

Л. А. ОРЛОВА



ГОЛОЦЕН Барабы

**стратиграфия
и радиоуглеродная
хронология**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 762

Л.А. ОРЛОВА

ГОЛОЦЕН БАРАБЫ

стратиграфия
и радиоуглеродная
хронология

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В.С. Волкова



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

551.796(571.1) + 550.93

Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология) / Л.А. Орлова. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 128 с., /1/ л. вкл.
ISBN 5-02-029469-1.

В монографии изложены новые материалы по радиоуглеродной хронологии позднеледниковых и голоценовых отложений Барабинской равнины. Осуществлена палеоклиматическая интерпретация изученных разрезов и на основе данных радиоуглеродного датирования проведена корреляция отложений различных генетических типов. Представлена детальная стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений исследуемой территории. Помимо крупных климатоседиментационных циклов, представляющих собой картируемые геологические тела, выделено 16 более дробных подразделений в ранге пыльцевых зон, которые могут служить в качестве корреляционных уровней.

Книга рассчитана на геологов, палеогеографов, географов, палинологов, почвоведов, археологов как научно-исследовательских учреждений, так и производственных организаций.

Табл. 18. Ил. 34. Библиогр.: 218 назв.

Рецензенты

доктор географических наук А.М. Малолетко, кандидат геолого-минералогических наук А.Н. Зудин

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР АН СССР

Голоцен, самый последний период в истории Земли, привлекает внимание геологов, географов, ботаников, зоологов, почвоведов и археологов. Это связано прежде всего с тем, что различные вопросы голоцена во всех его аспектах (миграция границ природных зон, изменения ареалов представителей растительного и животного мира, изменения климата, накопление торфяных залежей и сапропелевых осадков, образование почв) представляют интерес не только с научных, чисто познавательных позиций, но и приобретают сейчас большую практическую значимость. Всестороннее изучение указанных аспектов является отправным моментом на пути познания закономерностей современного состояния и развития природы. Все возрастающие темпы использования природных ресурсов ставят перед наукой задачу планового, направленного преобразования природы. В основе различных проектов такого преобразования лежит анализ природной среды в исторической ретроспективе. Только глубокое понимание динамики природных процессов от недалекого геологического прошлого к современности может обеспечить выработку научных предпосылок для прогнозных оценок ее краткосрочных и долгосрочных изменений в будущем. Знание скрытых тенденций в эволюции природы тем более важно, что усиливающееся воздействие хозяйственной деятельности человека, ставшее по выражению В.И. Вернадского "могучей геологической силой", нарушило спонтанное развитие природы и поставило нас перед проблемой: насколько различные типы современных экосистем, считающиеся природными, сохранили свою коренную структуру. Без полной ясности в этом вопросе невозможна правильная оценка современного состояния природной среды и, следовательно, все прогностические построения могут оказаться неверными или в лучшем случае мало обоснованными. Все сказанное определило в целом стратиграфическое направление и общий характер данной работы, как основы для междисциплинарных исследований.

Постановка этих исследований во многом перспективна благодаря успешному внедрению в практику геологических работ радиоуглеродной хронометрии. Поэтому важное место в наших исследованиях отведено методу радиоуглеродного датирования. Достоверность радиоуглеродного возраста во многом определяется характером датируемого материала, геологическими условиями залегания и возможными при этом "загрязнениями" проб посторонним углеродом с иной концентрацией радиоуглерода. В связи с этим важнейшим моментом методики радиоуглеродного датирования является получение из разнообразных проб (древесина, уголь, торф, кости, почвы, раковины моллюсков и др.) углерода, очищенного от ксеногенных примесей. Именно поэтому вопросам первичной подготовки, отработки рациональных приемов и методов химической обработки образцов уделялось нами большое внимание. Автор занимался разработкой этих проблем в течение многих лет и надеется, что изложенные, хотя и в несколько сжатой форме, некоторые результаты и выводы представят инте-

рес для исследователей, которые в той или иной степени связаны с методом радиоуглеродного датирования.

Исследования последних лет с широким применением радиоуглеродного метода датирования привели к разработке дробного расчленения голоцена с введением региональных хронозон для ряда северных районов Западной Сибири /Левковская и др., 1970; Волков и др., 1973; Фирсов и др., 1974; Neustadt et al., 1974; Волкова, Левина, 1985; и др./.

В то же время южным районам Западной Сибири, на наш взгляд, не было уделено должного внимания. В частности, практически "белое пятно" в этом плане представляла собой Барабинская равнина, которую благодаря своему географическому положению на границе лесной и степной зон можно рассматривать как уникальную природную лабораторию для разработки проблем климатостратиграфии голоцена. В ее пределах все особенности палеогеографической обстановки голоцена нашли наиболее яркое проявление. На территории этой зоны широко разворачивается фронт мелиоративных мероприятий – осушений и орошений, и именно голоценовые отложения являются почти повсеместно первым от поверхности мелиорируемым слоем. Таким образом, данные о голоценовых отложениях – их стратиграфии, условиях и истории формирования – представляются крайне важными еще и с практической точки зрения. Высказанные соображения свидетельствуют об актуальности тематических исследований и это, в свою очередь, определило выбор района наших исследований.

В качестве объектов изучения были взяты аллювиальные отложения речных террас, озерные отложения, почвы и торфяники займищных котловин и оз. Чаны, а также археологические стоянки древнего человека. В работе приведено описание свыше 30 разрезов и дана их климатостратиграфическая интерпретация. Разрезы охарактеризованы 150 радиоуглеродными датами, 9 спорово-пыльцевыми диаграммами и 18 карпологическими анализами. Эти данные легли в основу детального расчленения голоценовых отложений Барабы. Всего выделено 12 литостратиграфических единиц в ранге слоев, которые, как нам представляется, достаточно уверенно опознаются в поле и могут стать предметом крупномасштабного геологического картирования. Кроме того, весь разрез голоцена, включающий и позднеледниковые слои и охватывающий последние 13 тыс. лет, расчленен на 16 палинозон, для каждой из которых определены жесткие рамки радиоуглеродной хронологии.

Автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук В.С. Волковой, взявшей на себя труд ответственного редактора, своим оппонентам и коллегам С.А. Архипову, И.А. Волкову, В.С. Зажигину, А.А. Земцову, В.С. Зыкину, В.С. Зыкиной, В.А. Климанову, С.К. Кривоногову, Т.П. Левиной, В.А. Мартынову, В.А. Николаеву, И.В. Николаевой, В.А. Папычеву, Е.А. Пономаревой, Я.К. Сычевской – за критические замечания, советы и практическую помощь в определении палеонтологических коллекций.

Благодарную память навсегда сохранит автор о Л.В. Фирсове – своем учителе в деле радиоуглеродного датирования.

Глава I. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГОЛОЦЕНА
И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНА

После того как А. Блитт /Blytt, 1876а, б/ установил, что слои голоценовых торфяников Норвегии содержат остатки различных растений и объяснил это явление миграцией последних в связи с чередованием в прошлом климатических условий, была показана возможность дробного расчленения голоцена на климатостратиграфической основе. Такое расчленение голоценовых отложений предусматривает прежде всего палеоклиматическое истолкование палеонтологических и литологических характеристик в конкретных геологических разрезах, что, в свою очередь, позволяет выделить слои и пачки, отвечающие определенным этапам изменения местного климата. Изотопно-геохронологические исследования дают возможность произвести привязку этих этапов к единой шкале времени с целью выявления временных закономерностей их проявления.

К числу основных проблем климатостратиграфии голоцена относятся прежде всего вопросы о нижней границе, т.е. объеме голоцена, стратиграфическом подразделении и стратиграфическом значении пограничного горизонта. Все эти вопросы неоднократно обсуждались в работах таких известных исследователей, как М.И. Нейштадт /1957, 1965а, 1969, 1971, 1983/, Н.А. Хотинский /1969, 1977, 1982, 1987/, А.А. Величко /1973/, В.А. Зубаков /1974/, Н.В. Кинд /1974/, С.Л. Троицкий /1979/, Л.Р. Серебрянный /1984/.

Вопрос о нижней границе, а следовательно, и о продолжительности голоцена до настоящего времени имеет дискуссионный характер. Авторы, отождествляющие голоцен с послеледниковым временем и принимающие в качестве основного критерия при его выделении "ледниковый" принцип, считают, что граница должна быть скользящей, например в Австралии – 15 000, Новой Зеландии – 14 000, Прибалтике – 12 000, Западной Европе – 10 000, Аляске – 6000 лет назад, поскольку отступление ледников по всей территории континентов происходило асинхронно /Fairbridge, 1968/. В.К. Гуделис /1957, 1961/ указал на недопустимость скользящего характера границы, так как это вызовет большие затруднения при проведении широких корреляций. Большинство авторов считает, что нижняя граница голоцена должна быть синхронной для всего земного шара, и в связи с этим ее выделение необходимо осуществлять не по "ледниковому", а по "климатическому" принципу.

На VI конгрессе ИНКВА, состоявшемся в Польше в 1961 г., была начата работа по установлению плейстоцен-голоценовой границы. Все высказанные на нем предложения сводятся к четырем точкам зрения /Нейштадт, 1965а/:

1. Граница должна проводиться в конце пенингляциала (или в начале беллинга), приблизительно от 13 до 14 тыс. лет назад.
2. Граница должна проводиться в основании аллереда, приблизительно от 11 до 12 тыс. лет назад.
3. Граница должна проводиться между поздним дриасом и пребореалом, около 10 тыс. лет назад.

4. Граница должна оставаться такой, какой она была у Ч. Лайеля, в связи с существующим представлением об исчезновении крупных млекопитающих, приблизительно 6,5–7,0 тыс. лет назад.

В нашей стране первой точки зрения придерживаются Л.Р. Серебрянный и А.В. Раукас /1966, 1967/, принимающие за начало готигляциала лужскую стадию, датируемую около 13 тыс. лет назад. За вторую точку зрения высказывались в своих работах М.И. Нейштадт /1957, 1965а, 1971; Neustadt, 1967/ и В.К. Гуделис /1957, 1961/, включив тем самым позднеледниковье в рамки голоцена. Позднее, на XI конгрессе ИНКВА в 1982 г. в Москве М.И. Нейштадт /Нейштадт, Стеклов, 1982; Нейштадт, 1983/ предложил установить объем голоцена в 12 тыс. лет, причем промежуток от 12 до 10 тыс. лет назад рассматривать как переходное время от плейстоцена к голоцену. Большинство же советских исследователей придерживается третьей точки зрения, проводя плейстоцен–голоценовую границу между поздним дриасом и пребореальным временем /Кинд, 1969, 1974; Хотинский, 1977; Панычев, 1979; Волкова, Левина, 1982, 1985; Левина и др., 1983/. Четвертая точка зрения относительно положения нижней границы голоцена никем из советских исследователей не разделяется. Между тем А.А. Величко /1973/ отмечает, что она, возможно, и не является анахронизмом и заслуживает самого пристального внимания.

Обсуждению положения плейстоцен–голоценовой границы было посвящено несколько конференций. Окончательное решение было принято в 1969 г. на VIII конгрессе ИНКВА, где Комиссия по голоцену вынесла решение, что эта граница должна быть хроностратиграфической и ее следует проводить на уровне 10 тыс. лет назад. Эта дата была выбрана по следующим причинам: начало неолитической революции, новая седиментологическая обстановка, закартированная на больших площадях, вызванная потеплением климата, смена в северной части Евразии безлесных перигляциальных ландшафтов лесными. Это решение нашло отражение в обобщающей работе скандинавских исследователей /Mangerud et al., 1974/, которые, проанализировав целую серию радиоуглеродных определений возраста различных торфяников на территории Дании, Норвегии, Швеции, показали, что этот рубеж соответствует приблизительно 10 тыс. лет назад.

Работы по выявлению стратотипа плейстоцен–голоценовой границы были начаты в 1970–1971 годах. В качестве наиболее подходящего района, удовлетворяющего требованиям, предъявляемым стратиграфическим кодексом при выделении стратотипа, была выбрана юго–западная территория Скандинавии. Скандинавские специалисты под руководством Н. Мернера провели детальные исследования побережья Южной Швеции и предложили в качестве стратотипа местонахождение в г. Гетеборге /Morner, 1976/. Но это местонахождение оказалось неудачным, поскольку позднее в керне этой скважины был обнаружен перетолженный материал. В связи с этим была создана новая рабочая группа, которой руководил профессор Гетеборгского университета Е. Олауссон. Группа продолжила поиски стратотипа на юго–западном побережье Швеции. Она исследовала несколько местонахождений и по окончании работ предложила в качестве стратотипа границы между плейстоценом и голоценом два наиболее подходящих местонахождения – Солберга (Solberga) и Молтемир (Moltemyr), расположенных в окрестностях г. Уддевала /The Pleistocene..., 1982/. На этом рубеже в обоих разрезах несколько исследованных параметров прямо или косвенно показывают изменение климата от холодных к более теплым условиям. В разрезе Солберга граница между плейстоценом и голоценом фиксируется на глубине между 18,9 и 19,3 м, а в Молтемире – на глубине 3,45 м от поверхности. Выше этих уровней не обнаруживается арктический вид моллюсков *Portlandia arctica*, а появляются широко рас-

пространенные в голоцене виды *Nuculana minuta* и *Abra longicallis*. Происходят изменения и в составе остракод: арктический вид *Cluthia cluthae* замещается современными видами *Leptocythera tenera* и *Hirschmannia tamarindus*. Кроме того, наблюдается заметное уменьшение количества арктических видов фораминифер *Nonion labradoricum* и *Cassidulina reniforme* и увеличивается бореальных *Elphidium nicum*. Отмечается отчетливое замещение типично морских диатомей пресноводными. В разрезе Солберга также происходит резкое изменение в составе пыльцы: уменьшается количество трав и увеличивается содержание пыльцы *Betula*. Возраст этого рубежа предварительно определен в 10 000±250 лет назад.

Детальные исследования по установлению стратотипа плейстоцен-голоценовой границы, выполненные скандинавскими специалистами, позволяют в настоящее время приступить к разработке вопроса о региональных типовых разрезах таковой.

Стратиграфическое расчленение голоцена впервые выполнил Р. Сернандер /Sernander, 1894/, используя при этом схему чередования периодов океанического и континентального климатов, выявленную для Норвегии А. Блиттом. Впоследствии эта схема получила широкое признание практически для всего Северного полушария. По схеме Блитта – Сернандера голоцен подразделяется на арктический, субарктический, бореальный, атлантический, суббореальный, субатлантический климатические периоды (табл. 1). Позднее схема подверглась некоторому изменению в нижней части. Г. Эрдтман /Erdtman, 1921/ ввел термин "пребореал" для времени до бореального периода. В последнее время этот термин стали использовать для обозначения временного интервала между поздним дриасом и бореалом. На XI конгрессе ИНКВА М.И. Нейштадт /1983/ отметил некорректность этого термина и предложил использовать схему Блитта – Сернандера в первоначальном виде. Данные анализа нового палинологического материала и радиоуглеродные датировки по Западной Сибири позволяют поддержать мнение М.И. Нейштадта о включении пребореала в бореальный период /Волкова, Левина, 1985/.

На иной основе была предложена схема расчленения голоцена Г. Андерсеном /Andersson, 1896/. Он выделил для Швеции ряд биозон, название которым дано по видам характерных деревьев. Зоны бука/канадской ели, дуба, сосны, березы. В России первыми расчленение голоценовых болотных отложений выполнили В.Н. Сукачев /1914/ и В.С. Доктуровский /1915/ на основе данных ботанического состава и степени разложения торфа Шуваловского торфяника.

Становление в 20–30-х годах нашего века спорово-пыльцевого метода, основы которого заложены шведским ученым Л. фон Постом, внесло большой вклад в развитие климатостратиграфии голоцена. Палинологические данные позволяют восстановить характер былых климатических колебаний, в значительной степени определявших крупные изменения в составе растительности, происходившие в голоцене. Это позволило создать несколько схем расчленения голоцена на основании биолого-экологических критериев развития леса, разделяющих голоцен на три крупные фазы, не имеющие точных границ: начальная наиболее прогрессивная стадия развития леса; оптимальная, кульминационная стадия развития леса и поздняя ретрогрессивная стадия развития леса /Post, 1946; Iversen, 1958/. Т. Нильсон в 1935 г. /Nilsson, 1935/ опубликовал хорошо обоснованную систему пыльцевых зон для торфяников Швеции, привязанную к археологической временной шкале. Подобные системы были созданы и для соседних стран (см. табл. 1).

Все вышеприведенные схемы применялись в основном при изучении торфяников Европы. К востоку же от Урала их использование вызывало затрудне-

Т а б л и ц а 1. Соотношение стратиграфических схем голоцена для Европы (Нейштадт /1965а/ с дополнениями)

Периоды по		Пыльцевые зоны							
Блитту-Сернандеру	М.И. Нейштадту /1953/	Русская равнина /Нейштадт, 1957/	Ленинградская область /К.К. Марков, 1934/	Дания, по К. Иессену	Западная Европа		Швеция, по Т. Нильсону		
					Ф. Фирбас	Ф. Овербек			
Субатлантический	Поздний голоцен	1	I	IX	X	XII	I		
		2	IIc						
		3	IIb		IX	XI	II		
		4	IIa						
Суббореальный	Средний голоцен	5	III	VIII	VIII	X	III		
		6	IV + Vb				VII	IX	IV
Атлантический		7	IV + Va	VIIb	VI	VIIIb VIIIa			V
		8	VI				VI	VII	VI
Бореальный	Ранний голоцен	9	VII + VIII + IXc	VI	V	VII			
		10	VII + VIII + IXb				V	VI	VIII
		11	VII + VIII + IXa				IV	V	IX
Субарктический	Древний голоцен	X	X	III	III	IV	X ДР-3		
				12	II	II	III	XI A1	
Арктический		13		Ic	Ic	II	ДР-2		
				Ib	Ib		BO		
				Ia	Ia	I	ДР-1		

ние в силу большой специфики развития растительности и изменения климата восточных областей в СССР. В связи с этим М.И. Нейштадт /1957/ предложил более упрощенную схему деления голоцена на четыре крупных хронологических интервала (древний, ранний, средний и поздний), которые он сопоставил с подразделениями схемы Блитта – Сернандера (см. табл. 1). При этом древний голоцен попадает в пределы позднеледниковья. Ранний голоцен охватывает пребореальный и бореальный климатические периоды. Средний голоцен включает атлантический и суббореальный периоды и отождествляется с послеледниковым климатическим оптимумом, во время которого средние годовые температуры были выше современных на несколько градусов. Поздний голоцен сопоставляется с субатлантическим периодом, который продолжается и в настоящее время. Схема М.И. Нейштадта стала общепринятой и нередко используется, особенно в тех случаях, когда нет точных хронологических привязок.

Новый этап в изучении стратиграфии голоценовых отложений связан с использованием радиоуглеродного метода датирования. Применение его позволяет не только точно фиксировать возраст пыльцевых зон и климатических периодов, но и представляет возможность осуществить межрегиональные корреляции, избегая многоступенчатой увязки пыльцевых зон от района к району. Одна из первых схем, составленная на базе радиоуглеродной хронологии, была опубликована Т. Нильсоном /Nilsson, 1964/. На основании 33 радиоуглеродных дат и спорово-пыльцевой диаграммы по торфянику болота Агередс-Моссе на юге Швеции он определил хронологические рубежи периодов схемы Блитта – Сернандера (табл. 2), придав им этим статус хронозон. Позднее хронологическая привязка радиоуглеродным методом периодов схемы Блитта – Сернандера была осуществлена для ряда других территорий: Англии, Норвегии, Дании, Финляндии и т.д. (рис. 1). Для территории СССР аналогичная работа была выполнена Н.А. Хотинским /1969, 1971, 1977/. Он осуществил транс-континентальную корреляцию этапов голоценовой истории растительности и климата территории Северной Евразии по широтному профилю. По схеме Н.А. Хотинского выделяются следующие хронологические рубежи. Граница между поздним дриасом и пребореалом является синхронной по всей рассматриваемой территории, что указывает на одновременный перелом в развитии климата и растительности 10 300 лет назад. Граница между пребореальным и бореальными периодами относится ко времени 9 500 лет назад. Бореально-атлантическая граница выделяется как примерно синхронный рубеж и датируется в 8 000 лет назад. Граница между атлантическим и суббореальными периодами прослеживается по всей территории Северной Евразии и датирована в 4500–5 000 лет назад. Суббореально-субатлантический рубеж относится ко времени 2 200–2 500 лет назад.

Выявленная гетерохронность отдельных границ периодов голоцена (см. рис. 1) связана в первую очередь с метахронностью идентичных уровней пыльцевых диаграмм, отмечающих миграцию растительности к северу по мере сживания ледникового покрова. "Хронологический хаос" вызывает определенные затруднения при выявлении корреляционных связей пыльцевых диаграмм различных регионов. Для преодоления этих трудностей необходимо создание глобальной схемы расчленения голоцена. Введение глобальных хроностратиграфических подразделений, как считает большинство исследователей, обязательно. Оно может оказаться и малопригодным для другого географического района, но даже в этом случае позволит проводить сравнение отложений в разрезах, находящихся на большом расстоянии, позволит также коррелировать события, происходившие в голоцене в различных районах.

