (около аэродрома в г.Ханты-Мансийске) породы мансийской морены, как и вышележащей семейкинской свиты намагничены положительно, т.е. по современному геомагнитному полю. К сожалению, разделяющие их талагайкинские пески остались неизученными (Архипов, Куликов, 1989, см. рис.2)*. В других разрезах, на Иртыше у деревень Семейка и Чембакчино уже не только вся семейкинская, но и верхняя часть талагайкинской свиты относится к эпохе Брунеса. Нет лишь данных для низов этой свиты. Более древние горнофилиновые породы, залегающие стратиграфически ниже мансийской морены, намагничены отрицательно и потому отнесены к эпохе Матуяма. Кстати, в них зафиксирован узкий положительный интервал, отождествляемый З.Н.Гнибиденко с эпизодом Харамилло (устное сообщение). Сказанное делает наиболее вероятным положение границы Брунес/Матуяма у кровли горнофилиновых слоев и под мансийской мореной, возраст которой допускается в пределах от 670 до 720 тыс.лет. Стратиграфическим аналогом мансийских могут быть озерные осадки нижней пачки Федосовской свиты, которые располагаются выше указанной палеомагнитной инверсии и которые охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами перигляциально-

* Архипов С.А., Куликов О.А. Стратиграфия и термолуминесцентный возраст раннего плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск, 1989. - С.31-40.

степного типа, указывающими на природные условия ледникового (Решения..., 1990)^ж.

Иная интерпретация предлагается В.С.Волковой. Используя ТД дату 740±170 тыс.лет из верхних талагайкинских слоев и оставляя без внимания палеомагнитные данные, граница Брюнес/Матуяма поднимается в талагайкинский горизонт. Авдотьинская морена (с ее положительным палеомагнитным знаком) помещается В.С.Волковой в инверсионную эпоху Матуяма, что кажется нелогичным. Вероятнее допустить необходимость корректировки ТД даты с учетом ошибки (±170 тыс.лет) и возникающими противоречиями с палеомагнитными данными (см. выше). Кроме того, корреляция авдотьинской морены с верхнекочковским горизонтом (точнее было бы с верхней убинской пачкой) не согласуется с общей геологической последовательностью, согласно которой названные отложения разделены торнофилинскими (=вяткинскими) слоями.

Второй важнейшей проблемой являются трудности, возникающие при построении палеотемпературных кривых. Они разрешаются пока путем упрощений, которые допускаются как при оценках климатических событий, так и в их привязке к геохронологической шкале.

Изменения температурного тренда даются обычно качественные, т.е. определяются, согласно принципу актуализма, по отклонениям природной обстановки от современного состояния. Считается, что применительно к Западной Сибири, наиболее информативной является кривая, построенная для приледниковой зоны, отвечающей современной среднетаежной полосе. Первые попытки количественных определений палеотемператур пока малочисленны и, видимо, нуждаются в уточнении.

Изменения хода палеотемпературных кривых рисуются поинтервально, положения оптимумов и пессимумов показываются условно, посередине соответствующих межледниковых и ледниковых интервалов (горизонтов). Отсутствие датированных точек не позволяет выявить истинное положение температурных пиков, которые могут быть смещены к началу или концу определенного палеоклиматического интервала, осложнены второстепенными пиками, иметь то плавный, то резкий ход во времени. Поэтому палеоклиматические кривые, постро-

^ж Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 99 с.

енные для Сибирского субконтинента, существенно уступают в детальности изотопно-кислородной океанической шкале.

Таким образом, наряду с проблемой совершенствования палеоклиматических реконструкций, не менее важной задачей является разработка точной хронологии этих событий. Их удовлетворительное решение откроет перспективы достаточно надежного прогноза трансформации природных условий в ближайшем будущем на основе принципа палеоклиматических аналогий (Будыко, 1984)*.

Как известно, парниковый эффект за счет увеличения содержания углекислого газа в атмосфере поднимет среднеглобальные температуры к 2000 г. на 1°C , к 2025 г. на $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$ и к 2050 г. до $4-5^{\circ}\text{C}$. Эти температуры соответствуют условиям, имевшим место соответственно в оптимум голоцена, около 6 тыс. лет назад, в последнюю межледниковую эпоху примерно 125 тыс. лет назад и во время климатического оптимума плицена, 4 млн лет назад. Представляется, что разработка детальной хроностратиграфии позднего кайнозоя Сибири с высокоразрешающей хронологией на отмеченных временных срезах и с достаточно точными палеоклиматическими оценками позволит создать прогностические сценарии климатических и природных условий на границе XX, XXI веков и в первой половине XXI века для наиболее важных сельскохозяйственных и промышленных районов Сибири. Такой прогноз будет иметь существенное значение для перспектив развития народного хозяйства и формирования эколого-социальной политики.

С.А.Архипов

* Будыко М.И. Эволюция биосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 487 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины	5
Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена - основа для палеоклиматических реконструкций и периодизации истории биоты	17
Волкова В.С. Колебание климата в Западной Сибири в позднелиоценовое и четвертичное время	30
Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене	40
Гуськов С.А., Левчук Л.К., Троицкая Т.С. Плейстоцен-голоценовые миграции фораминифер - этапы изменения климата	51
Круковер А.А. Палеогеографическое значение мелких млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины	59
Архипов С.А. Среда обитания и миграция первобытного человека в Сибирь	63
Орлова Л.А., Левина Т.П. Развитие природных ландшафтов и древних культур Барабы во второй половине голоцена	72
Сухорукова С.С. К вопросу о палеогляциоклиматических реконструкциях плейстоценовых оледенений Западной Сибири	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	85

Доп. темат. план выпуска изданий СО АН СССР
на 1991 г., № 16

Научное издание

ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА, БИОТЫ И СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ЧЕЛОВЕКА
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СИБИРИ

Утверждено к печати
Объединенным институтом геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР

Редакторы Э.В.Белусова, Р.Н.Ильина

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 17.07.91.
Бумага 60x84/16. Печ.л.5,75+1 вкл. Уч.-изд.л.6,10.
Тираж 400. Заказ 204. Цена 1р.20 коп.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.