Для решения задачи создания глобальной схемы расчленения голоцена намечаются в данное время два подхода. Первый предусматривает создание но-

Таблица 2. Хроностратиграфические схемы расчленения голоцена

/Nilsson, 1964/	/Mangerud et al., 1974/	/Hafsten, 1970/	/Нейштадт, 1983/				Археологическая эпоха /Бадер, 1974/
			Периоды по Блитту-Сер- нандеру	Подпериод	Хронозона	Глобальное деление голоцена	
Субатланти- ческий	Поздний фландрий	Кататермал	Субатланти- ческий	Поздний Средний Ранний	1000 2000 2500	Поздний голоцен	Эпоха железа
Субборе- альный	Средний фландрий	Мегатермал	Субборе- альный	Поздний Средний Ранний	3000 4000 5000	Средний голоцен	Эпоха бронзы
Атланти- ческий			Атланти- ческий	Поздний Средний Ранний	6000 7000 8000		Неолит
Бореаль- ный	Ранний фландрий	Анатермал	Бореаль- ный	Поздний Средний Ранний	9000 9500 10 000	Ранний голоцен	Мезолит
Преборе- альный		Микротермал			Поздний Средний Ранний	11 000 11 800 12 000	Древний голоцен
Поздний дриас							
Аллеред							

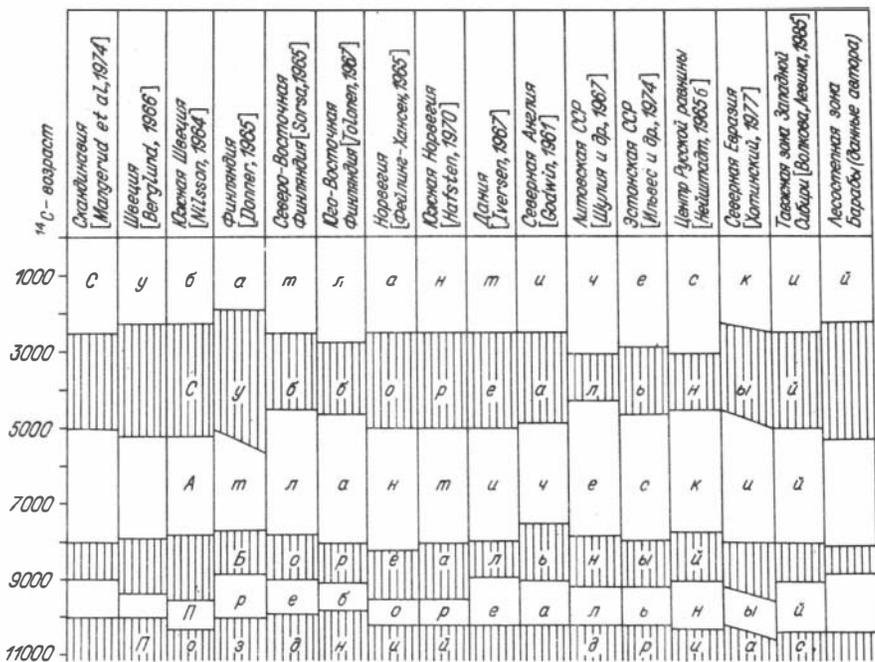


Рис. 1. Региональные шкалы климатических периодов голоцена, та-
рированные по ^{14}C хронометрии.

вой упрощенной схемы, второй принимает в качестве глобального хронологическо-палеогеографического эталона схему Блитта - Сернандера. В основе первого подхода лежат представления о синхронности глобальных климатических колебаний, что связано с изменением солнечной активности. Данный подход предусматривает выявление главных тенденций в изменении природной среды, которые связаны с климатическими осцилляциями. Одна из таких схем, основанных на синхронности глобальных изменений климата, предложена С. Тенером и Р. Вестом /Turner, West, 1968/ и расчленяет голоцен на поздне-, ранне- и доумеренный периоды. К этим же схемам относится и схема У. Хафстена /Hafsten, 1970/, подразделяющая голоцен на четыре климатостратиграфические единицы: кататермал - (КАТ) - уменьшение тепла, мегатермал (МЕТ) - максимум тепла, анатермал (АНТ) - увеличение тепла, микротермал (МИТ) - минимум тепла. Граница МИТ/АНТ совпадает с границей между поздним дриасом и пребореалом, граница АНТ/МЕТ соответствует границе между бореальным и атлантическим периодами, граница МЕТ/КАТ проходит на уровне 3000-3500 лет назад и не имеет аналога в схеме Блитта - Сернандера.

Вопрос о подразделении голоцена обсуждался на конгрессе ИНКВА, состоявшемся в Бирмингеме в 1977 г. На этом конгрессе была создана рабочая группа, целью которой было выяснить степень необходимости и возможности глобального подразделения голоцена. Члены группы в составе руководителя профессора Дж. Мангеруда (Берген, Норвегия), а также докторов Х. Биркса (Кембридж, Великобритания) и К. Йегера (Галле, ГДР) обратились к исследователям голоцена с просьбой описать состояние проблемы глобального и регионального подразделения голоцена в той стране, где они живут. Ими был получен 21 ответ. Мнения откликнувшихся авторов Л.-К. Кенигссон свел

Таблица 3. Состояние проблемы подразделения голоцена в отдельных регионах мира (по Л.-К. Кенигссону /1984, с. 55/, с дополнениями)

Авторы, географический район	Статус установления региональной хроностратиграфической системы зон
1	2
Б. Том, Дж. Баулер, Австралия	Преждевременно создавать региональные системы
Н. Мор, Новая Зеландия	Преждевременно; возможно, в этом никогда не будет необходимости, достаточно радиоуглеродных датировок
М. Талбот, тропическая Африка	Существует одна система на северо-западе Африки, вероятно, невозможно создать систему, охватывающую весь континент
Донь Шеньпуи и др., Китай	Существует региональная система, сходная с предложенной М. Нейштадтом глобальной системой
Н. Фудзи, Япония	Не говорит ни о какой системе, но проводит корреляцию со Скандинавией
Ван Цайст, С. Боттема, Ближний Восток	Преждевременно; вероятно, трудно будет даже создать
В. Маркграф, Дж. Платт Бредбери, Южная Америка	Преждевременно
Дж. Платт Бредбери, Мексика и Центральная Америка	Преждевременно
Ф. Фидальго, Е. Тони, Аргентина	Не выразили своего мнения
Х. Райт, США и Южная Канада	Преждевременно
Дж. Эндрюс, Канадский арктический архипелаг	Предлагает региональную систему, коррелируемую со скандинавской
Дж. Мангеруд, Скандинавские страны	Существует система, которая работает хорошо
Дж. Йонг, Нидерланды	Используется схема Блитта – Сернандера, но не так, как в практике, принятой в Скандинавии
С. Бортеншлагер, Альпы	Принята схема Блитта – Сернандера и используется так же, как и в Скандинавии и, к сожалению, с теми же названиями
К. Йегер, Центральная Европа	Принимает принцип хронозон, но отвергает использование схемы Блитта – Сернандера
Е. Бозилова, Болгария	Полезно использование региональных схем
М. Нейштадт, СССР	Поддерживает скандинавскую схему. Хочет иметь глобальную калибровочную шкалу

1	2
Н. Хотинский, СССР	Отдает предпочтение скандинавской схеме, но использует ее в другом смысле, нежели принято на практике в Скандинавии
В. Ложек, Центральная Европа	Принимает схему Блитта – Сернандера для малакологии
Х. Биркс, Британские острова	Отрицает возможность создания глобальной схемы
Де Болье, Франция	Положительно относится к скандинавской модели

в таблицу (табл. 3) /Кенигссон, 1984, с. 55/. Как видно из таблицы многие авторы, отдавая дань приоритета схеме Блитта – Сернандера, предлагают использовать ее в качестве глобальной системы. Однако, как полагает Л.–К. Кенигссон /1984/, термины схемы Блитта – Сернандера могут оказаться нелепыми в применении к отложениям или событиям в иных климатических зонах, нежели бореальная (например, в тропической или в арктической). Поэтому он считает, что в различных регионах должна быть своя терминология подразделений голоцена, но для переходного этапа она должна соотноситься с терминологией системы Блитта – Сернандера. Этому же мнению придерживается и Дж. Эндрюс, которая рассматривает схему Блитта – Сернандера как опорную глобальную шкалу.

В отличие от Л.–К. Кенигссона, М.И. Нейштадт /1983/ предлагает принять полностью предложенную ранее терминологию подразделений голоцена Блитта – Сернандера (арктический, субарктический, бореальный, атлантический, суббореальный, субатлантический периоды) в качестве глобальной, поскольку иной, более удобной не предложено. Установить, в свою очередь, для всех подразделений деление на три субпериода, что составляет 15 единиц и в целом близко к делению наиболее полных отложений голоцена на палинозоны, которые могут иметь только региональный характер (см. табл. 2). В тех случаях, когда осадки не датированы ^{14}C методом, он предложил применять более общее подразделение голоцена, установленное им ранее (древний, ранний, средний, поздний).

Существуют и другие точки зрения относительно создания глобальной схемы расчленения голоцена. Так, одни считают, что на данном этапе изученности голоцена, такую схему преждевременно создавать (Б. Том, Дж. Баулер, Х. Биркс, Ван Шайст, В. Маркграф и др.). Другие же считают, что нет и необходимости в создании глобальной схемы, а для корреляции голоценовых отложений достаточно и ^{14}C дат (Н. Мор). Кроме того, есть исследователи, которые предполагают, что вообще нельзя будет создать систему разделения голоцена, охватывающую весь мир (М. Талбот).

Не менее дискуссионной и тесно связанной с проблемой стратиграфического расчленения является проблема пограничного горизонта. Она издавна привлекала внимание ученых как с точки зрения стратиграфии, так и климатологии /Сукачев, 1914; Кудряшов, 1918; Тюремнов, 1949, 1956; и др./. Как известно, сложность строения разрезов торфяных залежей, включающих пограничные горизонты, привела исследователей к неоднозначному выводу о причинах и механизме его образования. В ряде работ пограничный горизонт харак-

теризуется как продукт ксеротермического суббореального периода /Weber, 1898, 1900/, в других он рассматривается как результат изменения местных гидрологических условий /Берг, 1950; Stahl, 1913/. Исследования последних лет с применением метода радиоуглеродного датирования значительно продвинули решение этой проблемы. Они показали, что неоднородность климата на протяжении голоцена приводила к неоднократному повторению условий для формирования пограничного горизонта. Эти условия связаны как с общими глобальными колебаниями климата, так и с местными. Данное обстоятельство нашло отражение в принятых в настоящее время понятиях, связанных с этими изменениями: пограничный горизонт, поверхность возвратного развития и черно-белый контакт /Нейштадт, 1969/.

К МЕТОДИКЕ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для точного определения возраста и корреляции событий, происходивших в голоцене, детального расчленения голоценовых отложений существует целый ряд методов как относительного, так и абсолютного датирования /Пуннинг, 1987а; Berglund, 1982/. В СССР для этих целей наиболее широко используются радиоуглеродный, дендрохронологический, археологический и спорово-пыльцевой методы. Остальные либо находятся в стадии развития, либо их результаты уступают по надежности результатам вышеприведенных методов.

Спорово-пыльцевой метод играет большую роль при изучении голоценовых отложений, но для датирования его можно применять только тогда, когда для изучаемого района имеются стратотипы, на спорово-пыльцевых диаграммах которых выделены биозоны, датированные ^{14}C методом.

Самым надежным, универсальным методом датирования голоценовых отложений является радиоуглеродный метод. Методика ^{14}C датирования разработана достаточно хорошо. Если ошибки при определении возраста голоценовых отложений все же и случаются, то они чаще всего связаны с погрешностями, допущенными при отборе проб, либо не учитываются физические и геохимические основы метода /Пуннинг, 1987а; Илометс и др., 1987/.

Одна из основных задач радиоуглеродного метода состоит в определении концентрации ^{14}C в углеводе образца относительно эталона современного углерода. От того или иного методического приема решения этих задач зависит прежде всего точность определения возраста и хронологический интервал, доступный датированию радиоуглеродным методом. В связи с этим непрерывно ведутся работы по совершенствованию техники измерения активности природного радиоуглерода и уже достигнут заметный прогресс. Если первые измерения, выполненные В. Либби с помощью сеточно-стенного счетчика, позволяли определять абсолютный возраст образцов примерно до 20 000 лет, то использование тазовых, а затем и сцинтилляционных счетчиков увеличило хронологический диапазон метода до 50 000 лет /Старик, 1961/. Новый шаг в развитии техники измерения концентрации ^{14}C в пробах представляют собой методы масс-спектрометрии высоких энергий и методы с применением циклотрона и линейного ускорителя /Müller, 1977; Bennet et al., 1978; Richard et al., 1978; Bennet, 1979; Brown et al., 1984/. Принципиальное преимущество этих методов заключается в том, что они позволяют сосчитать все количество атомов ^{14}C в образце, а не отдельные акты радиоактивного распада. В связи с этим прямые измерения ^{14}C позволяют сни-

зять массу измеряемого образца на три-четыре порядка и расширить хронологический интервал, доступный радиоуглеродному датированию, до 100-110 тыс. лет. С внедрением этих методов в практику датирования откроются возможности более тонкого исследования распределения радиоуглерода в различных фракциях органических и неорганических веществ, что, в свою очередь, повысит достоверность радиоуглеродных дат. Следует отметить, что с расширением хронологического диапазона датирования исключительно важное значение приобретает проблема загрязнения образца посторонним радиоуглеродом. В решении этой проблемы большую роль играют методы химической подготовки проб к датированию. Задача состоит в том, чтобы выделить в чистом виде углерод, подлежащий датированию, освободившись при этом как от углерода, привнесенного в образец после его захоронения, так и от мешающих дальнейшему процессу минеральных примесей. Методические приемы такой обработки образцов весьма многообразны, поскольку для датирования используются углеродсодержащие материалы как органического, так и неорганического происхождения.

Степень надежности применяемых материалов неодинакова, при датировании они могут дать результаты различной достоверности. В. Либби /Libby, 1955/ по этому признаку наметил следующую последовательность: древесный уголь или обугленное вещество; древесина; торф; травы, ткани; рога, зубы; раковины; кости. В свою очередь, Д.В. Брекер и Дж. Калп /Broecker, Kulp, 1956/ к наиболее надежным материалам относят уголь и хорошо сохранившуюся древесину, затем крупные створки раковин, торф и разложившуюся древесину. Э. Олсон /Olson, 1963/, проанализировав мнения авторов 70 работ, предлагает такую последовательность: древесина; торф; древесный уголь; раковины; кости.

Практически все авторы в ряду степени надежности материалов, пригодных для датирования, костям отводят последнее место. Л.Д. Сулержский /1987/, продатировав свыше 300 образцов костей млекопитающих, сопоставив их между собой, с датами по другим материалам и существующими геологическими представлениями, пришел к выводу, что кость, сохранившая коллаген, весьма пригодный материал для датирования, хотя и требует особого внимания при подготовке к датированию.

Надежность каждого образца зависит также и от условий захоронения, определяющих возможные источники загрязнения. Круг операций по очистке образцов от чужеродного углерода разнообразен и зависит как от структуры углеродсодержащего материала, так и от характера возможных загрязнений.

Уголь содержит углерод в элементарной форме и практически не подвержен обменным реакциям. Его изотопный состав не меняется со времени захоронения, кроме радиоактивного распада ^{14}C . В то же время он обладает сильными сорбционными свойствами. Загрязнения в виде привнесенных карбонатных и гумусовых веществ довольно легко и полностью удаляются путем кипячения в течение 30 мин в 5%-ном растворе соляной кислоты и в течение 2 ч в 2%-ном растворе щелочи (NaOH).

Древесина – один из основных материалов, применяемых для радиоуглеродного датирования, состоит из крупных полимерных органических молекул, в основном лигнина и целлюлозы, и содержит около 50% углерода. Древесина, так же как и уголь, не подвержена реакциям изотопного обмена, однако может сорбировать карбонатные соединения и гуминовые кислоты, растворенные в грунтовых водах. Операции по удалению привнесенных примесей из древесины хорошо разработаны и не составляют методических затруднений /Кинд, Алексеева, 1963; Арсланов, Пронова, 1970а/. Карбонатные примеси удаляются путем обработки размельченной древесины соляной кислотой в тех же

условиях, что и уголь. Основная часть гуминовых кислот извлекается из образца в течение 30–90-минутного кипячения в 2%-ном растворе щелочи, но часть их образует труднорастворимые соединения с тяжелыми металлами, минеральным веществом, фульвокислотами и извлекается только при продолжительной обработке древесины раствором щелочи. Установлено, что при трехкратном кипячении древесины в 2%-ном растворе щелочи гуминовые кислоты из нее извлекаются практически полностью /Арсланов и др., 1968/. Однако поскольку эта часть химической обработки проб наиболее трудоемкая, то чаще применяется дифференцированный подход к каждому образцу в зависимости от сохранности, предполагаемого возраста и условий захоронения. В основу дифференцированного подхода может быть положена кривая распада радиоактивного углерода /Панычев, 1979/. В интервале 2–24 тыс. лет загрязнение проб в небольшом количестве современным углеродом не приведет к значительным ошибкам в определении возраста, поэтому для образцов древесины с возрастом до 24 тыс. лет достаточно обычно однократной обработки в щелочи. Для интервалов 24–36 тыс. лет и старше 36 тыс. лет присутствие даже незначительного количества постороннего углерода приводит к большим ошибкам. В этих случаях образцы подвергаются более длительной 2-, 3-кратной обработке щелочью.

В настоящее время при радиоуглеродных исследованиях все чаще практикуется датирование различных фракций для одного и того же образца. Для древесных проб используют химически выделенные фракции лигнина и целлюлозы, а также гуминовых кислот. Для выделения целлюлозы и лигнина разработано несколько методик /Кинд, Алексеев, 1963; Ильвес и др., 1974; Olson, 1963/. Наиболее упрощенная методика выделения целлюлозы, предложенная Х.А. Арслановым и Л.И. Громовой /1970а/, заключается в следующем: крупноизмельченный образец древесины или торфа обрабатывают в вытяжном шкафу при температуре 75–85°C в течение 2 ч 3%-ным раствором азотной кислоты, затем промывают водой. Нерастворимые в воде продукты нитрования и окисления лигнина и гуминовых кислот растворяют путем обработки образца горячим 2%-ным раствором щелочи в течение часа. Карбонаты удаляют кипячением в 5%-ном растворе соляной кислоты. Оставшуюся целлюлозу промывают водой и сушат. Совпадение возраста отдельных фракций подтверждает пригодность образца и достоверность его датировки, поскольку одинаковая степень загрязнения углерода, находящегося в различной химической форме или в различных частях образца, маловероятна.

Торф наиболее часто применяется для радиоуглеродного датирования. Он образуется в процессе естественного отмирания и неполного распада болотных растений в условиях избыточного увлажнения и затрудненного доступа воздуха, содержит не менее 50% органических соединений. Являясь полидисперсной системой, торф из-за своих структурных особенностей более подвержен загрязнению посторонними веществами, нежели уголь или древесина. Основные виды загрязнения – посторонние гуминовые кислоты и корешки растений. Для удаления привнесенных карбонатов и гуминовых кислот хорошо сохранившиеся торфа подвергают обработке, аналогичной для древесины и угля. Если же торфа мелкодисперсные или сильно разложившиеся, то в результате весьма интенсивного воздействия на торф различных реагентов происходит растворение самого образца, и большая его часть отходит вместе с гуминовыми кислотами при обработке щелочью. В этом случае целесообразнее проводить обработку холодными растворами соляной кислоты и щелочи в течение суток каждым. Датирование часто проводится по двум фракциям: торф и гуминовые кислоты.

Наибольшую опасность при датировании торфов представляет загрязнение корешками растений. Если в обломках древесины или угля корешки легко об-

наружить и удалить, то в образцах торфа трудно определить привнесены они извне или представляют составную часть торфа. Х.А. Арсланов /1971/ предложил метод отдельного датирования предварительно рассеянного на фракции образца. Присутствующие в образце корешки при просеивании через сито большей частью остаются в крупной фракции ($>0,25-1,0$ мм), поэтому для датирования используется либо мелкая фракция (<25 мм), либо для идентификации заражения корешками датируются обе фракции. Не исключена возможность загрязнения торфа мельчайшими частичками последнего, проникающими под воздействием атмосферных осадков из верхних слоев торфяной залежи. Этот вид загрязнения из образца торфа практически не устраним /Ильвес и др., 1974/. По данным М.А. Илометса и др. /1987/, максимальное отклонение ^{14}C возраста от истинного может достигать +250 лет.

Особого внимания заслуживают вопросы датирования раковин моллюсков и карбонатного материала, не без основания считающихся одними из ненадежных в геохронометрии, поскольку легко подвержены загрязнению. Раковины моллюсков формируются из растворенных в воде карбонатных и бикарбонатных ионов. Один из основных источников заражения карбонатного материала – искажение истинного содержания ^{14}C в этих ионах за счет растворения в водоеме древних карбонатных пород. Это приводит к уменьшению концентрации ^{14}C в исследуемых образцах и удревнению их возраста. Вторая причина загрязнения – обмен между карбонатом кальция образца, который имеет ионную кристаллическую структуру, и растворенными карбонатами грунтовых вод водоема или газообразной двуокиси углерода. Процесс этот осуществляется в две стадии: а) обмен поверхностных молекул карбоната кальция; б) диффузия ионов внутрь кристалла. Как показали эксперименты, поверхностный обмен происходит легко и в течение непродолжительного времени, вторая стадия – значительно медленнее, тем не менее некоторое искажение возраста весьма вероятно. Для устранения этого вида загрязнения достаточно удаления 5–40% внешнего слоя раковин слабым раствором соляной кислоты /Пуннинг, 1987а/. Для датирования используется внутренняя часть раковин. В целях контроля полного удаления загрязнения проводится послыйное датирование /Арсланов, 1971; Olsson, Blake, 1961–1962/. В случае определения возраста озерного мергеля или тонкостенных раковин моллюсков такая процедура оказывается маловозможной. В связи с этим использование подобного материала для датирования менее надежно.

Кости обладают пористой структурой и высокими сорбционными способностями, в силу чего менее надежны для датирования, чем древесина, уголь, торф и даже раковины. Основные причины, снижающие достоверность радиоуглеродных датировок, выполненных по костям, заключаются в следующем: 1) малое содержание углерода, вследствие чего привнос даже незначительного количества чужеродного углерода существенно искажает истинный возраст образца; 2) известковая фракция костей подвергается обмену углерода, содержащегося в их структуре, на углерод CO_2 почв и грунтовых вод. В связи с этим неорганическая фракция кости практически непригодна для датирования, поскольку очистить ее от чужеродного углерода невозможно. Более надежна для определения возраста органическая часть кости. Методы разделения кости на фракции разработаны достаточно хорошо /Кинд, Алексеев, 1963; Ильвес, Лийва, 1964/.

Радиоуглеродное датирование можно проводить по всей сумме органического вещества. В этом случае хорошо сохранившуюся кость очищают, измельчают и обугливают посредством сухой перегонки. Затем обугленный образец

обрабатывают раствором соляной кислоты 1:1 до полного разрушения карбонатов. Оставшаяся органическая фракция промывается водой, обрабатывается щелочью с целью удаления гуминовых кислот и снова нагревается без доступа воздуха /Ильвес и др., 1968/. Чаше же в практике радиоуглеродного датирования для определения возраста используется коллаген, поскольку именно в нем содержится основная часть углерода (до 80%) кости. Впервые метод выделения коллагена предложен Ф. Сайнексом и Б. Фейрисом /Sinex, Paris, 1959/, он состоял в растворении коллагена в воде, очищении в процессе диализа и осаждения трихлоруксусной кислотой. Наиболее простой способ выделения коллагена из кости состоит из растворения неорганической части кости раствором 0,5M соляной кислоты, экстракции коллагена из оставшейся массы горячей дистиллированной водой, упаривания раствора коллагена до желеобразного состояния на водяной бане и сушки его под электролампами мощностью 500 Вт или в сушильном шкафу при 110°C /Орлова, 1971, 1981/.

Л.Д. Сулержицким /1987/ предложена соляно-кислая методика выделения и очистки коллагена без дробления кости, которая заключается в следующем: кость обрабатывается раствором соляной кислоты 1:1 до полного растворения минеральной части. Во избежание потерь коллагена обработка производится обязательно на холоде (лучше всего в холодильнике), так как при низких температурах растворимость коллагена снижается. Нерастворимая в кислоте часть кости подвергается механической обработке. Удаляется верхний слой, затем оставшуюся часть растворяют в небольшом количестве дистиллированной воды, нагревая на водяной бане. Раствор коллагена фильтруется от примесей, фильтрат упаривается на водяной бане и сушится. Х.А. Арслановым и Л.И. Громовой /1970б/ установлено, что фракцию коллагена необходимо обязательно обрабатывать раствором 0,1M NaOH для удаления гуминовых кислот, поскольку в некоторых случаях они вызывают значительное омоложение возраста.

Органическое вещество почв в последние годы все шире используется для радиоуглеродного датирования. Однако гетерохронность его состава создает определенные затруднения при его применении. Вопросы, касающиеся лабораторных методов обработки почвенного материала для датирования, и проблема интерпретации результатов радиохронометрии, широко дискутируются в литературе /Чичагова, Левитан, 1962; Арсланов и др., 1970; Герасимов, Чичагова, 1971; Шарпенсил, 1971; Завельский, 1975, 1978; Арсланов, Козырева, 1976; Орлова, Панычев, 1982; Орлова и др., 1984; Чичагова, 1985; Campbell et al., 1967; Costin, Polach, 1969; Geyh et al., 1971; Scharpenseel, 1971; Polach, Costin, 1971; Bowler, Polach, 1971/.

Специфичность почвенного материала для датирования обусловлена прежде всего биологической активностью почвенного профиля на протяжении всего периода его формирования. Этим он отличается от древесины и торфа, где каждое годичное кольцо или прослой торфа "консервируют" определенный изотопный состав углерода момента роста. В почвенном профиле идет постоянное перемещение органики и вследствие этого изменение изотопного состава углерода. В зависимости от характера процессов почвообразования и его динамики меняются соотношения фракционного состава гумуса, что приводит к неравномерному распределению радиоактивного изотопа углерода по фракциям. Вариации возраста отдельных фракций достигают нередко ощутимой величины. В связи с этим обстоятельством высказано несколько точек зрения по проблеме датирования почвенной органики, которые сводятся главным образом к следующему: 1) гумусовое вещество (ГВ) почв не пригодно для "радиоугле-

родных часов"; 2) ГВ почв отражает среднее время пребывания углерода в почве (mean residence time – MRT). Авторами этой концепции предлагается проводить исследования по выяснению взаимоотношения MRT с "истинным" возрастом /Scharpenseel, 1971/; 3) ГВ почв делится на биологически активные и биологически инертные составные части, в этом случае авторы предлагают проводить исследования по выявлению "датирующей фракции" /Герасимов, Чичагова, 1971; Чичагова, 1985; Чичагова, Черкинский, 1987/.

Исследования по датированию парных проб (уголь, древесина – ГВ почв) показали несостоятельность первой концепции /Орлова, Панычев, 1982/. Неопределенным представляется также и термин MRT – среднее время пребывания углерода в почве. В отличие от первых двух, третья точка зрения на радиоуглеродный возраст ГВ почв открывает возможности не только для получения радиоуглеродных дат, отражающих достоверный средний возраст погребенных почв по биологически инертной фракции гумусового материала, но и использование биологически активной фракции для идентификации возможно загрязненной проб, обусловленного открыто–закрытым характером погребенных почвенных систем. В связи с этим важна обработка единой методики выделения органической части почвы для датирования, обладающей достаточно хорошей воспроизводимостью результатов.

С целью отработки методики выделения почвенной органики для датирования нами за основу был взят метод И.В. Тюрина в модификации Х.А. Арсланова и Л.Г. Козыревой /1976/, согласно которому органическое вещество почвы разделяют на следующие фракции: 1) свободные гуминовые кислоты – фульвокислоты; 2) гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R_2O_3 – I фракция гуминовых кислот; 3) гуминовые кислоты, связанные с устойчивыми формами R_2O_3 (более прочно связанные с минеральной частью) – II фракция гуминовых кислот; 4) гумины; 5) остаток почвы.

Операции по выделению этих фракций применительно к условиям лаборатории состоят в следующем. Сухой почвенный образец, общая масса которого зависит от содержания в нем гумуса и обычно колеблется от 3 до 20 кг, рассеивают на ситах (минимальный размер ячейки 0,25 мм), при этом содержимое каждого сита просматривается и тщательно очищается от посторонних примесей (семян, корешков трав, остатков насекомых и др.). Подготовленную таким образом почву обрабатывают раствором 0,1М NaOH в 20-литровых батарейных стаканах при комнатной температуре в течение суток при постоянном перемешивании. Затем щелочной раствор сифонируется и из него концентрированной серной кислотой осаждают фракцию свободных гуминовых кислот. Оставшуюся почву подвергают декальцированию раствором 0,1М серной кислоты, в случае сильно карбонатных почв раствором 0,1М соляной кислоты. Затем отмывают водой до полного отсутствия ионов Са в фильтрате. Декальцированная почва подвергается 2–3-кратной обработке при комнатной температуре раствором 0,1М щелочи. Щелочной раствор сифонируют и, добавляя серную кислоту, осаждают гуминовые кислоты, которые после высушивания идут на приготовление бензола первой фракции гуминовых кислот, связанных с Са и подвижными формами R_2O_3 . Оставшуюся почву подвергают попеременной обработке раствором 0,1М серной кислоты и щелочи (2–3 раза). Из щелочного фильтрата выделяют вторую фракцию гуминовых кислот, более прочно связанных с минеральной частью. Затем почву помещают в водяную баню из нержавеющей стали, заливают раствором 0,1М щелочи и нагревают до 80–90°C, выдерживая при этой температуре 2–3 ч. Такая горячая обработка проводится 2–3 раза. Из щелочного фильтрата осаждают

фракцию гуминов. Остаток почвы после промывки подкисленной водой может также использоваться для датирования.

Результаты исследований, проведенных в лаборатории, показали, что раздельное датирование фракций органики погребенных почв не представляет данных для количественной оценки возможного заражения, однако позволяет идентифицировать загрязнение почвенных проб инородным углеродом и дать качественную оценку достоверности определяемого образца /Орлова, Панычев, 1982; Орлова и др., 1984/.

Выделение органического вещества по вышеприведенной методике – трудоемкий процесс и требует длительного времени. О.А. Чичагова и А.Е. Черкинский /1975/ предложили более упрощенную методику подготовки гумусового вещества для датирования, согласно которой выделяются свободные гуминовые кислоты и сумма гуминовых кислот, связанных с минеральной частью. Подготовка почв для датирования по этой методике состоит из следующих операций: образец, очищенный от корешков, обрабатывается раствором 0,1М NaOH. Из щелочного раствора концентрированной серной кислотой осаждают свободные гуминовые кислоты. Остаток почвы после декальцирования и промывки водой обрабатывают несколько раз раствором 0,1М NaOH, нагревая на водяной бане до 60–80°C. Полученный раствор гумусовых веществ сифонируют и из него концентрированной серной кислотой осаждают сумму гуминовых кислот, связанных с минеральной частью почвы. Эта методика наиболее приемлема для серийного датирования и для датирования древних погребенных почв, содержащих незначительное количество органики.

Последующие операции по переводу органического вещества в удобную форму для измерения активности углерода – в бензол, заключаются в следующем: 1) сухая перегонка образца при 800–850°C; 2) синтез карбида лития при температуре 600–750°C; 3) синтез ацетилена и 4) синтез бензола путем реакции тримеризации молекул ацетилена на алумосиликатно-ванадиевом катализаторе. Эти операции и проблемы, связанные с ними, подробно описаны в литературе /Старик и др., 1963; Арсланов, Тертычный, 1970; Парунин, Гракова, 1971; Арсланов, Филонов, 1976; Фирсов и др., 1971, 1981; Панычев, 1979; и др./.

Глава II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Территория Барабинской лесостепи расположена в южной части Западно-Сибирской равнины в пределах широкой полосы Обь-Иртышского междуречья (рис. 2). С севера она ограничивается Васюганскими болотами, на юге к ней примыкает Кулундинская степь, на востоке распространяется вплоть до Оби, на западе естественной границей служит Прииртышский увал. В целом эта территория представляет собой равнину, слегка наклоненную с северо-востока на юго-запад, слабо приподнятую над уровнем моря. Уменьшение абсолютных высот в направлении с северо-востока на юго-запад происходит постепенно. Степень уклона поверхности наиболее резко выражена в северо-восточной части Барабы. В пределах центральных районов он заметен менее отчетливо, в районе оз. Чаны поверхность равнины почти горизонтальная. По характеру распределения высот, варьирующих от 105 до 165 м, Барабинскую равнину можно разделить на две геоморфологические поверхности: Западно-

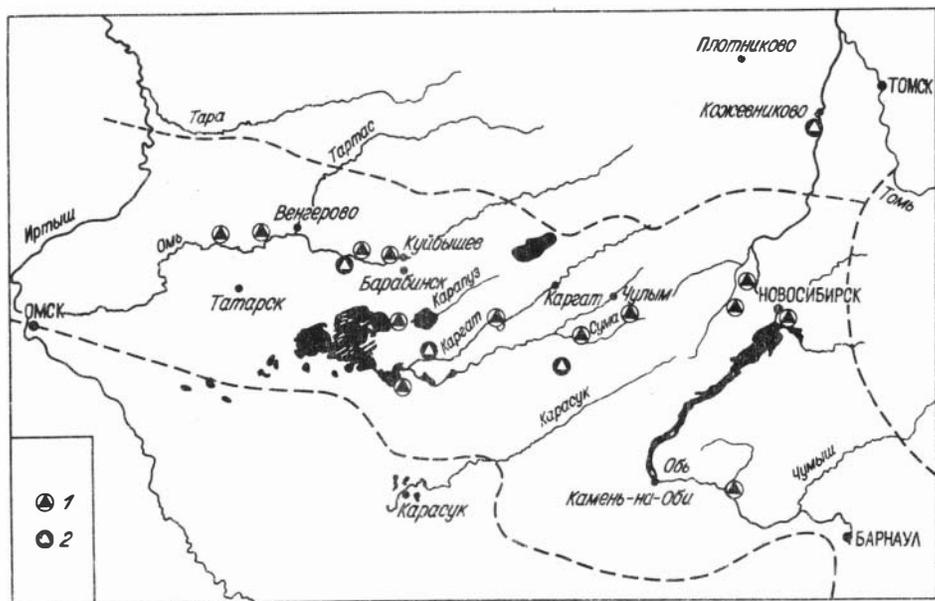


Рис. 2. Схема района исследований.

1 – разрезы голоценовых отложений; 2 – археологические стоянки.

и Восточно-Барабинский районы. Самостоятельную геоморфологическую единицу представляет долина самой Оби и ее притоков /Николаев, 1962, 1970, 1978; Мартынов, 1980; Мартынов и др., 1984/.

Долина Оби занимает, естественно, наиболее низкое гипсометрическое положение. Она заложена в области сопряжения двух крупных геоструктур – Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, что находит свое отражение в весьма сложном геологическом и геоморфологическом строении этого района. Наряду с широким распространением четвертичных образований, слагающих основные формы рельефа, здесь развиты и близко подходят к дневной поверхности коренные породы Кольвань-Томской складчатой зоны. Последние представлены сланцами и гранитоидами палеозойского возраста, кровля которых постепенно погружается в сторону Западно-Сибирской равнины. В этом же направлении наблюдается увеличение мощности кайнозойских отложений. В целом для долины Оби характерна ступенчатость рельефа. Эта особенность служила основанием для выделения в районе Новосибирского Приобья ряда террас /Мартынов, 1966; Мартынов и др., 1977/. Однако только пойма и две нижние надпойменные террасы имеют достаточно четкую выраженность в рельефе. Две верхние террасы выделены по данным бурения, которое позволило установить ступенчатый характер их поколей.

Исследования последних лет, связанные с широким применением радиоуглеродного метода датирования, внесли существенные коррективы в вопросы возраста и генезиса отложений, слагающих террасовидные ступени долины Оби. И.А. Волков /Волков, Архипов, 1978/ в пределах Новосибирского Приобья выделил три надпойменных террасы – толмачевскую, кудряшовскую, криводановскую и одну пойменную (рис. 3). Однако лишь пойменная и I надпойменная (криводановская) террасы сложены, по его мнению, типичными аллювиальными осадками, отвечающими самостоятельным этапам позднейшего развития долины и, следовательно, могут быть квалифицированы как речные тер-

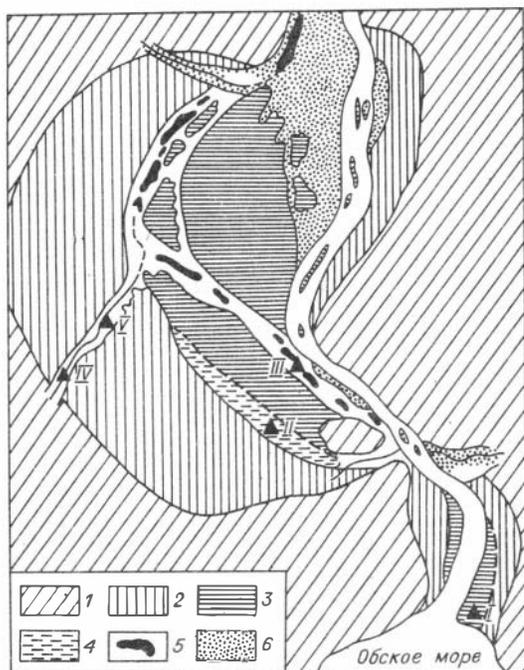


Рис. 3. Геоморфологическая схема долины Оби на участке между городами Новосибирск и Кольвань.

I-V — местоположение изученных разрезов: I — болото Гладкое, II — болото Толмачевско-Кrivодановское, III — свх. Обской, IV — с. Прокудино, V — с. Буньково.

1 — междуречье; 2 — II надпойменная терраса (толмачевская); 3 — кудряшовская терраса; 4 — Толмачевско-Кrivодановская торфяная залежь; 5 — I надпойменная (криводановская) терраса; 6 — пойма.

расы. Что же касается толмачевской и кудряшовской террасовидных ступеней рельефа, то они лишь условно названы им террасами. В действительности же

это довольно сложные образования, обладающие признаками, которые отражают направленное изменение фациальных условий, но не постепенно-непрерывное, а прерывистое и более сложное, чем просто смена руслового аллювия пойменным. Подобные разрезы образуют трех- и четырехчленные аллювиальные комплексы. Так, например, разрез толмачевской террасы в районе с. Прокудино представлен тремя пачками пород, обособленных друг от друга по структурно-текстурным признакам. Нижняя пачка имеет супесчано-суглинистый состав с довольно сложным взаимоотношением отдельных косонаслоенных прослоев внутри них и вместе с тем достаточно выдержанная сортировка материала позволяет диагностировать их как фацию прирусловой отмели. По растительным остаткам из этой пачки получена серия радиоуглеродных дат: $29\,000 \pm 570$ лет (СОАН-1952), $23\,320 \pm 120$ лет (СОАН-1953), $32\,070 \pm 370$ лет (СОАН-1951). Нижний аллювиальный ярус толмачевской террасы перекрыт пачкой супесчано-суглинистых осадков со своеобразными структурно-текстурными признаками, которые позволяют отнести их к так называемому перигляциальному аллювию. Резкая смена литолого-фациального состава вызвана, вероятно, похолоданием климата, судя по радиоуглеродным датировкам, начавшейся сарматской ледниковой эпохи. Вывод о значительном похолодании во время формирования суглинистой части разреза толмачевской террасы исходит не только из структурно-текстурных особенностей этих отложений, но и подтверждается данными спорово-пыльцевых исследований /Букреева, Полещук, 1970/. Выше по разрезу с размывом залегает пачка желтовато-серых разнозернистых песков, образующих верхний ярус разреза толмачевской террасы. По мнению И.А. Волкова /Зыкина и др., 1981/, это прибрежно-озерные отложения, сформировавшиеся во время позднезырянской трансгрессивной стадии Мансийского приледникового озера.

Восточно-Барабинский район расположен к северу от Степного плато и представляет собой обширную увалисто-ложбинную, слабо расчлененную равнину. К северу она постепенно переходит в Васюганскую болотную равнину. Ос-

новными элементами рельефа данного района являются плоские увалы, достигающие ширины 30–50 км, и разделяющие их широкие ложбины стока. К последним приурочены современные речные долины, которые имеют довольно выдержанную ориентировку с северо–востока на юго–запад. Абсолютные отметки колеблются в пределах от 120 до 165 м, наиболее возвышена возвышенная часть равнины, где на отметках 155–165 м расположен водораздел между левыми притоками Оби и бассейном Оми. В юго–западном направлении отметки постепенно снижаются до 130–120 м. Значительные пространства водораздельных равнин заболочены. Здесь широко распространены неглубокие замкнутые понижения различных размеров, занятых обычно низовыми болотами, солончаками и озерами.

К числу более мелких, но довольно характерных форм рельефа относятся гривы. Они, как правило, приурочены к древним ложбинам стока, образуя гривообразные формы рельефа с довольно выдержанной востоко–северо–восточной ориентировкой. В восточной части рассматриваемого района они встречаются в виде единичных форм, а по мере продвижения на запад количество их возрастает, образуя участки так называемого гривного рельефа Барабы. Не менее характерным элементом рельефа являются займища. Они представляют собой округлой, реже несколько вытянутой, либо изометричной формы озеровидные расширения современных долин местной гидросети. Котловины займищ заполнены озерными осадками и торфяными залежами. По периферии займищ видны отчетливые следы активной абразионно–аккумулятивной деятельности исчезнувших ныне озер. Здесь можно наблюдать серии береговых валов, маркирующих этапы постепенного спада уровня озер в голоцене. Типичными представителями этой формы рельефа являются Суминское, Кундранское, Кажское займища.

В составе четвертичных отложений междуречий преобладают глинистые озерные осадки, выделенные в состав федосовской свиты. Эти отложения либо выходят прямо на поверхность, либо перекрыты тонким (мощностью до 1 м) слоем субаэральных осадков более легкого состава. В мелких понижениях рельефа широко распространены органогенные отложения. В строении федосовской свиты отмечается ритмичное чередование глинистых и суглинистых пачек озерных отложений с погребенными горизонтами аэрации в виде ржаво–бурых железистых прослоев, гидроморфных почв и прослоев с густой сетью тонких корневых остатков. Свита охарактеризована комплексом остракод, спорово–пыльцевыми спектрами. В основании свиты найден зуб эосенборнской лошади, что позволяет датировать ее в широких пределах от раннедо среднечетвертичного времени /Мартынов, 1981/.

Западно–Барабинский район охватывает бассейн среднего течения р. Оми и чашеобразное причановское понижение. Он занимает гипсометрически наиболее низкое положение, с абсолютными отметками в пределах 105–120 м, образуя самостоятельную крупную геоморфологическую ступень рельефа Барабы. Последняя отделяется от восточного относительно приподнятого района довольно хорошо выраженным уступом, в пределах которого рельеф снижается от 125 до 115 м /Панадиади, 1953; Николаев, 1962; Николаев и др., 1982/.

Наиболее характерными формами рельефа Западно–Барабинского района являются гривы с разделяющими их межгривными понижениями. В плане гривы образуют довольно узкие, параллельно вытянутые гряды, ориентированные в северо–восточном направлении. Высота отдельных грив колеблется от 3–4 до 15–16 м, а длина достигает 20–25 км. Значительно изменчивую величину составляет также и ширина грив, варьируя от 500 м до 2 км. Гривы сложены светлыми желтовато–бурыми слабоуплотненными карбонатными отложениями, состав которых изменяется от глинистого песка до тяжелого суглин-

ка. Первоначально пологие склоны грив зачастую преобразованы озерной абразией в довольно крутые уступы.

По вопросу о происхождении гривного рельефа общепринятого мнения до сих пор нет. Одни исследователи считают, что гривы образовались в результате водно-аккумулятивной и водно-эрозийной деятельности /Герасимов, 1934, 1940; Громов, 1940; Петров, 1948/, другие полагают, что гривный рельеф Западной Сибири в основном аккумулятивный и образовался под воздействием древних эоловых процессов /Федорович, 1950, 1960, 1961; Мартынов, 1957, 1963, 1966; Волков, 1961, 1962, 1965а, 1971, 1973, 1976, 1982; Волков и др., 1969; Волков, Зыкина, 1977; Мартынов и др., 1984/. Ряд исследователей относят гривы к скульптурным формам рельефа, возникшим в результате эрозийно-аккумулятивных процессов /Городецкая, 1962, 1966; Николаев, 1962, 1978, 1982; Николаев, Пилькевич, 1972; Пилькевич, 1974; Белецкая, 1976; Николаев и др., 1979/.

Плотность распределения грив от места к месту меняется. Чаще всего они расположены группами, однако в отдельных местах можно наблюдать одиночные гривы среди выровненной, плоской равнины. В подобных случаях такая характерная форма рельефа района, как межгивные понижения, не имеет четкого выражения в рельефе. В местах большого скопления грив межгивные понижения, напротив, являются определяющими формами в характеристике ландшафта. Они представляют собой долинообразные понижения в соответствии с общим направлением грив. Практически все понижения заняты озерами, среди которых наиболее крупными размерами выделяются Чаны, Сартлан, Тандово. Гривный рельеф определяет сложную изрезанную конфигурацию оз. Чаны. Цепочки грив также пересекают саму водную акваторию, разделяя ее на отдельные плесы: Юдинский, Тагано-Казанцевский, Чиняевский и Яркульский.

Западно-Барабинский район занимает определенное положение в геоструктурном плане Западно-Сибирской плиты, тяготея к наиболее погруженной структуре палеозойского фундамента – Омской впадине. Здесь по данным бурения развиты наиболее мощные толщи континентальных образований палеогена и неогена, которые близко подходят к дневной поверхности, мощность четвертичных отложений, в отличие от Восточно-Барабинского района, значительно сокращена. Они выделены в состав чановской свиты, представленной мелкозернистыми слюдястыми песками желтовато-серого цвета с прослоями суглинков. В ряде мест в песках свиты обнаружены остатки пресноводных моллюсков *Corbicula fluminalis*, что позволяет отнести эти отложения к ранне-среднему плейстоцену /Мартынов, 1981/. Отложения чановской свиты перекрыты тонким слоем субаэриальных суглинков с характерными признаками лесовых пород: перистые, карбонатные, пылеватые, желто-бурые, с вертикальными стенками в карьерах. Последние распространены повсеместно и залегают в виде покрова на выровненных межгивных участках, а также образуют гривы, представляя собой две фациальные разновидности. Значительные колебания механического состава гривных толщ придают нередко им слоистый характер. Фашия покрова имеет иной состав: более однородный, суглинистый, зерна песчаного материала очень редки.

Согласно стратиграфической схеме 1976 г. гривы занимают широкий стратиграфический объем, охватывающий три горизонта: сартанский, каргинский, ермаковский. Установлено, что их формирование связано с активизацией эоловых процессов в условиях очень сухого климата, когда сток по долинам рек практически прекращался, а котловины озер были сухими. Логично подобные условия для внеледниковой зоны связывать с ледниковыми стадиями. И это, действительно, подтверждается радиоуглеродными датировками – 14–15 тыс. лет назад, по костям из отложений в верхней части Волчьей Гривы.

Что касается возраста нижней границы этих отложений, то проведение ее в пределах ермаковского горизонта, по сути дела, не имеет под собой фактического обоснования и не оправдывается с точки зрения палеогеографических условий осадконакопления. Полученные нами новые данные позволяют сузить стратиграфический объем этих отложений до сартанского горизонта, сопоставив его с холодной стадией-2 изотопно-кислородной кривой океанических осадков.

Гидрографическая сеть Барабинской равнины определена наличием трех бассейнов: бассейна р. Иртыш (рек Омь, Тара с притоками); реками внутреннего бассейна, к которым относятся р. Каргат и ее крупный приток р. Чулым, впадающие в оз. Чаны, и обского бассейна. Все реки внутреннего бассейна имеют юго-западную направленность русла и малоуглубленные слабообразованные долины. Реки бассейна Иртыша в верхнем течении имеют ту же юго-западную направленность, плохо оформленные долины, но, приближаясь к области среднего и нижнего течения, они меняют направленность на широтную. Реки обского бассейна отличаются значительно более крутыми уклонами.

Территория Барабы изобилует озерами. Их общее число превышает 2500, занимаемая площадь свыше 5000 км², 84% общего числа озер составляют мелкие, с площадью водного зеркала менее 1 км², на их долю падает 14% общей площади озер. Основную же долю площади занимают пять наиболее крупных водоемов: Чаны, Сартлан, Убинское, Тандово, Урюм. Озера чаще приурочены к районам развитого гривного рельефа, где они занимают межгривные понижения и котловины и имеют часто вытянутую форму. Менее значительная группа озер расположена на поверхности плоских и пологоувалистых равнин. Здесь они приурочены к более или менее четко оформленным гривно-лощинным низинам. Наряду с пресными, которые занимают около 50% общей площади, в Барабинской равнине широко распространены слабосоленые и реже соленые и горько-соленые озера. Число последних, их размеры и степень минерализации наиболее высоки в южной и юго-западной части равнины, к северу и северо-западу степень минерализации озер уменьшается, что связано с климатическими и геологическими факторами /Панадиади, 1953/.

Происхождение озер самое различное: озера древних ложбин стока, пойменно-долинные, суффозионно-просадочные, реликты бывших ледниковых озер /Поползин, 1967, 1977/.

Одной из характерных особенностей ландшафта Барабинской равнины являются болота. Они занимают древние ложины стока, межгривные ложбины, обширные плоские котловины и западины, а также мелкие впадины и блюдца, которыми изобилуют пологие склоны водоразделов и грив. А.Д. Панадиади /1953/ выделил два типа болот, развитых на этой территории: водоемного и суходольного заболачивания. В южной и юго-западной части Барабы чаще встречаются болота первого типа, их образование происходит путем зарастания озер и стариц. Болота второго типа наиболее развиты в районах гривно-котловинного рельефа, самые распространенные среди них – болота тростниково-осоково-вейниковые, приуроченные к озеровидным расширениям речных долин. Их возникновение А.Д. Панадиади связывает с избыточной увлажненностью, вызываемой длительным стоянием речных полых и весенних талых вод, притекающих с водосбора.

КЛИМАТ, ПОЧВА, РАСТИТЕЛЬНОСТЬ, ЖИВОТНЫЙ МИР

Сведения о климатических условиях, почве, растительном покрове, животном мире приведены в работах А.Д. Панадиади /1953/, М.С. Кузьминой /1953/, Н.И. Базилевич /1953/, В.В. Орловой /1963/, "Западно-Сибирская

низменность" /1963/, Н.И. Михайлова /1968/, П.С. Панина и Х.Х. Мелеск /1978/, И.С. Ильиной и др. /1985/ и др.

На климат Барабинской лесостепи с севера воздействуют арктические массы воздуха с его сухостью и низкими температурами, а с юга привносятся прогретый континентальный умеренный и даже тропический воздух. Активная циклоническая деятельность и большое число антициклональных образований, перемещающихся по данной территории, обуславливают большую изменчивость погоды. Климат Барабы континентальный, с резкими контрастами. Амплитуда средних месячных температурных колебаний 36–40°C, а годовая достигает 95°C. Среднегодовая температура воздуха отрицательная (–1°). С сентября по октябрь на территории господствуют южные и юго-западные ветры, летом наряду с ветрами этих направлений – северные и северо-восточные. Средняя годовая скорость ветра составляет 5 м/с. Продолжительность безморозного периода в разные годы колеблется от 90 до 135 дней, в течение года выпадает в среднем от 320 до 450 мм осадков. Основная их масса приходится на теплые месяцы года.

Лето жаркое, но довольно короткое. Средняя июльская температура равна +17,5±19,0°C, но в отдельные дни она достигает +36±40°C. В летнее время бывают иногда и понижения температуры, сопровождающиеся заморозками на почве в пониженных местах.

Осень короткая, преимущественно сухая. Сентябрь, как правило, теплый, но часты заморозки. В третьей декаде октября устанавливается отрицательная температура и начинается промерзание почвы, которое достигает максимума к апрелю (>200 см).

Зима суровая, средняя температура января от –19 до –21°C, но в отдельные дни морозы достигают –52±–56°C. Продолжительность зимнего периода – 5–5,5 мес, начиная с конца октября – начала ноября и до конца марта – начала апреля. Мощност снежного покрова невелика и крайне неравномерна: 20–30 см в открытых местах и до 65–70 см в защищенном лесными колками и лесополосами. Ветер сносит снег с открытых мест в колки, камышовые заросли болот и понижения местности, поэтому гривы часто оголены. Неравномерность распределения снежного покрова сказывается на глубине промерзания почв, достигающей наибольшей мощности на гривах. При юго-западных ветрах и метелях зимой может наблюдаться повышение температуры, но оттепелей, сгоняющих снег, не бывает. Почва не оттаивает.

Весна – самый короткий сезон в году. Снежный покров сходит за 7–8 дней. Почва быстро прогревается, к началу мая она полностью оттаивает. Вегетационный период, т.е. период со средней температурой выше +5°C, начинается в начале мая и продолжается 150–160 дней. Вследствие вторжения холодных арктических масс для мая и июня характерен возврат холодов, заморозки, что неблагоприятно отражается на начале вегетационного периода. Осадков весной выпадает мало. При малоснежной зиме и малых запасах влаги в почве весной и в начале лета часто наблюдаются настоящие засухи, которые характеризуются высокими температурами, низкой влажностью и сильным испарением.

Почвенный покров Барабинской лесостепи имеет мозаичный характер. Его пестрота обусловлена разнообразием рельефа, растительности, климатических условий, различной глубиной залегания грунтовых вод, разной степенью их минерализации. Почвенный покров сложен как по составу, так и по сочетанию типов почв. Вследствие этого лесостепная зона подразделяется многими исследователями на несколько подзон. Так, К.П. Горшенин /1955/ выделил северную и южную подзоны, а П.Н. Крылов /1919/ и Т.Д. Градобоев и др. /1960/ – три подзоны лесостепи: северную, центральную солонцеватую и юж-

ную. Так как почвенный покров тесно взаимосвязан с рельефом, гидрогеологией и историей растительности, то последнее деление наиболее близко отвечает действительности.

В южной подзоне преобладают обыкновенные черноземы. В них отмечается слабая остаточная солонцеватость и осолоделость, наличие легкорастворимых солей – хлоридов и сульфатов. На гривах, где грунтовые воды залегают на глубине более 4–5 м, развиты темно-серые осолоделые почвы, с мощностью гумусового горизонта 15–20 см, а в ложбинах и западинах – солонцы и луговые солонцеватые почвы. К нижней части склонов грив и к понижениям обычно приурочены солончаки. Основной тип растительности на черноземах обыкновенных – злаково-разнотравно-ковыльные степи. Эти земли в основном распаханы, целинные участки сохранились лишь в виде небольших полос по склонам грив и вдоль оврагов. Травянистый покров на солонцах состоит из полыней понтийской, каменной и шелковистой, грудницы Таута, вейника наземного и типчака. Леса встречаются в виде редко расположенных колков, приуроченных к западинам с типичными солодами. Среди кустарников – ива, нередко пушистая береза.

Вся Центральная Бараба входит в подзону солонцеватой лесостепи. Здесь развиты лугово-черноземные почвы с явно выраженными явлениями солонцеватости и солончаковости. В западной части преобладают солонцы луговые, в займишных понижениях – лугово-болотные почвы. Содержание гумуса колеблется в зависимости от степени увлажнения от 7 до 17%. Растительность этой подзоны – остепненные галофитно-злаковые луга. В них господствуют ячмень короткоостистый, бескильница, полынь морская, осоки, низкий тростник. В колках наряду с березой много осины, хорошо развит наземный покров из лесного крупнотравья, злаков и бобовых растений. Среди них преобладают скерда сибирская, борщевник сибирский, ястребинка зонтичная, медунка лекарственная, много ежи сборной, осоки большехвостой и др. В засоленных из-за плохой дренированности понижениях бассейнов рек Баган, Чулым, Каргат развиты солончаковатые луга с преобладанием в травостое лисохвоста солончакового, вейника вытянутого, ячменя солончакового. Древесные представлены березой, ивой, тополем.

Для северной подзоны характерны выщелоченные черноземы, оподзоленные глинистые и тяжелые суглинистые с гумусовым горизонтом от 30 до 50 см. Эти почвы также занимают обширные массивы на гривах и приречных увалах Центральной Барабы. Растительность, развитая на данных почвах, представлена березово-осиновыми колками. В подлеске различные кустарниковые ивы – сибирская, серая, козья. Встречаются черемуха, рябина, калина, шиповник. В травяном покрове преобладают вейник тростниковидный, осока большехвостая, полевца, ежа, мятлик, косяника, а также чина гороховидная, чина Гмелина, василистник, серпуха, борщевник и др.

К песчаным отложениям Новосибирского Приобья приурочены сосновые и березово-сосновые остепненные леса, так называемые сосновые боры. Травянисто-кустарничковая растительность представлена бруснично-разнотравными, разнотравно-вейниковыми и разнотравно-осоковыми сообществами.

Животный мир Барабинской лесостепи богат и разнообразен. В березово-осиновых колках и на открытых пространствах водятся волки, медведи, лисицы, рыси, росомахи, белки, колонок, соболь, дикие козы, белый хорек, заяц русак, заяц беляк, серая мышовка, красная полевка, экономка, хомяк, бурндук. В прибрежных зарослях многочисленных водоемов и займищ обитает горностай. Во всех пресных и слабозасоленных водоемах встречаются ондатра и водяная крыса. По количеству водоплавающей и болотной птицы Бараба занимает одно из первых мест в СССР. Наряду с различными видами уток и

гусей здесь обитают журавли, лебеди, гагары, цапли и др. Из боровых птиц распространены тетерев, глухарь, рябчик. В озерах Барабинской равнины водятся окунь, щука, чебак, карась, язь.

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕННОСТИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРАБЫ

Основная часть многочисленных публикаций геолого-геоморфологического плана по Барабе посвящена изучению рельефа и ее почвенно-ботанической характеристике, и очень мало внимания уделено стратиграфии голоценовых отложений. В литературе едва ли наберется с десятков спорово-пыльцевых диаграмм для этой территории, а что касается радиоуглеродных дат, то они и вовсе до недавнего времени были единичны. Для сравнения скажем, что на всей территории Западной Сибири в настоящее время, по данным В.С. Волковой и Т.П. Левиной /1982/, изучено свыше 200 разрезов голоценовых отложений спорово-пыльцевым методом и около 50 из них охарактеризованы радиоуглеродными датами. Большая же часть этих разрезов, представленных озерными, озерно-болотными и частично аллювиальными осадками, расположена в лесотундровой и таежной зонах /Кинд, 1969, 1974; Левковская и др., 1970; Волков и др., 1973; Глебов и др., 1974; Фирсов и др., 1974; Левковская, 1977; Архипов и др., 1980; Левина, 1980; Neustadt et al., 1974; и др./.

Обобщение материалов палинологических исследований с учетом данных по абсолютному возрасту позволило составить схему изменения климата и растительности в голоцене центральной части бореально-таежной зоны /Волкова, Левина, 1985/ и провести корреляцию рубежей голоцена Западной Сибири с таковыми Скандинавии и Западной Европы /Серебрянный, 1984/.

Первые спорово-пыльцевые диаграммы по торфяникам Барабы были составлены с учетом только древесного состава растительности и совсем не отражали состав травянистых, имеющих важное значение для восстановления истории растительного покрова лесостепных и степных ландшафтов /Бронзов, 1936; Нейштадт, 1936, 1957; Н.Я. Кац, С.В. Кац, 1949, 1950/.

Н.Я. Кац и С.В. Кац /1950/ на основе сопоставления западносибирских спорово-пыльцевых диаграмм с уральскими определили возраст самых древних торфяников лесостепной зоны примерно в 5 тыс. лет, самое большее 6 тыс. лет. Позднее С.В. Кац /1957/ изменила свое первоначальное мнение, датировав самые древние торфяники в 9-12 тыс. лет.

В работе М.И. Нейштадта /1957/ приведено несколько спорово-пыльцевых диаграмм для торфяников верхового типа - рямов, расположенных в пределах займищ Барабы: Гуськовского, Мошнинского, Индерского. На основании этих спектров он выделил характерный для данной территории, так называемый лесостепной (барабинский) тип пыльцевой диаграммы, с целью использования ее для определения возраста и стратиграфии голоценовых отложений. Диаграмма характеризуется наличием сосны и березы и постоянным присутствием сибирского кедра, а также значительным количеством травянистых. Слоев древнего голоцена им на территории Барабы не обнаружено. Для раннего голоцена характерно максимальное количество пыльцы ели (до 10%), господствует пыльца сосны и березы. В этот период времени были широко распространены сосново-березовые или сосновые и березовые леса с присутствием сибирского кедра. Средний голоцен характеризуется господством пыльцы сосны и березы, вторым максимумом сосны. С этого времени присутствует замкнутая кривая сибирского кедра. М.И. Нейштадт считает, что смещение лесной и степной границ если и происходило в это время, то незначительно.

Для позднего голоцена характерен максимум пыли сосны и березы, значительное количество полыней. Пыльца ели либо отсутствует, либо ее количество не превышает 2%. Отмечается сдвиг лесной границы к югу.

Сопоставив спорово-пыльцевые спектры торфяников Барабы с таковыми торфяников Васюганья, М.И. Нейштадт пришел к выводу, что формирование самых древних торфяников лесостепной зоны началось примерно 9000 лет назад, а возможно, и ранее со стадии тростникового или тростниково-сфагнового болота. Незначительная мощность болотных отложений связывается с возможным пересыханием мелких водоемов, вследствие чего накопление сапропеля происходило медленно. В первую стадию развития, стадию займищ, торфяники также пересыхали и накопление торфа прекращалось.

Работа М.И. Нейштадта до недавнего времени оставалась практически единственной, в которой содержались сведения по стратиграфии голоцена лесостепной Барабы. И только в 1977 г. Н.А. Хотинский дополнил имеющиеся данные еще двумя спорово-пыльцевыми диаграммами. Но эти спектры также не были обеспечены радиоуглеродными датами. Автор, сопоставив их со спектрами, полученными при изучении болот восточной окраины Васюганья, которые были охарактеризованы радиоуглеродными датами, пришел к выводу, что образование изученных торфяников Барабы началось в конце атлантического периода с низинной стадии. Олиготрофная сфагновая залежь рямов начала формироваться с суббореального периода. Анализ спектров также показал, что в районе Беглянского рьяма, расположенного в северной части Барабы, начинающая с атлантического времени существовала лесостепь и степень облесенности с тех пор не изменялась. В районе же Убинского рьяма, расположенного южнее, в конце атлантического времени область степей расширилась. Отложений первой половины голоцена на территории Барабы им не обнаружено.

Первые радиоуглеродные датировки голоценовых отложений Барабинской лесостепи приведены в работе О.Л. Лисс и др. /1976/. Определение возраста придонных слоев торфяника глубиной 3,75 м близ пос. Чуваши на Тарта-Тартасском междуречье и рьяма близ ст. Убинская, мощностью 3,5 м, показало, что их формирование началось в среднем голоцене, а именно 6070 ± 90 лет назад (ТА-598) и 4350 ± 70 лет назад (ТА-596) соответственно. На займище, окружающем Убинский рям, с тростниковой ассоциацией и мощностью торфа 1,35 м, торфонакопление началось в начале позднего голоцена, о чем свидетельствует радиоуглеродная дата 2140 ± 80 лет (ТА-597), полученная для придонного образца древесно-осокового торфа.

Как видно из вышеприведенного литературного обзора, основным объектом стратиграфических исследований голоцена Барабы являлись торфяные залежи, в то время как не менее широко распространенные здесь озерные отложения оставались практически не изученными. Следует лишь отметить работы А.В. Шнитникова /1957, 1969, 1976, 1982/, который выделил в динамике общей увлажненности ритмы многовековых колебаний длительностью около 1850 лет, а также более мелкие внутривековые изменения режима озер. Однако они носили в основном палеогеографическую направленность, а вопросы стратиграфии озерных отложений практически не затрагивались. И только сравнительно недавно И.А. Волков /Волков, 1982; Волков, Волкова, 1982/ выполнил расчленение озерных отложений береговой зоны оз. Чаны, выделив при этом два основных прослоя береговых наносов, которые свидетельствуют о двух трансгрессивных фазах. Максимальная трансгрессия датирована им позднеледниковьем, ранним голоценом, новейшая – субатлантическим временем.

Одновременно Г.Н. Бердовской /Пульсирующее..., 1982/ впервые были изучены методом спорово-пыльцевого анализа донные осадки оз. Чаны по двум колонкам. Первая колонка отобрана вблизи берега. Ее мощность составляла

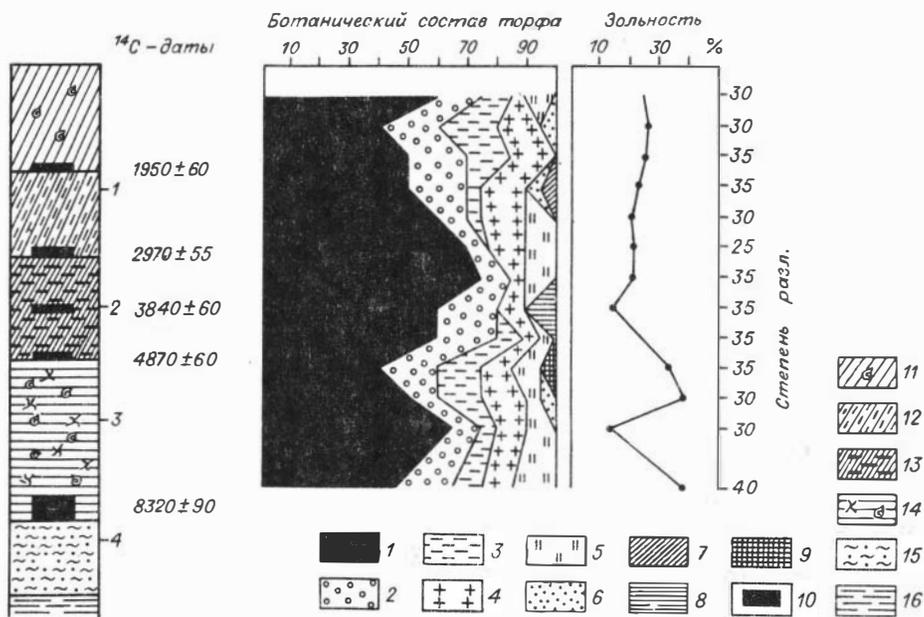


Рис. 5. Абсолютный возраст и ботанический состав торфа из Толмачевско-Кrivодановской торфяной залежи.

1 - осока; 2 - вейник; 3 - рогоз; 4 - вахта; 5 - травы; 6 - шейхцерия; 7 - тростник; 8 - камыш; 9 - гипновые; 10 - положение в разрезе проб на ^{14}C ; 11 - торф темно-коричневый, осоково-низинный, средней степени разложения, с остатками раковин моллюсков; 12 - торф светло-коричневый, средней степени разложения, осоково-низинный, с остатками гипновых мхов; 13 - торф темно-бурый, осоковый с остатками камыша и обломками древесины; 14 - торф черный, высокой степени разложения, осоковый, с большим количеством минеральных примесей; 15 - илы голубовато-серые; 16 - глина голубовато-серая.

Мощность, м
 контактирует с подстилающими илами. По-прежнему много остатков раковин моллюсков 1,35

5. Ил голубовато-серый, много песчаных зерен кварца, встречаются отдельные зерна мелкого гравия и гальки 0,60

6. Глина голубовато-серая, плотная, с сизыми пятнами оглеения, без видимых следов органических остатков. Вскрыта бурением на глубину...0,40

К настоящему времени накоплен довольно большой фактический материал для комплексной характеристики условий формирования Толмачевско-Кrivодановской торфяной залежи. К нему относятся ботанический анализ торфа (см. рис. 5), спорово-пыльцевые (рис. 6) и карпологические (табл. 4) исследования. Особое место среди всего фактического материала занимают данные радиоуглеродного датирования. Прежде всего они ставят эти исследования на прочную хронологическую базу, позволяющую проследить динамику природных процессов во времени. Реконструкция растительности болота и ее палеоклиматическая интерпретация могут быть представлены в следующем виде.

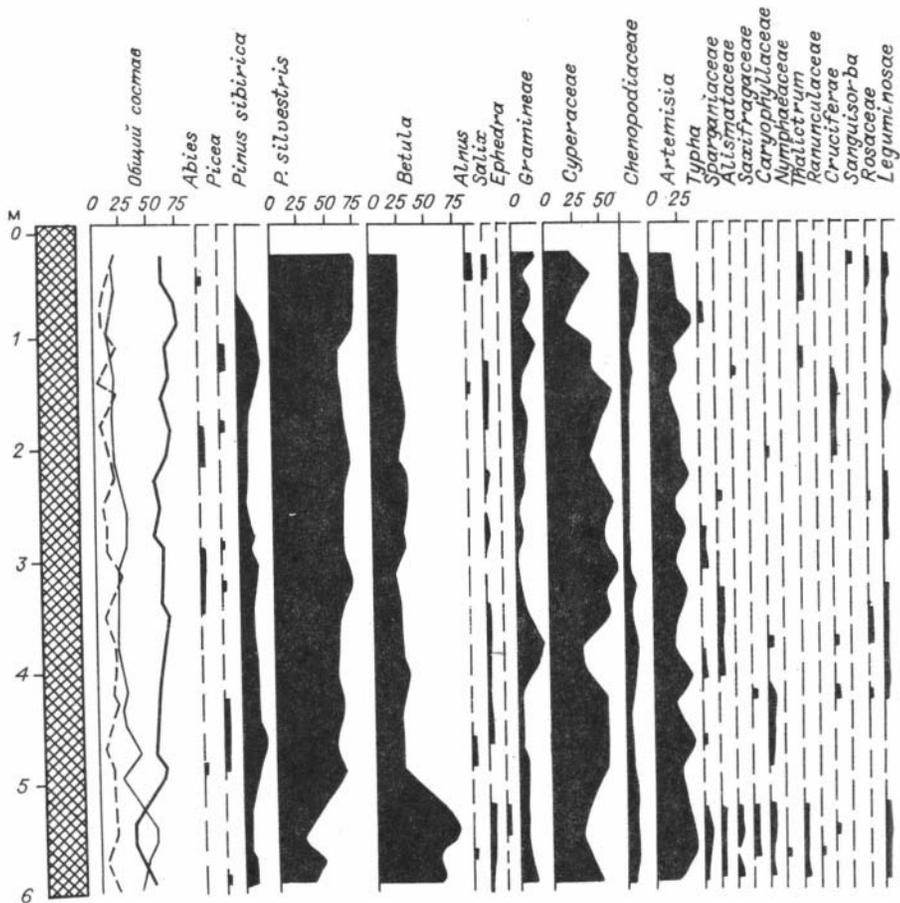
Началу образования торфяной залежи предшествовал озерный период, во время которого происходило накопление глин сл. 5. Спорово-пыльцевые спектры из глин содержат довольно много пыльцы и спор водных и прибрежно-вод-

ных растений, таких семейств, как Typhaceae, Sparganiaceae, Alismataceae, Nymphaeaceae. В составе древесных доминирует пыльца *Betula* и *Pinus silvestris*. В меньшей степени представлена пыльца *Pinus sibirica* и *Salix* /Букреева, Полещук, 1970/. В целом для этого периода характерно преобладание травянисто-кустарничковой растительности над древесной. Среди трав господствующее положение занимали полынь, осоки, маревые. Таким образом, состав флоры и ее соотношения в спектрах отражают развитие разреженных лесов, близких по характеру к лесотундре, что, вероятно, соответствует пребореальному периоду голоцена.

Развитие Толмачевско-Криводановского торфяного болота началось в бореальное время, о чем свидетельствует радиоуглеродная датировка 8320 ± 90 лет (СОАН-2232), характеризующая переходный от гиттии к торфу горизонт залежи. На этом рубеже отмечается резкое изменение в характере растительного покрова. В составе спорово-пыльцевых спектров начинают преобладать представители древесных пород. Возрастает роль сосны и одновременно уменьшается количество пыльцы березы. Среди травянистых наиболее развиты полынь, маревые, из споровых господствующее положение занимают зеленые мхи, появляются сфагновые мхи, роль папоротников снижается. Соотношение пыльцы и спор в общем составе и сам состав флоры указывают на развитие лесостепного типа растительности.

За атлантический период голоцена сформировалась значительная часть сл. 4 торфяной залежи. Средний прирост торфа в это время на болоте был не очень высоким и составлял 0,35 мм/год. Наиболее высокий показатель зольности и значительное колебание его по разрезу рассматриваемой части торфяной залежи свидетельствует о том, что старица в этот период, очевидно, периодически соединялась с руслом Оби во время прохождения весенне-летних паводков. Паводковые воды приносили большое количество минеральной взвеси, повышая зольность торфа. Для торфяной залежи в целом характерно незначительное изменение степени разложения по разрезу, что объясняется более или менее постоянной обводненностью торфяного болота. Процессы аэрации в связи с этим оставались практически постоянными на протяжении всего голоцена. Мало изменялся и растительный покров болота, что наглядно отображено однообразным ботаническим составом торфа. Основным торфообразующим растением была осока, представленная несколькими видами: *Carex diandra* Schrank, *C. riparia* Curt., *C. rostrata* Stokes, *C. spp.* В составе растительности Толмачевско-Криводановского болота постоянно присутствовали вейник и вахта. В растительности прилегающих территорий господствуют сосново-березовые леса с примесью ивы. Среди травянистых наиболее развиты злаки, постоянным компонентом растительности были маревые и полынь.

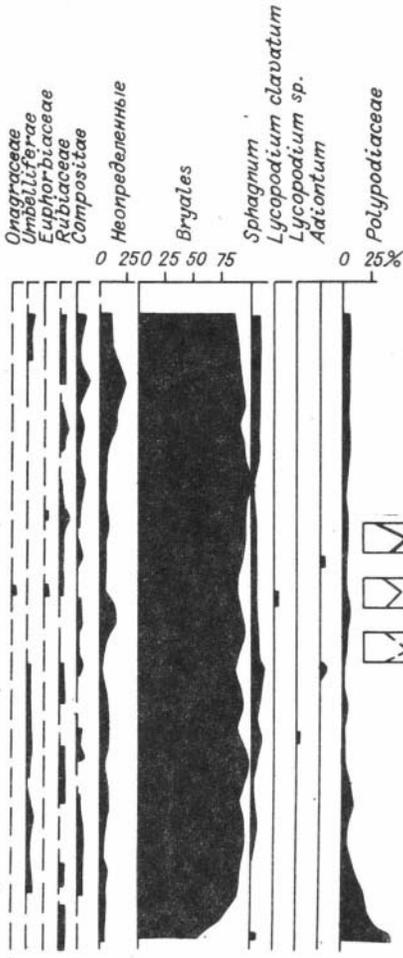
Рубеж атлантического и суббореального периодов совпадает с контактом слоев 3 и 4, на что указывает радиоуглеродная датировка 4870 ± 60 лет (СОАН-2231). Основным торфообразующим растением продолжает оставаться осока, однако для торфа суббореального периода голоцена характерно присутствие древесных остатков. Этот факт, бесспорно, свидетельствует о зарастании болота древесной растительностью в ходе его естественного эволюционного преобразования. В составе болотной растительности появляется вейбежник кистевидный (*Naumburgia thyrsiflora* (L.) Reichenb.) — характерный вид низинных торфов древесной и древесно-травяной групп /Кац и др., 1977/. В то же время доля *Thypha latifolia* L. и *Lemna trisulca* L. снизу вверх заметно уменьшается, что может быть связано с постепенным обсыханием болотного массива. В связи с этим несколько усиливаются процессы аэрации торфяного слоя, заметно возрастает степень разложения



торфа. Вместе с тем средний прирост торфяника для данного горизонта выше, чем для атлантического периода. Это несоответствие, возможно, находит объяснение в резко возросшей интенсивности болотообразовательного процесса, связанного с очень высокой продуктивностью болотного растительного сообщества первой половины суббореального периода голоцена. Во второй половине суббореального периода (2970 ± 55 лет, СОАН-2229) естественная последовательность торфообразования нарушается. Несколько меняется гидрологический режим болота в сторону увеличения обводненности. Такое изменение особенно отчетливо проявляется в массовых скоплениях остатков раковин моллюсков, отложившихся в виде отдельных прослоев в торфяной залежи, развитие которой вновь вернулось к условиям, близким по своим показателям к озерному этапу. Постоянная переувлажненность торфяного слоя не способствовала разложению отмершего растительного материала аэробными гетеротрофными организмами – бактериями, грибами. В связи с чем показатель среднего прироста торфа оказывается самым высоким по сравнению с другими периодами голоцена. Несколько ниже и его степень разложения. Заметно меняется и характер растительного покрова болота, хотя преобладающим видом среди растительного сообщества по-прежнему остается осока. Среди растительных остатков в торфах уже не присутствуют древесные виды, заметно увеличивается количество рогоза – типичного представителя придонных слоев низинных торфяников /Кац и др., 1979/.

Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника болота Толмачевско-Криводановское.

Здесь и далее сумма пыльцы: 1 - древесных пород, 2 - травянисто-кустарничковых пород, 3 - спор.



Далее процесс формирования торфяной залежи продолжается и в субатлантическое время без видимых изменений в составе растительного покрова. Можно лишь отметить, что в начале нашей эры (1960+60 лет, СОАН-2228) степень увлажненности болота в целом постепенно понижается и намечается переход режима от озерно-болотного к закисно-болотному. В настоящее время залежь представляет собой кочковато-осоковое болото с зарослями березы и ивняка. В травяном покрове присутствуют, кроме осоки, тростник, сабельник, крапива, гипновые мхи образуют моховой покров.

Другой разрез торфяной залежи (болото Гладкое) изучен нами в районе дамбы Обской ГЭС /Фирсов и др., 1982/. Геологические условия ее залегания (рис. 7) во многом сходны с условиями залегания рассмотренной выше залежи. Котловина, на дне которой накапливается торф, приурочена к поверхности кудряшовской террасы. Торфяная залежь ориентирована вдоль долины Оби и имеет длину

порядка 1 км, ширина составляет 250-300 м. Ниже по течению Оби, между Правыми Чемами и пос. Ельцовка, можно наблюдать цепочку аналогичных болотных котловин вытянутой формы и ориентированных с юга на север. Поверхность этих участков практически горизонтальная и расположена на абсолютных отметках, близких к 110 м. Поперечный профиль дна котловины, заполненной торфяной залежью, имеет резко асимметричный профиль. С запада она ограничена резким уступом, здесь мощность торфяника меняется от 0 до 5 м на протяжении всего лишь 20 м. Восточный склон ее, напротив, очень пологий, мощность торфа здесь постепенно сокращается от 3 до 0,5 м на протяжении 300 м. Одна из скважин ручного бурения вскрыла у западного края торфяной залежи ее максимальную мощность, составляющую 5,75 м (см. вкладку, рис. 8). Разрез имеет здесь следующее строение (сверху вниз):

Мощность, м

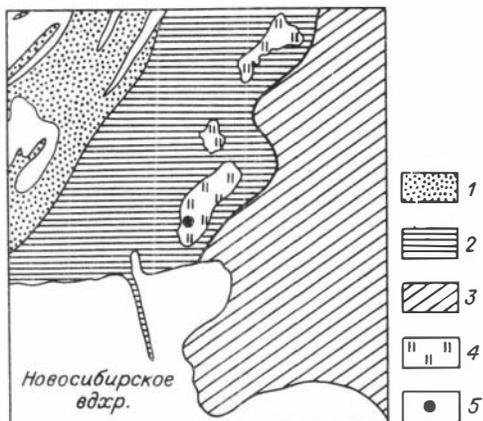
1. Торф светло-бурый, травяно-осоковый, с остатками древесины, средней степени разложения 0,85
2. Торф светло-бурый, тростниково-осоковый, средней степени разложения 0,30
3. Торф светло-бурый, гипново-осоковый 0,75
4. Торф светло-бурый, гипновый 0,20

Таблица 4. Карпологические остатки из разреза торфяной залежи Толмачевско-Криводановская

Вид растения	Климатостратиграфические интервалы голоцена						
	AT	SB				SA	
		1	2	3	4		
<i>Typha latifolia</i> L.	68	11	-	2	35	-	
<i>Triglochin maritimum</i> L.	-	-	-	1	-	-	
<i>Scirpus tabernaemontani</i> C.C. Gmel.	-	159	199	46	1	30	
<i>Eleocharis palustris</i> (L.) Roem. et Sch.	-	13	1	-	-	-	
<i>Carex diandra</i> Schrank.	-	3	11	31	-	43	
<i>C. riparia</i> Curt.	-	4	5	1	9	-	
<i>C. rostrata</i> Stokes	-	8	5	2	24	-	
<i>C. spp.</i>	85	107	87	33	102	46	
<i>Lemna trisulca</i> L.	8	9	2	24	63	15	
<i>Betula sect. Albae</i> Rgl.	7	13	-	3	5	5	
<i>Urtica dioica</i> L.	-	1	-	-	2	12	
<i>Rumex aquaticus</i> L.	-	-	1	6	1	6	
Chenopodiaceae gen.	-	1	-	-	-	-	
<i>Stellaria palustris</i> Retz.	-	-	1	9	-	10	
<i>Thalictrum flavum</i> L.	4	1	-	-	3	-	
<i>Cicuta virosa</i> L.	1	33	4	26	4	19	
<i>Naumburgia thyrsiflora</i> (L.) Rchb.	-	1	-	-	-	-	
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	27	4	1	40	347	-	
<i>Stachys palustris</i> L.	4	-	-	-	-	-	
<i>Cirsium palustre</i> (L.) Scop.	1	-	-	-	-	-	
<i>Sparganium microcarpum</i> (Newm.) Raunk.	-	-	-	-	10	-	
<i>Ranunculus flammula</i> L.	-	-	-	-	13	-	
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	-	-	-	-	2	-	
Радиоуглеродный возраст		8320 \pm 90	4870 \pm 60	3840 \pm 60	2970 \pm 55	2680 \pm 50	1950 \pm 60

Рис. 7. Геоморфологическая схема района местонахождения торфяника болота Гладкое.

1 - пойма; 2,3 - кудряшовская и толмачевская террасы; 4 - заболоченные участки кудряшовской террасы; 5 - местоположение изученного разреза торфяной залежи болота Гладкое.



5. Торф темно-серый (гумусированный прослой), осоково-низинный	0,05
6. Торф светло-бурый, осоково-гипновый	0,45
7. Торф светло-бурый, тростниково-рогозовый, с остатками осок	0,05
8. Торф темно-серый, гипново-осоковый, средней степени разложения	0,15
9. Торф темно-коричневый, гипново-осоковый, средней степени разложения	0,50
10. Торф темно-серый, осоково-низинный, сильно разложившийся	0,05
11. Торф темно-коричневый, осоково-гипновый, средней степени разложения	0,35
12. Торф черный, древесно-травяной, высокой степени разложения, легко мажется	0,35
13. Торф темно-коричневый, травяно-древесный, плотный, сильно разложившийся	0,13
14. Торф темно-коричневый, травяно-древесный, высокой степени разложения	0,12
15. Торф серовато-коричневый, гипново-осоковый, средней степени разложения	0,15
16. Торф коричневый, гипновый, плотный, волокнистый, средней степени разложения	0,60
17. Торф темно-коричневый, осоково-гипновый, плотный, высокой степени разложения	0,55
18. Торф черный, травяной, плотный, очень высокой степени разложения	0,08
19. Гиттия серовато-черного цвета, постепенно переходящая в голубовато-серую супесь	0,10
20. Переслаивание голубовато-серой супеси и темно-серого суглинка с органическими остатками	0,48
21. Переслаивание голубовато-серого песка и супеси с остатками пресноводных моллюсков	0,55

Разрез представленной выше торфяной залежи был подвергнут детальным палинологическим исследованиям, сопровождавшимся определением целой серии радиоуглеродных дат. Всего проанализировано 120 спорово-пыльцевых и 12 радиоуглеродных проб. Полученные результаты позволили определить хронологические рубежи пыльцевых зон и подзон от бореального периода до современности. Это дает основание рассматривать полученную спорово-пыльцевую диаграмму в качестве стандартной для лесостепной зоны Западной Сибири.

Значение стандартных спорово-пыльцевых диаграмм общеизвестно и не требует особых пояснений. Абсолютные марки времени обеспечивают палеогеографические реконструкции точной хронологической информацией и представляют ту основу, на базе которой возможно решение вопросов динамики природных обстановок прошлого. Они позволяют сопоставить местные и зональные диаграммы по изохронам с высокой точностью /Хотинский, 1964/. Для территории СССР стандартные диаграммы, обеспеченные большим числом радиоуглеродных дат, построены для ряда пунктов, лежащих главным образом в лесной зоне. Разрез торфяника болота Гладкое приурочен к лесостепной зоне и полученная для него спорово-пыльцевая диаграмма, охарактеризованная 12 радиоуглеродными датами, является первой подобного рода диаграммой для данной зоны.

Накопление торфа, как показывают ^{14}C даты, продолжалось длительное время, охватывающее большую часть голоцена. Для датирования брались штуфы торфа, мощностью 10 см, приуроченные к наиболее выразительным стратиграфическим границам торфяника. Это позволило получить наиболее реальные сведения о скорости торфонакопления в отдельных стратиграфических горизонтах и, в свою очередь, повысить достоверность расчетных возрастных рубежей пыльцевых зон и подзон. В случае необходимости приходилось объединять несколько проб, прилегающих сверху и снизу к одному стратиграфическому рубежу, в одну, что и было сделано для трех проб из-за недостаточного их объема для отдельного датирования. Подобный способ отбора проб по разрезу торфяника дает также возможность выявить стратиграфические перемены при формировании торфяной залежи, оценить их длительность и составить таким образом представление о полноте палинологических данных, характеризующих стандартную спорово-пыльцевую диаграмму.

Определение остаточной активности каждой пробы контролировалось на радиоуглеродных установках, настроенных на разные режимы измерений. Судя по результатам датирования (табл. 5), воспроизводимость их в большинстве случаев значительно меньше статистической ошибки измерения. В связи с этим достоверность осредненного возраста каждой пробы в пределах действительного разброса дат не вызывает особых сомнений и позволяет говорить о достаточно надежной привязке хроностратиграфических рубежей голоцена лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины.

Палинологические исследования, выполненные В.С. Волковой и Т.П. Левиной /Фирсов и др., 1982/, позволяют выделить шесть зон (см. рис. 8), охватывающих пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды голоцена. Выделение зон сопровождалось анализом конкретной ландшафтной обстановки Новосибирского Приобья в целом и района котловины болота Гладкое в частности. Принималась также во внимание и значительная роль заносной пыли в формировании спорово-пыльцевых спектров.

Зона I охватывает нижнюю часть разреза, в инт. 6,8–6,3 м. Для нее характерно присутствие сосны и березы с господством полыней маревых, эфедры. В общем составе пыли и спор преобладают древесные, среди которых господствующее положение занимает пыльца березы, затем сосны. Содержание пылицы темнохвойных небольшое. Травянисто-кустарничковая растительность представлена пылью полыней, маревых, злаков. Споры принадлежат семейству *Polypodiaceae*. Характер спектров свидетельствует о развитии сосново-березовых лесов с примесью ели и пихты по долинам рек и берегам водоемов. Плакорные участки заняты марево-попынными и злаковыми группировками. Среди водных преобладают представители семейств, обитающих по берегам стоячих и слабопроточных мелководных водоемов, что подтверждается также находками раковин пресноводных моллюсков *Lymnaea sp.*, *Gabla*

Таблица 5. Возрастная характеристика торфяной залежи болота Гладкое

Глубина отбора проб, м	№ пробы, СОАН-	Радиоуглеродный возраст, лет		Осредненный возраст, лет	Скорость накопления торфа, мм/год	Спорово-пыльцевые зоны и подзоны (глубина, м)
		Установка 1	Установка 2			
0,15	1847	460±25	500±25	480±25	0,75	VI в(0,20-0,00)
0,85	1848	1370±120	1870±90	1620±105	0,52	VI б (1,10-0,20)
1,15	1850	2220±75	2180±30	2200±50	0,90	VI а(1,30-1,10)
2,10	1852	3150±100	3250±100	3200±100		V в(2,40-1,30)
2,35	1853	3830±170	3830±150	3830±160	0,76	V б(3,00-2,40)
3,70	1854	5440±80	5520±80	5480±80		Vа(3,60-3,00)
3,75	1855	5620±160	5970±150	5800±155	0,59	IV б(4,25-3,60)
4,30	1856	6720±90	6590±80	6650±85	0,60	
4,35	1857	6900±80	7220±80	7060±80		IVа(5,10-4,25)
5,15	1858	8330±140	8280±150	8300±140		III б(5,50-5,10)
5,20	1859	8480±130	7910±150	8480±130	2,43	III а(5,90-5,50)
5,80	1860	8740±120	8680±90	8710±105		II (6,30-5,90) I (6,80-6,30)

sp., *Armiger sp.*, *Gyraulus sp.*, *Pisidium sp.* – видов, экология которых определяется режимом застойных или слабопроточных водоемов озерно-старичного типа. Сравнительный анализ ископаемых спектров с рецентными Западной Сибири с учетом современной структуры растительных зон свидетельствует о распространении на территории современной лесостепи лесов, близких по своему характеру к южно-таежной зоне. Климатические условия этого периода были достаточно благоприятные, но более прохладные и влажные, чем современные.

Зона II включает интервал разреза от 6,3 до 5,9 м. В составе спорово-пыльцевых спектров заметно преобладает пыльца травянисто-кустарничковых растений. Из древесных здесь обнаружены зерна пыльцы ели, лиственницы, сосны, березы. Преобладает пыльца березы. Немного пыльцы польины, маевых, осои и злаков. Для зоны отмечается необычно высокое (до 27%) содержание пыльцы ели, что почти в 3 раза превосходит ее количество в рецентных спектрах северотаежной зоны, и пыльцы лиственницы (до 10%). Последнее не типично для современного состава растительности широты г. Новосибирска. Характерно для зоны высокое содержание пыльцы водных растений семейств *Sparganiaceae*, *Myriophyllum*, *Typhaceae*. Состав флоры отражает развитие разреженных лесов, близких по характеру к лесотундре. Климат этого времени, по мнению Т.П. Левиной, соответствовал перигляциальным условиям.

Зона III соответствует интервалу разреза 5,9–5,1 м, охватывая гиттию и нижнюю часть торфяника. Подразделяется на две подзоны:

подзона IIIa (инт. 5,9–5,1 м) характеризуется преобладанием в спектрах пыльцы травянисто–кустарничковых растений, среди которых наиболее распространена полынь. Заметно уменьшается количество пыльцы злаков, маревых и водных. Среди споровых господствуют зеленые и сфагновые мхи, роль папоротников сокращается. Соотношение пыльцы основных групп в общем составе и состав флоры свидетельствуют о развитии растительности, близкой к лесостепи;

подзона IIIб (инт. 5,5–5,1 м) отличается от предыдущей еще большим количеством пыльцы березы в спектрах и максимально большим (95%) количеством пыльцы полыни. Злаки и маревые на прежнем уровне. Характер растительности типично лесостепной.

Климатические условия на границе этой зоны испытывают резкие изменения в сторону потепления и совпадают с рубежом пребореального и бореального периодов, возраст которого, согласно расчетным данным, составляет 8760 лет.

Зона IV охватывает интервал разреза от 5,1 до 3,6 м. Для зоны характерно резкое увеличение пыльцы древесных, что свидетельствует о начале интенсивного облесения территории. Радиоуглеродные определения позволяют отнести ее к атлантическому периоду. По характеру спорово–пыльцевых спектров зона подразделяется на две подзоны:

подзона IVa (инт. 5,1–4,25 м) характеризуется господством пыльцы березы и началом резкого увеличения пыльцы ели, осок. Водные представлены пылью семейств *Myriophyllum*, *Alismataceae*, *Sparganiaceae*, *Thalictrum*. В составе лесов произрастали ель и пихта. Спектры отражают растительность подтаежных лесов, пограничных между южной тайгой и северной лесостепью;

подзона IVб (инт. 4,25–3,6 м) отличается от предыдущей господством пыльцы сосны. В общем составе спорово–пыльцевых спектров количество древесных увеличивается. Присутствует пыльца ивы и ольхи. Примечательно появление *Ulmus*. Среди травянисто–кустарничковой растительности по–прежнему преобладает пыльца полыни и осоки. Характерно высокое содержание спор семейства *Polypodiaceae*. Состав флоры и ее соотношение указывают на развитие растительности, близкой к южной тайге. Климатические условия становятся теплыми и влажными.

Зона V охватывает интервал от 3,6 до 1,3 м и, согласно радиоуглеродным датам, относится к суббореальному периоду. Характер спорово–пыльцевых спектров позволяет подразделить ее на три подзоны:

подзона Va (инт. 3,6–3,0 м) ограничивается рубежами 5420 и 4620 лет. Для нее характерен лесной тип спорово–пыльцевых спектров, где содержание пыльцы древесных колеблется от 80 до 90%. Пыльца сосны и березы находится примерно в равных соотношениях. Постоянно присутствует пыльца пихты, встречается пыльца вяза и липы. В составе травянисто–кустарничковых растений вновь увеличивается количество пыльцы полыни, резко возросло содержание пыльцы рода *Thalictrum*;

подзона Vб (инт. 3,0–3,24) охватывает 800 лет и ограничивается хронологическими рубежами 4620 и 3820 лет. Отличается от предыдущей подзоны максимальным содержанием пыльцы вересковых (до 40–45%). Общий состав спорово–пыльцевых спектров не меняется. Среди пыльцы древесной растительности возросла роль сосны. Постоянно присутствует пыльца пихты, из широколиственных в отдельных образцах встречаются зерна липы и вяза. Из травянистых много пыльцы полыни и осок. Состав флоры позволяет

предполагать развитие березово-сосновых лесов. Большое количество вересковых, полыней и эфедры указывает на значительные площади, занятые травянисто-кустарничковой растительностью;

подзона Vв (инт. 2,4-1,3 м) превосходит две предыдущие по продолжительности практически в 2 раза и ограничена хронологическими рубежами 3820 и 2360 лет, отличается от подзоны Vб практически полным отсутствием в спектрах пыльцы вересковоцветных. По-прежнему много пыльцы полыней и осок. Состав пыльцы древесных указывает на развитие березово-соснового леса с темнохвойными по долинам рек.

Анализируя состав флоры и ее соотношение в составе растительности, В.С. Волкова и Т.П. Левина пришли к выводу, что на протяжении всего суббореального периода продолжали существовать березово-сосновые леса с примесью темнохвойных (пихты, ели) и, возможно, вяза и липы. Климат был достаточно теплым и влажным. В конце периода наступило некоторое иссушение, что нашло отражение в развитии травянистых и кустарничковых, преимущественно полынных формаций с эфедрой.

Зона VI характеризует, судя по данным радиоуглеродной хронологии, субатлантический период голоцена и охватывает интервал разреза торфяника от 1,3 до 0,0 м. Подразделяется на три подзоны:

подзона VIа (инт. 1,3-1,1 м) характеризуется высоким содержанием пыльцы березы (до 80%), среди споровых широко распространены сфагновые мхи. Много пыльцы вересковоцветных, злаков, водных и прибрежно-водных. Изменение состава флоры отразилось и на структуре леса. Большое распространение в это время получили березовые леса и сфагновые мхи болота. Такие леса, с елью и сосной и массовым развитием сфагновых болот, по структуре ближе всего были к средне- или даже к северотаежным;

подзона VIб (инт. 1,1-0,2 м) длительностью 1500 лет (от 2100 до 610 лет до нашего времени). Характерно развитие березово-сосновых лесов со злаково-полынными степными ассоциациями, что свидетельствует о несколько более сухом климате, чем современный;

подзона VIв (инт. 0,2-0,0 м) отличается от предыдущей возрастанием количества пыльцы сосны, сокращением пыльцы полыни и увеличением осок, что, вероятно, связано с широким заболачиванием и зарастанием водоемов.

В целом для субатлантического периода характерно заметное похолодание климата, что проявилось в широком заболачивании территории и расселении сфагновых мхов, столь не типичных для современной лесостепной зоны. Позднее широкое расселение березово-сосновых лесов с елью и пихтой указывает на более прохладный и влажный климат, чем в настоящее время. Некоторое уменьшение количества осадков фиксируется для завершающей стадии формирования торфяной залежи.

Несколько иного типа разрез кудряшовской террасы изучен нами в районе с. Нижний Сузун. Здесь террасовые пески с размывом залегают поверх аллювиальных отложений каргинского возраста. Последние охарактеризованы в этом разрезе тремя радиоуглеродными датировками: 28000±620 лет (СОАН-30), 33600±2400 лет (СОАН-29) и 36600±310 лет (СОАН-741). По характеру поверхности терраса в районе с. Нижний Сузун аналогична кудряшовской. Для нее характерен сложный построенный мелкобугристый и мелкогрядовый рельеф с глубокими дефляционными котловинами, выполненными озерными осадками позднеледникового возраста, формирование которых предшествовало времени образования описанных выше торфяных залежей. Эти отложения изучены нами у южной окраины с. Нижний Сузун (рис. 9), строение разреза следующее (сверху вниз):

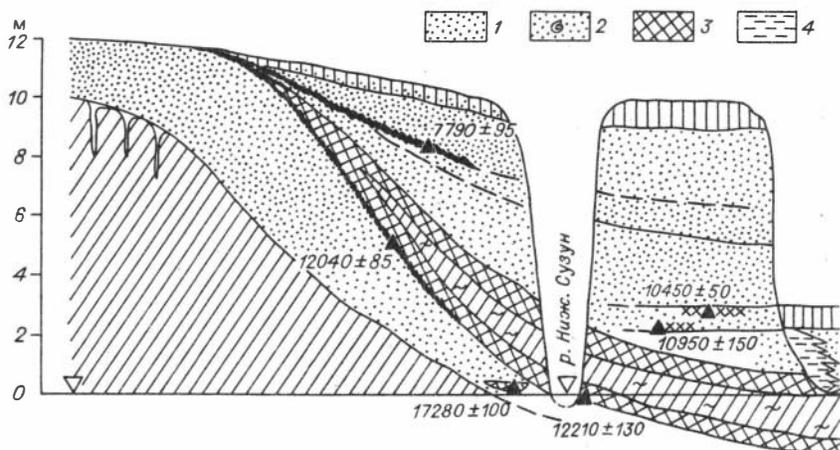


Рис. 9. Строение разреза у с. Ниж. Сузун.

1 – пески; 2 – пески с остатками раковин моллюсков; 3 – мергель; 4 – супесь; 5 – глина; 6 – прослой гумуса; 7 – суглинок; 8 – переслаивание прослоев гиттии и озерного мергеля.

Мощность, м

1. Тонкое переслаивание тонкозернистых песков, суглинков и глин с большим количеством обломков раковин моллюсков, хаотично расположенных в слое, встречаются также целые раковины сибирских вальват и анодонт 3,50

2. Песок желтовато-серый, с примесью илистого материала, слоистость горизонтальная, что отчетливо подчеркивается тонкими (до 3 мм) прослоями голубовато-серых сильно карбонатизированных озерных илов 1,30

3. Ил голубовато-серый, с бурыми пятнами и полосами ожелезнения по растительным остаткам, часто встречаются железистые псевдоморфозы по крупным древесным остаткам с характерной структурой древесных колец 1,30

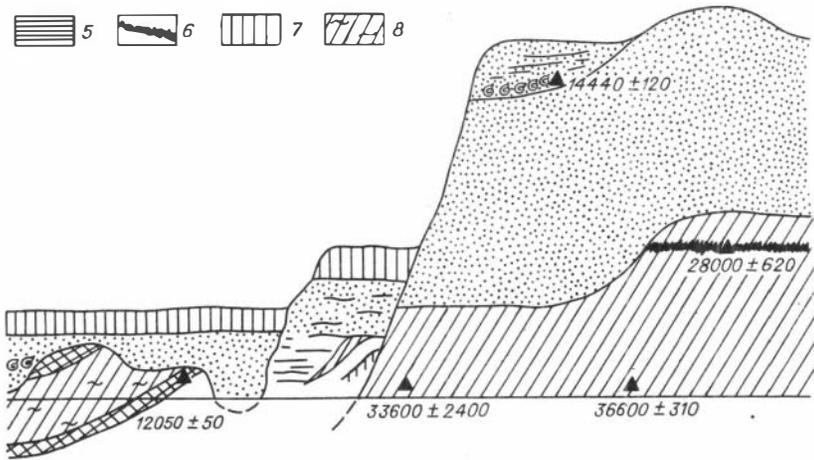
4. Песок желтовато-серый, илистый, с тонкими полосами ржаво-бурого более грубозернистого песка, встречаются редкие раковины моллюсков и мелкие растительные остатки, последние, как правило, замещены окислами железа 0,60

5. Песок желтовато-бурый, ожелезненный, с отчетливой горизонтально-волнистой слоистостью. Этот прослой песка довольно заметно выделяется большим количеством намывного растительного детрита, количество которого увеличивается к основанию, образуя прослой намывного торфяничка, мощностью 10 см. Примечательным также является обилие остатков раковин моллюсков, более или менее равномерно распределенных в слое 0,67

6. Песок коричневато-бурый, тонкозернистый, с примесью илистого материала, слоистость отчетливо горизонтальная за счет чередования светло-серых прослоев карбонатного материала и темно-бурых прослоев намывного растительного детрита 0,60

7. Песок зеленовато-серый, тонко-мелкозернистый, с большим количеством намывного растительного детрита, образующего довольно значительные линзовидные скопления в основании 0,37

8. Мощная пачка озерной гиттии темно-серого цвета, вязкой, высококарбонатной. Слоистость горизонтальная, часты тонкие прослой (1–2 см) мелкозернистого песка и светло-серых мергелей. Встречаются растительные ос-



Мощность, м

татки в виде мелкого детрита и крупных обломков древесины 1,63

9. Озерный мергель белого и серовато-белого цвета, с очень тонкой ленточно-подобной (очевидно, годичной) слоистостью, по которой довольно легко расслаивается на отдельные ленты, толщиной десятки доли миллиметра. Поверхность каждой такой ленты покрыта нитевидными остатками водорослей. 0,50

10. Переслаивание прослоев гиттии и озерного мергеля. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1-1,5 мм до 10 см. Гиттия имеет темно-серую до черной окраску, а прослой мергеля - светло-серую и белую, отчетливо приобретает полосчатую текстуру 0,85

11. Торф представлен водорослевыми остатками довольно сильно уплотненными, однако легко расслаивающимися на отдельные ленты (годичные слои) подобно пластинам войлока. Эти пластинки переслаиваются тонкими прослоечками озерного мергеля белого цвета. Слой содержит большое количество раковин моллюсков, равномерно распределенных в слое 0,70

12. Глина голубовато-серая, пластичная. Видимая мощность 0,05

Примечательным для приведенного выше разреза является присутствие довольно значительного по мощности прослоя озерного мергеля. Хотя механизм осадения карбонатного материала в деталях не совсем ясен, однако довольно определенно установлено тяготение его к областям теплого климата во всех современных водоемах /Страхов, 1962/. С повышением температуры воды заметно понижается содержание CO_2 в воде, в результате чего значительно уменьшается растворимость CaCO_3 и раствор, который при низких температурах воды был недосыщенным, оказывается, согласно законам карбонатных отношений, пересыщенным. Это обстоятельство делает возможным хемогенное осаждение кальцита. Кроме того, насыщенные CaCO_3 придонные воды водоема способствуют лучшей сохранности биогенного карбоната. В связи с этим происходит обогащение кальцитом осадков водоемов при повышении температуры воды. Исходя из сказанного, совершенно очевидно, должен быть сделан вывод о заметном изменении климата в сторону его потепления с началом формирования озерных осадков, выполняющих эрозионную котловину на поверхности кудряшовской террасы. Судя по данным радиоуглеродного датирования, этот рубеж совпадает с началом позднеледникового потепления климата. Образец из основания торфяного слоя (сл. 11) был датирован в $12\,050 \pm 50$ лет (СОАН-2148), а из кровли этого же горизонта была получена дата $12\,640 \pm 50$ лет (СОАН-2149). Две даты (из основания и средней части слоя мергеля (сл. 9)) оказались равными: $10\,065 \pm 70$ лет (СОАН-2150) и 9860 ± 60 лет (СОАН-2151). Стратиграфически выше мергелистого

горизонта, в верхней части озерной гиттии (сл. 8), обломок крупного куска древесины показал возраст $12\ 140 \pm 50$ лет (СОАН-2152). Еще выше по разрезу, из основания сл. 5, был датирован образец намывного растительного детрита, возраст которого составил $10\ 450 \pm 50$ лет (СОАН-2153). Полученные датировки в целом довольно хорошо соответствуют прежним определениям возраста этих отложений. Так, из основания озерной толщи ранее была получена дата $12\ 660 \pm 130$ лет (СОАН-1638), а выше по разрезу, один из прослоев намывного растительного детрита был датирован в $10\ 950 \pm 150$ лет (СОАН-54) /Панычев, 1979/. В то же время предпринятые нами повторные исследования выявили довольно значительные расхождения по карбонатному и органическому материалу. С целью количественной оценки этих расхождений нами проведено параллельное датирование. Для этого была сделана расчистка уже не в центральной части озерной котловины, а скорее ближе к краю бывшего озера, поскольку именно здесь оказалось возможным отобрать пробы раковинного материала из мергелистых горизонтов. Здесь документирован следующий разрез (рис. 10) (сверху вниз):

Мощность, м.

1. Современная почва, сформировавшаяся на песках, имеет довольно мощный (0,6 м) гумусовый горизонт. Нижняя граница неровная, с языками-затеками гумуса на глубину 0,8-0,9 м. На глубине 1,4 м отчетливо выражен иллювиально-карбонатный горизонт белесовато-серого цвета. Горизонт С представлен желтовато-бурым тонкозернистым пылеватым песком полимиктового состава, слегка облессованного, пористого, карбонатного. Слоистость не выражена 2,40

2. Супесь темно-бурая, заметно гумусированная, комковатой текстуры. Слой отчетливо прослеживается вдоль всей стенки обнажения, однако степень гумусированности заметно снижается в сторону центральной части котловины палеоозера, приобретая желтовато-бурую окраску горизонта выветривания. Выделенная из этого слоя гумусовая органика датирована в $7\ 790 \pm 95$ лет (СОАН-2326) 0,10

3. Песок зеленовато-серого цвета, тонкозернистый, пылеватый, видны следы ожелезнения и карбонатизации по органическим остаткам в форме округлых пятен и линзовидных прослоев, бессистемно расположенных в стенке разреза. Мощность песков постепенно увеличивается в сторону центра озерной котловины от 0,0 до 2,00

4. Слой озерного мергеля светло-серого до белого цвета, с огромным количеством раковин моллюсков. Характерна тонкослоистая, ленточно-подобная текстура за счет переслаивания белых прослоек чистого мергеля и серых тонких прослоек мергеля с примесью илистого материала. В кровле слоя наблюдается скопление раковин *Anodonta* в виде отдельного тонкого (5-7 см) прослоя, который прослеживается вдоль всей стенки обнажения. В разных местах обнажения из этого прослоя было отобрано три пробы раковин, возраст которых согласно данным радиоуглеродной хронометрии составил $12\ 300 \pm 100$ (СОАН-2141), $11\ 170 \pm 85$ (СОАН-2332), $10\ 080 \pm 105$ (СОАН-2327) лет. В основании данного слоя озерного мергеля также наблюдается некоторое скопление в виде тонкого прослоя раковин различного видового состава, охарактеризованных датой $8\ 950 \pm 175$ лет (СОАН-2328) 1,15

5. Слой озерного мергеля желтовато-бурого цвета за счет интенсивного ожелезнения. Много раковин моллюсков, достаточно равномерно распределенных по слою. Раковины, собранные из нижней части слоя, датированы в $9\ 880 \pm 120$ лет (СОАН-2329). 0,35

6. Супесь желтовато-бурая, с частыми прослоями озерного мергеля белого и светло-серого цвета, мощность отдельных прослоев мергеля достигает

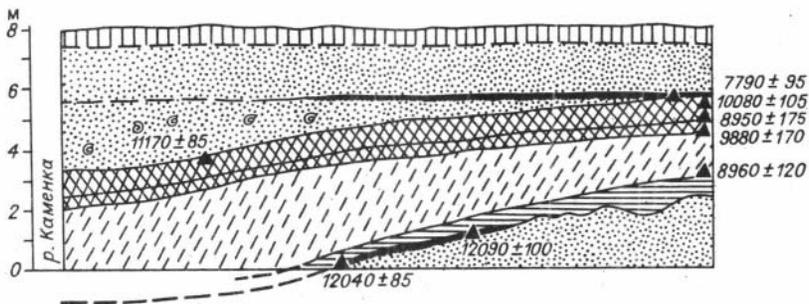


Рис. 10. Строение разреза и радиоуглеродный возраст озерных отложений у с. Ниж. Сузун. Усл. обозн. см. на рис. 9.

- 5-6 см. В основании слоя скопление раковин моллюсков, возраст которых составил 8960 ± 120 лет (СОАН-2330) 0,75
7. Глина темно-серая, массивная, с бурыми пятнами ожелезнения по растительным остаткам 0,50
8. Прослой гумусированного суглинка от темно-серого до черного цвета, мощность прослоя изменяется по простираию, наблюдаются линзообразные раздувы, а в ряде мест и полное выклинивание. По направлению к центральной части котловины происходит его полное выклинивание. Возраст гумусовой органики составил 12040 ± 85 лет (СОАН-2331) и 12090 ± 100 лет (СОАН-2140) - по образцам, отобраным и датированным в разные годы 0,0-0,07
9. Пески светло-серые, мелкозернистые, кварцевые, горизонтально-слоистые. Видимая мощность 0,50

Разрез интересен тем, что раковинный материал расположен в "вилке" между двумя почвенными горизонтами и, таким образом, представилась возможность осуществить не только стратиграфический контроль, но и произвести сравнение их возраста по разнохарактерному материалу. В результате проведенных исследований получена серия расходящихся (табл. 6) радиоуглеродных датировок по карбонатному материалу, что свидетельствует о необходимости осторожного использования их для построения детальной хроностратиграфической схемы поздне-последледникового времени. В то же время следует отметить, что они могут быть признаны вполне удовлетворительными в качестве грубой оценки возраста в пределах точности 1500-2000 лет. В действительности, они не выходят за пределы хронологического интервала, ограниченного датировками по гуминовым кислотам почвенных горизонтов.

Таким образом, не вызывает особых сомнений стратиграфическое положение толщи озерных осадков сузунского разреза на уровне позднеледникового и раннего голоцена. В связи с этим разрез заслуживает самого тщательного и всестороннего исследования с точки зрения климатических изменений на рубеже перехода от ледникового периода к межледниковью.

Первые спорово-пыльцевые исследования по этому разрезу /Вотях, 1969/ позволили выявить одну из холодных климатических фаз позднеледникового. Она фиксируется на хронологическом уровне, охарактеризованном двумя радиоуглеродными датами: 10950 ± 150 лет (СОАН-54) и 10450 ± 50 лет (СОАН-2153). В это время теплый и достаточно влажный климат с ландшафтом лесостепного типа сменяется более прохладным и засушливым. Увеличились площади открытых безлесных пространств. Заметные изменения произо-

Таблица 6. Результаты радиоуглеродного датирования озерных отложений в разрезе у с. Нижний Сузун

Номер пробы, СОАН-	Возраст, лет	Датируемый материал
2326	7790 \pm 95	Почвенный гумус
2327	10 080 \pm 105	Раковины анодонта
2328	8950 \pm 175	Раковинный детрит
2329	9880 \pm 120	То же
2330	8960 \pm 120	"
2331	12 040 \pm 85	Почвенный гумус
2332	11 170 \pm 85	Раковины анодонта

шли и в составе лесов, где в основном преобладала береза, в том числе и карликовой формы. Из других древесных произрастала ель, в меньшем количестве присутствовала сосна, а также кедр. В составе травянистого покрова начинают преобладать такие ксерофиты, как полынь, лебедовые, в меньшей степени эфедра. Судя по радиоуглеродным датам эта холодная фаза позднеледниковья коррелируется с поздним дриасом Европы. Более детальные спорово-пыльцевые исследования /Левина и др., 1989/ позволили провести расчленение данного разреза на зональном уровне (рис. 11).

Зона I охватывает нижнюю часть разреза (инт. 12,07–11,27 м) и, судя по данным радиоуглеродной хронологии, соответствует беллингу. Подразделяется на две подзоны:

подзона Ia (инт. 12,07–11,87 м) характеризуется господством пыльцы травянистых растений, представленной в основном пыльцой маревых (до 46%) и в меньшей степени полыни, злаков и разнотравья. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о существовании безлесной растительности, представленной разнотравно-полынно-злаковыми и в значительной степени маревыми ассоциациями;

подзона Ib (инт. 11,87–11,27 м) отличается от предыдущей увеличением количества пыльцы древесных (до 32%), представленной в основном березой (до 32–79%) и елью (от 23 до 63%). Отмечается среди пыльцы травянистых резкое сокращение пыльцы маревых и возрастание пыльцы злаков и полыней. Присутствует эфедра. Спектры свидетельствуют о появлении по речным долинам и оврагам единичных экземпляров, а возможно, и немногочисленных еловых и березовых группировок. Основные площади занимали разнотравно-злаковые и марево-полынные ассоциации.

Зона II (инт. 11,27–10,97 м) выделяется в составе спорово-пыльцевых спектров сокращением пыльцы древесных пород, присутствующая же пыльца древесных, по-видимому, является в основном заносной. Господствующее положение занимает пыльца полыней и злаков, в меньшей степени маревых. Спектры отражают существование огромных безлесных пространств, занятых разнотравно-злаковыми и марево-полынными группировками.

Зона III характеризует теплый период позднеледниковья – аллеред, охватывает верхнюю часть сл. 10 и весь сл. 9 (инт. 10,97–9,77 м) и подразделяется на три подзоны:

в подзоне IIIa (инт. 10,97–10,67 м) отмечается некоторое увеличение количества пыльцы древесных (до 22%). Наряду с господствующей пыльцой березы появляется и пыльца ели (до 26%). Увеличивается количество пыльцы ивы. Среди травянистых растений сокращается количество пыльцы злаков и увеличивается полыней. Постоянно встречается пыльца водных (*Myriophyllum*) и прибрежно-водных растений (семейства *Sparganiaceae* и *Alismataceae*) и пыльца эфедры. Состав пыльцы указывает на развитие

марево-полынных и разнотравно-злаковых степей. По долинам рек началось новое распространение ели;

подзона IIIб (инт. 10,67-10,32) характеризуется увеличением количества пыльцы древесных до 42%. Пыльца ели почти исчезает, господствует пыльца березы, появилась пыльца кустарниковых берез;

подзона IIIв (инт. 10,32-9,77 м) отличается уменьшением количества пыльцы древесных. Количество пыльцы кустарниковых берез достигает 4%, а ивы 14%. Среди пыльцы трав доминирует пыльца злаков и в меньшей степени полыней и маревых. Пыльцевые спектры отражают исчезновение древесной растительности и распространение разнотравно-злаковых и в меньшей степени марево-полынных степей.

Зона IV характеризует отложения в инт. 9,77-5,77 м и соответствует, судя по радиоуглеродным данным, позднему дриасу. В целом зона IV отражает постепенное исчезновение древесной растительности, в том числе ели и кустарниковых берез. По-видимому, это связано с похолоданием и иссушением климата, который соответствовал перигляциальным условиям. Широкое развитие получили разнотравно-злаковые и марево-полынные степи. Здесь также выделено три подзоны:

подзона IVа (инт. 9,77-8,67 м) отражает господство пыльцы травянистых растений, в основном злаков, полыней, количество маревых еще более уменьшается. Постоянно присутствует пыльца водных и прибрежно-водных растений и эфедра, появляется пыльца семейства *Plumbaginaceae*, *Malvaceae*. Среди небольшого количества пыльцы древесных пыльца ели достигает 20%, появляются споры сфагновых мхов. Встречено зерно облепихи;

подзона IVб (инт. 8,67-7,57 м) характеризует продолжение господства безлесных разнотравно-злаковых и марево-полынных ассоциаций, но наряду с ними значительно распространены кустарниковые группировки, состоящие из кустарниковых берез и ивы. В долинах рек, по-видимому, изредка произрастала ель;

подзона IVв (инт. 7,57-5,77 м) — здесь по-прежнему господствует пыльца трав. Меньше становится пыльцы полыней, маревых, кустарниковых берез и ивы и возрастает пыльца разнотравья. Спектры отражают полное господство безлесных марево-полынных и разнотравно-злаковых ассоциаций.

Флора сузунского разреза изучена по двум образцам — из основания озерной толщи (сл. 11) и из песков (сл. 7) (табл. 7). В составе комплекса ископаемых семян сл. 11 определены немногочисленные растения, входящие в состав луговых растительных сообществ. Из древесных форм отмечена только береза. Из трав встречены представители семейств *Potamogetonaceae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*. Присутствие рдестов *Potamogeton perfolialus* L. свидетельствует о достаточно влажном и еще прохладном климате позднеледниковья.

Выше по разрезу, из песков сл. 7, возраст которых, судя по датировкам, примерно 11 тыс. лет, выделен богатый в видовом отношении комплекс ископаемых семян. Но флора представлена современными видами западносибирской растительности, входящими в состав ассоциации рассматриваемой зоны (табл. 8). Доминирующая роль принадлежит видам мезофитной группы. Водные составляют 29% и представлены видами родов *Potamogeton*, *Najas*, *Batrachium*, *Myriophyllum*, *Hippuris*, болотные представлены незначительным количеством, в основном это представители семейств *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Labiatae*.

Криводановская (I надпойменная) терраса широко распространена не только в самой долине Оби, но и во всех ее крупных и мелких притоках. Нами было изучено несколько разрезов этой террасы. Отчетливая полоса ее

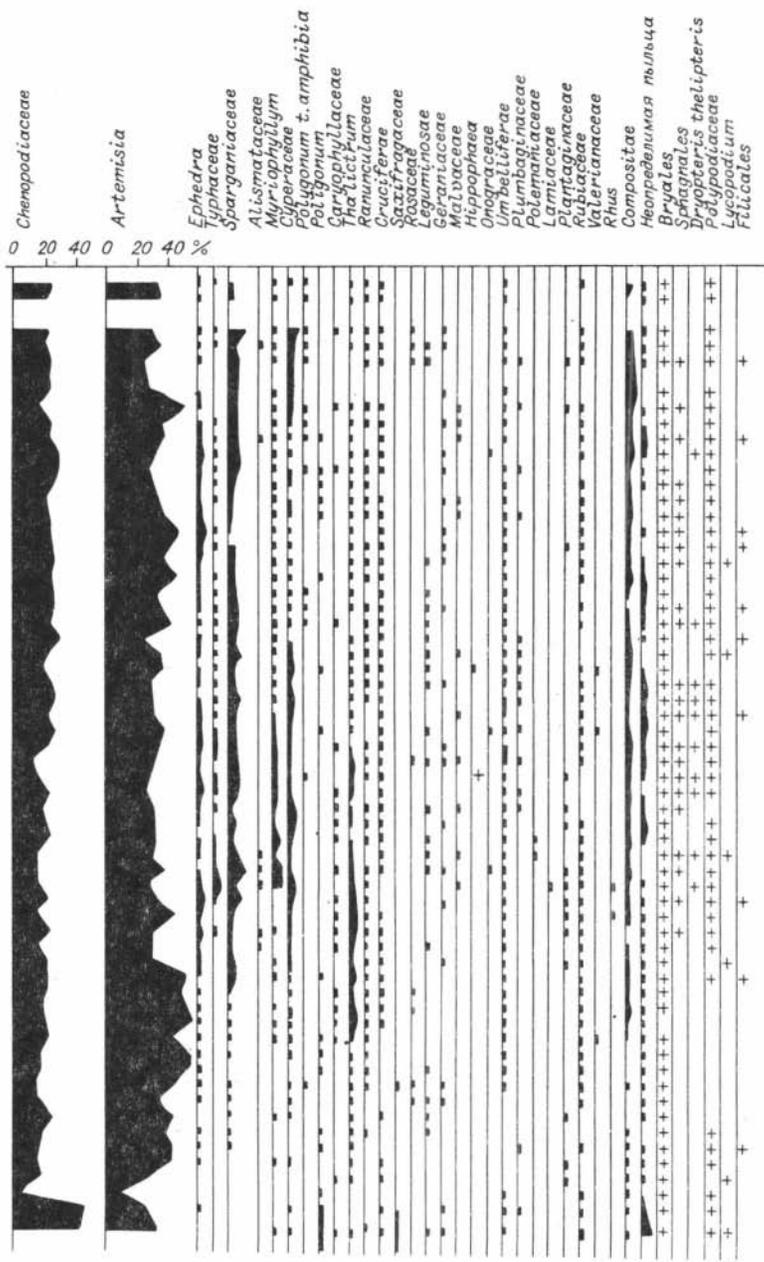
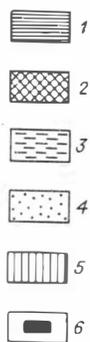


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений разреза у с. Ниж. Сузун.

1 - глина;
 2 - переслаивание прослоев мергеля и торфа;
 3 - гиттия; 4 - песок; 5 - ил;
 6 - место отбора проб на ^{14}C датирование (здесь и далее).



Мощность, м
 число которого постепенно увеличивается вниз по разрезу и на глубине 0,9 м торф переходит в гиттию 0,90

2. Гиттия темно-серая, с неразложившимися растительными остатками, переход в нижележащий слой постепенный 0,35

3. Ил грязно-серый, синевато-серый, видимая мощность 0,15

Из разреза было отобрано три пробы на радиоуглеродный анализ. Образец торфа с глубины 0,1–0,2 м показал возраст 430 ± 60 лет (СОАН-2254). Две радиоуглеродные даты характеризуют основание торфяного слоя. Мелкие

Таблица 7. Карпиды из разреза озерных отложений у с. Нижний Сузун

Вид растения	Сл.11	Сл.7	Вид растения	Сл.11	Сл.7
Potamogeton perfoliatus L.	+	-	Urtica dioica L.	+	+
P. pusillus L.	-	+	Polygonum lapathifolium L.	-	+
P. pectinatus L.	-	+	Amaranthus retroflexus L.	-	+
Zannichellia palustris L.	-	+	Atriplex patula L.	-	+
Najas sp.	-	+	A. sp.	-	+
Alisma plantago-aquatica L.	-	+	Chenopodium album L.	-	+
Carex pseudocyperus L.	-	+	Ch. rubrum L.	-	+
C. ex gr. A	-	+	Chenopodium sp.	+	+
C. ex gr. B	-	+	Corispermum squarrososum L.	-	+
Heleocharis palustris R. Br.	-	+	Batrachium sp.	-	+
Scirpus lacustris L.	-	+	Ranunculus sceleratus L.	-	+
S. sp.	-	+	Thalictrum foetidium L.	-	+
S. tabernaemontani	-	+	T. minus L.	-	+
C. C. Gmel.	-	+	Cruciferae gen. indet.	-	+
S. maritimus L.	-	+	Myriophyllum spicatum L.	-	+
Cyperaceae gen. indet	+	-	Hippuris vulgaris L.	-	+
Lemna trisulca L.	+	-	Carum carvi L.	-	+
Alnus sp.	-	+	Lycopus europaeus L.	-	+
Betula sp.	-	+	Salvia sp.	-	+

древесные остатки и обломки веток в 2510±105 лет (СОАН-2253Д), а сам торф имеет возраст 2660±50 лет (СОАН-2253Т). Возраст гиттии с глубины 1,10-1,25 м составил 4650±90 лет (СОАН-2252). Позднеголоценовый возраст торфяника свидетельствует о том, что криводановская терраса в раннем и среднем голоцене еще функционировала как пойма и только после оптимума голоцена она вышла из-под влияния пойменного режима, в связи с чем началось постепенное заторфовывание ее поверхности и формирование торфяников.

Разрезы криводановской террасы изучены нами в долинах наиболее крупных притоков Оби. Так, в долине р. Чик терраса повсюду имеет четко выраженную слабо расчлененную площадку. От более древних поверхностей она отделена крутыми уступами, которые в плане образуют широкие амфитеатры. В нижнем течении реки можно видеть, как одна из таких древних меандр врезана в поверхность кудряшовской террасы, а при выходе в долину Оби площадка террасы сливается с площадью Криводановской протоки. Строение отложений, слагающих эту террасу, существенно отличается от строения кудряшовской террасы. Криводановская терраса имеет четкое двухъярусное строение: нижний ярус сложен крупнозернистыми слоистыми речными песками типично русловых и прибрежно-русловых фаций; в строении верхнего яруса принимают участие главным образом осадки суглинистого состава с массой растительных остатков, прослоями торфа, ракушечника и других биогенных образований.

Наиболее детально разрез подобного типа изучен нами в районе с. Прокудкино (рис. 12), в месте пересечения долины реки автострадой Новосибирск – Омск. Строение разреза следующее (сверху вниз):

Мощность, м

1. Современная почва лугово-черноземного типа с отчетливо дифференцированным почвенным профилем: А – темно-серый до черного гумусовый горизонт, мощностью 0,3 м; АВ – супесь темно-серая, равномерно прокрашенная гумусом, пористая, пылеватая, мощность – 0,7 м; В – супесь серая, карбонатная, с пятнами и линзами ожелезнения, с многочисленными кротовинами, мощностью 0,3 м 1,30

2. Гумусированный прослой супеси, карбонатной, с комковатой текстурой, с неровной, но довольно четкой верхней границей. К основанию содержание гумуса уменьшается и наблюдается постепенный переход в суглинок 0,12

3. Суглинок буровато-серый, легкий, пористый, вдоль стенки обнажения наблюдается увеличение мощности суглинка в местах эрозионного понижения, в центральной части понижения, в основании слоя, появляются линзы песка с намывным растительным детритом и раковинами моллюсков от 0,80 до 2,50

4. Глина темно-серая, плотная, по простиранию фациально замещается песками с раковинами моллюсков и намывным растительным детритом 0,80–1,00

5. Торф темно-коричневый, с прослоями черного торфа, большой степе-

Таблица 8. Биогеографические показатели флоры из песков сл. 7 (правый берег Оби у с. Нижний Сузун)

Группа растений	Число видов	% от общего состава
Всего растений	38	100
Древесно-кустарниковые	3	-
Экологически определенные	31	100
Мезофиты	14	45
Болотные	8	26
Водные	9	29
Географически определенные	23	100
Западносибирские	23	100
Экзоты	-	-
Вымершие	-	-

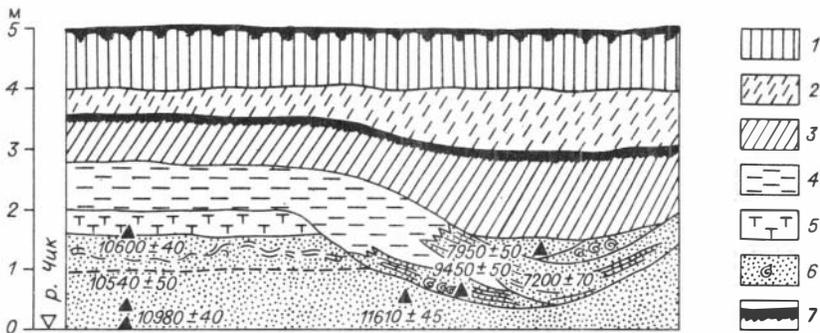


Рис. 12. Строение разреза и радиоуглеродный возраст отложений I надпойменной террасы р. Чик у с. Прокудкино.

1 – супесь темно-серая гумусированная; 2 – супесь серая; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – торф; 6 – пески с раковинами моллюсков; 7 – прослой гумуса.

ни разложения. Верхняя часть торфяника сильно заминерализована и представляет собой, скорее всего, гиттию, нежели торф 0,40

6. Переслаивание песков желтовато- и зеленовато-серых, мелкозернистых, с тонкими прослоями глин коричневатого-серого цвета. Наблюдается интенсивное ожелезнение и цементация отдельных прослоев песка гидроокислами железа. Слоистость нарушена, смята в причудливой формы складки подвздошнооползневого происхождения 0,70

7. Песок светло-серый, кварц-полевошпатового состава, хорошо промытый, с большим количеством растительной трухи и крупных древесных остатков Видимая мощность 1,60

Судя по полученным радиоуглеродным датам, формирование чикской террасы охватывает довольно длительный промежуток времени: от позднеледникового до среднего голоцена включительно. Фация русловых песков охарактеризована тремя датами, полученными по образцам, отобранным в разных частях разреза по простиранию: 11610 \pm 45 (СОАН-2143), 10980 \pm 40 (СОАН-2056), 10540 \pm 50 (СОАН-2057) лет. С точки зрения климатической характеристики этого времени представляют интерес данные палеокарпологических исследований, выполненных Е.А. Пономаревой. По пробе из песков в основании разреза она выделила флору (табл. 9), представленную растениями различных семейств разной экологии. Восстанавливаются богатые разнотравные луга с редким участием берез и ивы, единично присутствует сосна. Среди характерных видов водной растительности наибольшее участие в составе флоры принимают разнообразные виды рдестов (род *Potamogeton*), представленные семью видами, некоторые из них требуют для своего развития значительного тепла (*Potamogeton trichoides* Cham. et Schlecht., *P. filiformis* Pers.) (табл. 10).

Из болотных форм присутствуют обычные виды этой группы: Cyperaceae - 7 видов родов *Carex*, *Heleocharis*, *Scirpus*; Ranunculaceae - 5 видов родов *Caltha*, *Batrachium*, *Ranunculus*, *Thalictrum* и др. Группа мезофитных форм наиболее разнообразна и доминирует во флоре: Polygonaceae - 5 видов родов *Fagorum*, *Polygonum*, *Rumex*; Chenopodiaceae - роды *Atriplex* и *Chenopodium*; Caryophyllaceae - роды *Agrostemma*, *Silene*; Gypsophila, а также представители семейств Rosaceae, Labiatae, Compositae.

Присутствие относительно теплолюбивых водных форм указывает, что формирование песков криводановской террасы происходило в достаточно теплую климатическую эпоху.

Охарактеризованные выше русловые пески перекрываются сложно построенной пачкой песчано-суглинистых отложений пойменной фации. В основании пачки прослеживается ярко выраженный почвенно-торфяной прослой. Последний свидетельствует о довольно значительном перерыве в осадконакоплении, который мог произойти в случае резкого изменения водности потока, связанного с уменьшением общей увлажненности территории, либо когда пойма длительное время не заливалась паводковыми водами, либо в случае изменения гидрологического режима данного потока, когда паводковый период растянут на значительное время и сток проходит только в пределах русла реки, не заливая пойму. И в том и в другом случае формирование почвенно-торфяного прослоя имеет, бесспорно, палеогеографическое истолкование. Возраст этого прослоя определен двумя радиоуглеродными датировками: 10600 \pm 30 (СОАН-2142) и 10600 \pm 40 (СОАН-2146) лет, по пробам, отобранным друг от друга по простиранию на расстоянии нескольких десятков метров. Полученные датировки позволяют синхронизировать этот этап в формировании криводановской террасы с поздним дриасом Европы. Вероятно, в это время р. Чик имела хорошую зарегулированность весеннего стока в связи с тем, что весны были хо-

лодными и таяние снега растягивалось на большой срок. Это, в свою очередь, определяло равномерное поступление талых вод в реку, сток которых осуществлялся в пределах русла.

Дальнейшее наращивание разреза в высоту до современного уровня происходило в течение раннего и среднего голоцена. Потепление климата заметно оживило сток весенне-летних паводковых вод. Следы этого оживления фиксируются в разрезе по характерному взаимоотношению осадков позднеледникового и голоценового возраста. Сток паводковых вод в голоцене уже не ограничивался пределами русла, а занимал, вероятно, всю долину р. Чик, образуя при этом руслообразные понижения на поверхности прежней поймы. Поперечный разрез такого понижения, выполненного песчано-глинистыми отложениями старичного типа, вскрыт в рассматриваемом обнажении. Они содержат большое количество намывной растительной трухи, остатков раковин моллюсков, костей пресноводных рыб и мелких млекопитающих. Из песков в основании старичной линзы намывной растительный детрит показал возраст 7950 ± 50 лет (СОАН-2144Д), а раковины – 9450 ± 50 лет (СОАН-2144Р). Среди костных остатков, выбранных из образца во время обработки его для датирования, В.С. Зажигин определил *Neomus fodiulus* Pemm., *Arvicola terrestris* L., *Microtus oeconomus* Pall., *M. sp.*, представляющих собой обычное сообщество мелких млекопитающих пойменных биотопов. Среди костных остатков рыб Я.К. Сычевская определила *Esox lucius* L., *Perca fluviatilis* L., *Rutilus rutilus* L. Согласно ее заключению, это обычные виды современных водоемов бореальной зоны северной Евразии, обитатели озерных и речных бассейнов с чистой водой, подводной растительностью.

Выше по разрезу встречена аналогичная линза песков с намывной растительной трухой, раковинами моллюсков и костными остатками. Растительный детрит датирован в 7200 ± 70 лет (СОАН-2145), а раковины в 7050 ± 110 лет (СОАН-2058). Для намывного растительного детрита характерно обилие семян *Nuphar lutea* (L.) Smith (кубышка желтая) – представительницы растительности озер и стариц. Костные остатки принадлежат мелким млекопитающим *Arvicola sp.* и *Microtus oeconomus* Pall., а также рыбам: окуню, щуке, плотве.

Аналогичная этапность в формировании террасы р. Чик отмечена и И.А. Волковым по другому разрезу, в 2,5 км ниже пересечения долины р. Чик шоссе Новосибирск – Омск /Зыкина и др., 1981/. Здесь слои, выполняющие руслообразное понижение, существовавшие в заключительный этап формирования криводановской террасы, датированы по радиоуглероду в 8650 ± 235 лет (СОАН-414). Раковины моллюсков из этих отложений отнесены к следующим видам: *Lumnaea stagnalis* L., *Galba palustris* (Müll.), *Radix pereger* (Müll.), *Planorbis planorbis* L., *Physa sp.*, *Sphaerium*

Таблица 9. Биogeографические показатели флоры из песков террасы р. Чик у с. Прокудкино

Группа растений	Число видов	% от общего состава
Всего растений	61	100
Древесно-кустарничковые	4	-
Экологически определенные	39	100
Мезофиты	16	41
Болотные	14	36
Водные	9	23
Географически определенные	39	100
Западносибирские	39	100
Экзоты	-	-
Вымершие	-	-

Таблица 10. Карпологические остатки из песков террасы р. Чик у с. Прокудкино

Вид растения	Количество	Вид растения	Количество
<i>Pinus</i> sp.	1	<i>Chenopodium album</i> L.	20
<i>Sparganium minus</i> L.	3	<i>C. rubrum</i> L.	7
<i>Potamogeton filiformis</i> Pers.	2	<i>Agrostemma</i> sp.	3
<i>P. natans</i> L.	9	<i>Gypsophila paniculata</i> L.	4
<i>P. friesii</i> Rupr.	6	<i>Silene</i> sp.	7
<i>P. pectinatus</i> L.	1	<i>Nymphaea candida</i> Presl.	1
<i>P. perfoliatus</i> L.	10	<i>Caltha palustris</i> L.	5
<i>P. pusillus</i> L.	3	<i>Batrachium</i> sp.	6
<i>P. trichoides</i> Cham. et Schl.	1	<i>Ranunculus acer</i> L.	3
<i>P. spp.</i>	14	<i>R. sceleratus</i> L.	1
<i>Melica nutans</i> L.	2	<i>Thalictrum minus</i> L.	7
<i>Carex pseudocyperus</i> L.	7	<i>T. simplex</i> L.	3
<i>C. laevirostris</i> Ehrl.	2	<i>Chorispora</i> sp.	8
<i>C. ex gr. A</i>	17	<i>Neslia paniculata</i> (L.) Desv.	10
<i>C. ex gr. B</i>	27	<i>Thlaspi arvense</i> L.	2
<i>Heleocharis palustris</i> R. Br.	9	<i>Filipendula ulmaria</i> (L.) Maxim.	10
<i>Scirpus</i> L.	20	<i>Fragaria</i> sp.	7
<i>S. tabernaemontani</i> C.C. Gmel.	9	<i>Potentilla anserina</i> L.	17
<i>Betula</i> sp.	4	<i>P. sp.</i>	13
<i>Salix</i> sp.	2	<i>Viola</i> sp.	13
<i>Fagorum</i> Mill.	11	<i>Hippuris vulgaris</i> L.	5
<i>Polygonum convolvulus</i> L.	5	<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	1
<i>P. aviculare</i> L.	10	<i>Ballota</i> sp.	2
<i>P. lapathifolium</i> L.	10	<i>Galeopsis tetrahit</i> L.	3
<i>Rumex acetosella</i> L.	1	<i>Glechoma</i> sp.	12
<i>Polygonaceae</i> gen. indet.	10	<i>Lycopus europaeus</i> L.	1
<i>Atriplex patula</i> L.	17	<i>Nepeta</i> sp.	2
<i>A. hortensis</i> L.	19	<i>Salvia</i> sp.	1
<i>A. sp.</i>	8	<i>Scutellaria galericulata</i> L.	1
		<i>Solanum</i> sp.	2

(*Sphaerium*) *corneum* L., *Anodonta* sp. Видовой состав свидетельствует, по мнению И.А. Волкова, о теплом климате времени накопления аллювия, близком к современному.

Показательным является разрез криводановской террасы, изученный нами в районе с. Буньково, в 15 км от устья р. Чик. Здесь также можно наблюдать вложение одной в другую пачек аллювия различных генераций. Прослой гумуса, залегающий среди супесчано-глинистых отложений старицы ранней генерации аллювиальной свиты I террасы, имеет возраст 9140 ± 80 лет (СОАН-2053). В старичных отложениях этого возраста выработано руслообразное понижение, заполненное песчано-суглинистыми осадками старицы более поздней генерации аллювия I террасы, торфяной прослой среди которых датирован по радиоуглероду в 6950 ± 70 лет (СОАН-2107). В.С. Зыкин из этих

отложений определил довольно большой набор видов пресноводных моллюсков: *Valvata (Valvata) cristata* (Müll.), *V. (Sibirovalvata) ssorensis* W. Dyb., *V. (S.) confusa* West; *Bithynia tentaculata* (L.), *Boreoelona sibirica* West., *Lymnaea stagnalis* (L.), *L. ovata* (Drap.), *L. palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus contortus* (L.), *A. leucostona* (Müll.), *Sphaerium levino-dis* West., *Sph. nucleus* (Studer). Все виды - современные, обитающие ныне на юге Западно-Сибирской равнины. Костные остатки рыб, по заключению Я.К. Сычевской, принадлежат двум видам *Perca fluviatilis* L. (окунь) и *Esox lucius* L. (щука).

Из имеющихся в нашем распоряжении данных радиоуглеродной хронометрии, наиболее древний возраст аллювия I террасы зафиксирован по разрезу в долине р. Второй Ельцовки в правобережной части г. Новосибирска. Здесь, по данным И.А. Волкова /Зыкина и др., 1981/, в 2,5 км от устья названной реки в обнажении по левому берегу документирован следующий разрез (рис с. 13) (сверху вниз):

Мощность, м

1. Ниже интенсивно гумусированной современной луговой почвы залегают песок желтовато-серого цвета с пятнами ожелезненного песка. Слоистость неясная горизонтальная, много следов корней диаметром до 1,5 см, особенно в нижней части. Основание слоя довольно резкое 1,00

2. Песок разнозернистый, с гравием и мелкой галькой. Цвет светлый, серый и желтовато-серый. Слоистость косая, руслового типа. Много растительных остатков, веток и стволов деревьев. В нижней части слоя, на уровне реки, материал особенно грубый, преобладает крупнозернистый песок, гравий и мелкая галька с глиняными окатышами 4,00

Во втором слое много раковин моллюсков, представленных как пресноводными *Lymnaea (Radix) peregra* (Müll.), *Galba palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus (Spiralina) vortex* (L.), *A. (Anisus) spirorbis* (L.), *Gyraulus albus* (Müll.), *G. grebleri* (Bielz.) Gredl., *Bathyomphalus contortus* (L.), *Pisidium (Eupisidium) amnicum* (Müll.), *P. (E.) casertanum* (Pol.), так и наземными видами *Carychium minimum* Müll., *Succinea putris* (L.), *S. oblonga* Drap., *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vertigo antivertigo* (Drap.), *V. costata* (Müll.), *Discus* sp. (?), *Euconulus fulvus* (Müll.), *Zonitoides nitidus* Müll., *Eulota* sp. Как отмечает И.А. Волков, что хотя раковины, очевидно, и претерпели частичное переотложение, тем не менее их видовой состав вполне определено отражает климатические и палеогеографические условия района г. Новосибирска во время формирования I надпойменной террасы. Общий видовой состав раковин, а также присутствие среди них отдельных форм, обитающих ныне на юге Западно-Сибирской равнины и южнее, дают основание говорить, что климат в это время был близок к современному. Сравнительно грубый состав аллювия, характер его слоистости свидетельствуют о значительно более обильном стоке вод, проходившем по дну долины во время формирования песков сл. 2. Судя по радиоуглеродной датировке $12\ 750 \pm 120$ лет (СОАН-675), полученной по пробе от крупного ствола дерева из песков у уреза реки, этот теплый климатический этап позднеледниковья сопоставляется с беллингом Европы.

Пойменная терраса по высоте незначительно отличается от I надпойменной террасы, однако довольно четко выделяется по характеру микрорельефа и строению разреза. Прежде всего для поймы характерно преобладание супес-

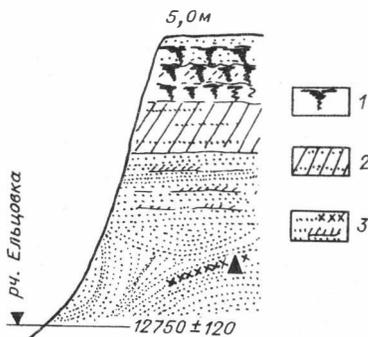


Рис. 13. Строение I надпойменной террасы р. Вторая Ельцовка.

1 — современная луговая почва; 2 — песок желтовато-серый, неясно горизонтально-слоистый; 3 — песок серый и желтовато-серый, разнозернистый, косослоистый, с большим количеством растительных остатков.

возрастными речными русловыми и пойменными осадками, разрезы второго сложены двумя комплексами речных осадков, имеющих различный возраст. Участки этого типа поймы приурочены к заметно сниженным по высоте местам развития криводановской террасы, периодически заливаемым паводковыми водами Оби и, следовательно, по гидрологическому режиму соответствующим пойменному уровню. В то же время большая часть разреза или, по крайней мере, нижняя его половина сложена отложениями, относящимися к этапу формирования криводановской террасы. Разновозрастные комплексы таких пойм часто разделены поверхностями размыва, либо гумусированным горизонтом погребенной почвы, либо прослоем торфа.

Один из разрезов пойменной террасы изучен нами в районе с. Каргаполово. Строение его следующее (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок серый, неслоистый	0,30
2. Прослой слабогумусированной почвы суглинистого состава темно-серого цвета	0,10
3. Песок темно-серый, кварцевый, тонкозернистый, тонко-горизонтально-слоистый	1,40
4. Глины серовато-синие, плотные, слоистые	0,60
5. Торф черный, с большим количеством растительной трухи и обломков древесины	0,35
6. Торф темно-бурый, уплотненный, с мелким растительным детритом и раковинами пресноводных моллюсков, большей степени разложения, чем вышележащий слой	0,35
7. Глины серовато-синие, плотные, тонкослоистые	1,00
8. Песок серовато-синий, тонкозернистый, с примесью глинистых частиц, слоистый	1,10

Возраст торфа охарактеризован тремя датами: подошва — 1515 ± 60 лет (СОАН-73), средняя часть — 1090 ± 135 лет (СОАН-72) и верхняя часть — 525 ± 100 лет (СОАН-71). Приведенные датировки позволяют предположить, что вся надводная часть поймы в этом разрезе сформировалась в субатлантическое время голоцена. Палинологические исследования, выполненные М.Р. Вотях /Панычев, 1979/, позволяют судить о климате и характере растительности времени накопления пойменных отложений. Состав почв, характеризующих пески сл. 8, отражают развитие сосново-березовой лесостепи с богатым разнотравьем, с большим количеством папоротников. Для спектров, отражающих условия накопления глин сл. 7 и торфа сл. 6, отмечается резкое увеличение древесных, представленных в равном количестве сосной и березой, появляется лихтя. Открытые участки заняты разнотравно-полынным покровом.

Характерно увеличение споровых: папоротников и зеленых мхов, появляются сфагновые мхи, что свидетельствует о расширении площади, занятой болотами. Верхняя часть торфа (сл. 5) также накапливалась в условиях лесостепного ландшафта, но количество древесных резко уменьшилось, а пыльцы трав – злаков, осок, разнотравья – увеличилось и обогатилось в видовом отношении. Спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза (слои 4 и 3) также отражают развитие лесостепи, в начале более влажной, затем более сухой. Количество березы постепенно уменьшается, а сосны увеличивается. Повышается содержание ксерофитов: полыни, лебедовых, появляется эфедра.

Второй разрез пойменных отложений Оби изучен нами в районе с. Нижний Сузун, на правом берегу, в 800 м выше устья р. Сузун. Строение разреза следующее (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Современный почвенный горизонт	0,20
2. Супесь серая, уплотненная, тонкогоризонтальнослоистая	1,50
3. Прослой суглинка, темно-коричневого, гумусированного. По простиранию иногда замещается линзами торфяничка и прослоями намывного растительного детрита с крупными кусками древесины, по одному из которых получена дата 2130±90 лет (СОАН-28). Проба торфа, отобранная в 300 м выше по течению, датирована в 1670±65 лет (СОАН-81)	0,10–0,30
4. Переслаивание желтых и серых, тонко- и мелкозернистых кварцевых песков и буровато-коричневых суглинков	2,10
5. Торф темно-бурый, плотный, с тонкими прослойками светло-бурых алевритов	0,70
6. Песок желтовато-серый, кварцевый, мелкозернистый, с косой и горизонтальной слоистостью	0,80
7. Глины темно-синие, плотные. Видимая мощность	0,10

Большая часть данного разреза, в отличие от приведенного выше, сформировалась до субатлантического времени, об этом свидетельствуют радиоуглеродные даты для торфа сл. 3 и спорово-пыльцевые данные /Панычев, 1979/. Торф сл. 5 накапливался в условиях лебедово-полынно-разнотравной ксерофитной степи. Пыльца травянистых составляет до 97%. Спорово-пыльцевые спектры сл. 4 отражают развитие сосновой лесостепи с большим количеством ели и лебедово-злаково-разнотравными ассоциациями. Торфяной сл. 3 формировался в условиях елово-сосновой лесостепи с осоково-злаково-разнотравными ассоциациями. Увеличивается количество пыльцы трав. Споры представлены в основном зелеными мхами и папоротниками. Верхняя часть разреза накапливалась в аналогичных условиях, но несколько уменьшается количество пыльцы травянистых растений, возрастает роль споровых. Среди древесных основная роль по-прежнему принадлежит сосне и ели, береза присутствует в очень незначительном количестве.

ВОСТОЧНО-БАРАБИНСКИЙ РАЙОН

На территории восточной части Барабы наиболее детальному исследованию были подвергнуты отложения Суминского займища. Получены также новые материалы и для двух других займищ – Кундранского и Каякского.

Суминское займище расположено на продолжении долины р. Баган в пределах ложбины стока, примыкающей с севера к последнему, наиболее ярко выраженному увалу Степного плато (рис. 14). Подножие увала является как бы естественной границей двух крупных геоморфологических районов – Степного плато и Восточной Барабы. Здесь крупногрядовый рельеф плато сменя-

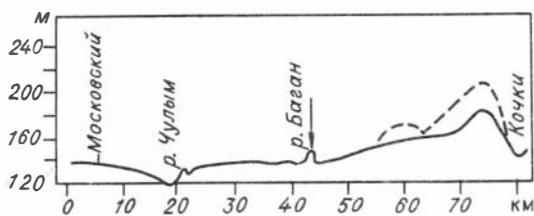


Рис. 14. Гипсометрический профиль вдоль шоссе ст. Каргат - пос. Кочки в Новосибирской области. Стрелкой указано место нахождения верхнепалеолитической стоянки Волчья Грива, на которой находится захоронение костей крупных млекопитающих. Пунктиром показаны возвышенности в стороне от линии профиля (по И.А. Волкову /1971/).

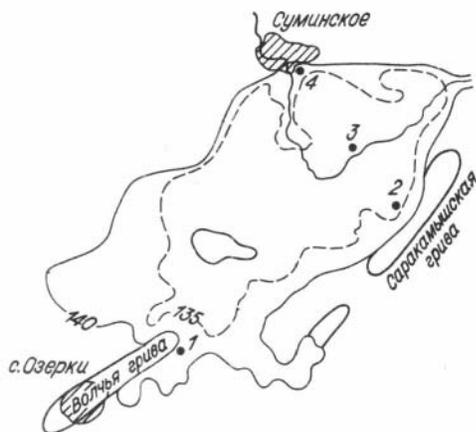
титором показаны возвышенности в стороне от линии профиля (по И.А. Волкову /1971/).

ется сравнительно выположенным увалисто-равнинным рельефом с хорошо выдержанным направлением, более или менее параллельным этим увалам. Суминское займище представляет собой плоскую озеровидную котловину несколько вытянутой формы согласно общему направлению ложбины (рис. 15). Протяженность котловины - 15-20 км, ширина - 8-10 км. По периферии ложа займища, на отметках, близких к 140 м, прослеживаются следы единой озерной береговой линии. В ряде мест наблюдаются хорошо сохранившиеся абразионные уступы. Последние подробно были описаны И.А. Волковым в районе палеолитической стоянки Волчья Грива /Алексеева, Волков, 1969/. Озерные осадки, занимающие дно Суминского займища, с размывом прислонены к отложениям гривы и, следовательно, моложе последних (рис. 16). Данные радиоуглеродной хронологии, к рассмотрению которых мы переходим ниже, позволяют говорить о существовании озерного водоема в течение довольно длительного времени, вплоть до субатлантического периода голоцена. В своем развитии озеро испытало неоднократные трансгрессивно-регрессивные фазы, о чем свидетельствуют погребенные почвенные горизонты среди прибрежно-озерных песчаных наносов. В начале субатлантического периода озеро было спущено в результате прорыва по наиболее пониженной части межгривных ложбин в районе с. Суминское. Спуск озера сопровождался образованием современной долины р. Сумы, для которой характерны коленообразные изгибы, нарушающие общую юго-западную ориентировку речной системы Барабы. В месте прорыва р. Сума врезана на глубину 5-6 м, вскрывая строение краевой части займища. Здесь по правому берегу р. Сумы, ниже моста в 150-200 м задокументирован следующий разрез (рис. 16, А) (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок серый, гумусированный, нижняя граница неровная, с затеками гумуса 0,20
2. Песок от светло-серого до белого цвета, кварцевого состава, тонко-мелкозернистый, хорошо отмытый, пляжевой фации 0,55
3. Тонкий прослой гумусированной супеси 0,03-0,05
4. Супесь желтовато-серая, по корневым ходам остатков трав интенсивно развита ожелезнение, встречаются тонкие линзовидные пятна гумуса типа кротовин землероев 0,25
5. Тонкий прослой гумусированной супеси черного цвета 0,03
6. Супесь темно-серая с тонкими линзочками светло-серого песка 0,05
7. Погребенный почвенный горизонт степного типа с хорошо дифференцированным почвенным профилем и кротовинами. Горизонт А представлен сильно гумусированной черной супесью мощностью 25 см, горизонт В - палеобурый, неравномерно окрашенный окислами железа легкий суглинок, карбонат-

Рис. 15. Местоположение разрезов (1-4) Суминского займища, датированных по радиоуглероду.



Мощность, м
 ный, нижняя граница нечеткая, наблюдается постепенный переход к плотным зеленовато-бурым суглинкам 0,50

8. Суглинки и супеси зеленовато-бурые, довольно плотные, наблюдаются пятна и полосы ожелезнения. Видимая мощность 4,50

В приведенном выше разрезе со стратиграфическим несогласием залегают две пачки пород. Эрозионный контакт между ними довольно отчетливо виден, хотя и несколько затушевывается наложенными процессами почвообразования. Верхняя часть разреза (слои 1-7) представляет собой отложения сравнительно легкого состава берегового наноса Суминского проозера. Примечательно для данного разреза наличие очень мощной степной почвы в основании пачки озерных осадков, свидетельствующей о значительной регрессии озера и обсыхании его краевой части. Сравнительно ниже был и уровень грунтовых вод, что создало условия для развития процессов черноземообразования. В настоящее время в краевой части займища формируются лугово-черноземные почвы. Очевидно, климат и гидрологический режим в то время был близок к современному, что не исключает практически полное высыхание Суминского проозера. Датировки, полученные для верхней части почвенного горизонта, дают основание относить эту регрессию к оптимуму голоцена или, по крайней мере, ко второй его половине. Для рассматриваемого почвенного горизонта была получена целая серия радиоуглеродных дат, поскольку данный разрез был выбран нами в качестве объекта для отработки методики датирования почвенного гумуса. Первые определения, которые были получены по гуминовым кислотам этой почвы, показали результаты: 5410 ± 85 лет (СОАН-1966А) – по I фракции и 6160 ± 90 лет (СОАН-1966Б) – по II фракции гуминовых кислот. В последующем из этого почвенного горизонта был отобран повторно образец почвы массой около 10 кг и после тщательного перемешивания разделен на две части, режим выделения фракций для каждой части пробы выдерживался согласно принятой методики. Полученные результаты датирования приведены ниже:

Датируемая фракция	СОАН-2324, лет	СОАН-2325, лет
I фракция гуминовых кислот	6020 ± 90	6320 ± 120
II фракция гуминовых кислот	6345 ± 140	6030 ± 150
фракция гумина	5925 ± 350	Не датировалась

В рассматриваемом разрезе был датирован также гумусовый прослой (сл. 5) по общей сумме органики, возраст которой составил 4760 ± 95 лет (СОАН-2125).

Таким образом, проведенные исследования показывают достаточно хорошую сходимость возрастных определений по различным фракциям почвы. От-

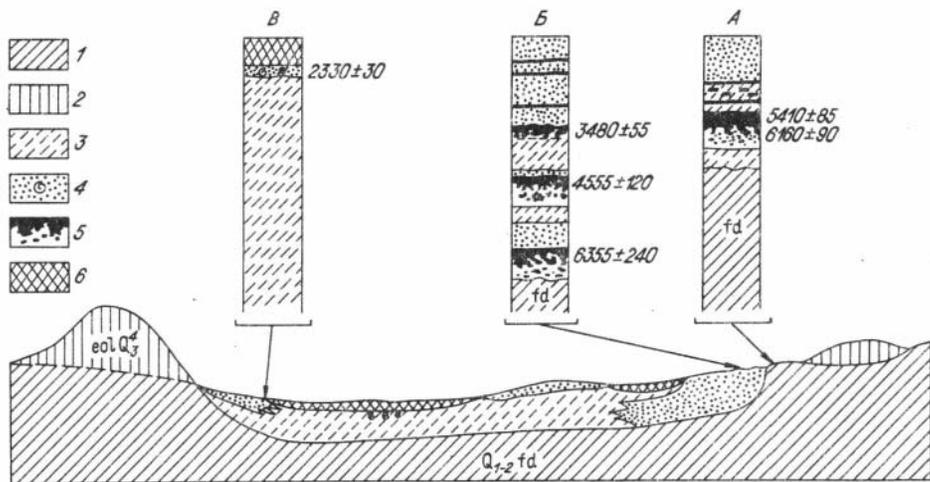


Рис. 16. Геологический профиль и строение разрезов Суминского займища у с. Суминское (А), на юго-западной окраине с. Суминское (Б), у с. Саракамышское (В).

1 - суглинки федосовской свиты; 2 - гривные отложения; 3 - илы; 4 - песок; 5 - погребенная почва; 6 - торф.

мечается также стратиграфическая согласованность дат по разрезу, что с точки зрения радиоуглеродной хронометрии повышает достоверность выполненных определений возраста.

Приведенный выше разрез расположен в краевой части займища, практически в районе выклинивания озерных отложений. Здесь их мощность значительно сокращается и не превышает 1,5 м. В южном направлении, в сторону центральной части займища их мощность увеличивается и среди озерных отложений появляется несколько почвенных горизонтов. Такой разрез вскрыт небольшим карьером для добычи песка в районе юго-западной окраины с. Суминское (рис. 16, Б). Его строение следующее (сверху вниз):

Мощность, м

1. Современная почва со слабо выраженным профилем: А - песок от черного до темно-серого цвета, степень гумусированности постепенно уменьшается вниз по профилю: верхние 3-5 см интенсивно пропитаны гумусом до черного цвета, ниже песок темно-серый с неровной в виде языков-затек гумуса нижней границей 0,10
2. Песок светло-серый до белого цвета, средне-мелкозернистый, пылеватый, кварц-полевошпатового состава, с редкими зернами рудных минералов и зеленых зерен эпидота, слоистость не выражена 0,40
3. Песок желтовато-бурый, мелко-среднезернистый, сцементирован окислами железа (иллювиальный горизонт современной почвы), что придает слою комковато-призматическую структуру. Наложенный процесс почвообразования несколько затушевывает первичную структуру осадков, тем не менее на выветрелой стенке карьера довольно хорошо заметна горизонтальная слоистость песков 0,50
4. Погребенная почва на песках с ясно выраженными генетическими горизонтами, по характеру строения относящаяся к типу почв солонец гидроморфный: А₁ - тонкий прослой песка темно-бурого цвета, мелко-среднезернисто-

го, несколько уплотненного, с довольно четкой нижней границей, мощность 1-2 см; A_2 - песок темно-серый, мелко-среднезернистый, некарбонатный, мощность 0,3 м; B_1 - иллювиально-гумусовый горизонт солонцевой почвы мощностью 22 см, верхние 5 см сильно гумусированные, черного цвета, а ниже степень гумусированности снижается и горизонт приобретает темно-бурую окраску с комковато-плитчатой текстурой; B_2 - тонкозернистый пылеватый песок, неравномерно окрашен гидроокислами железа, при действии соляной кислотой не вскипает 0,92

5. Погребенная почва лугово-черноземного типа на песках, в ее строении выделяются следующие генетические горизонты: A_1 - супесь черная, структура комковато-зернистая, нижняя граница неровная, с языками-затемками гумуса, некарбонатная, мощность 18 см; АВ - неравномерно окрашен: серый, темно-серый, буровато-серый, представлен тонко-мелкозернистым песком, видны следы корневой системы травяной растительности, мощность 22 см; B_K - темно-бурого цвета, интенсивно прокрашен окислами железа, карбонатный, мощность 20 см; BC_K - темно-, буровато-серый с охристо-желтыми пятнами ожелезнения, карбонатные выделения в виде мелких конкреций округлой или эллипсовидной формы, наблюдаются обуглившиеся корни трав, мощность 36 см. Общая мощность 0,96

6. Погребенная почва на суглинках федосовской свиты. Карьером вскрыт лишь гумусовый горизонт, ниже - грунтовые воды. Почва черного цвета, суглинистого состава, ореховой структуры, верхние 15 см интенсивно гумусированы, ниже степень гумусированности постепенно уменьшается, некарбонатная 0,35

Таким образом, присутствие нескольких хорошо сформировавшихся почвенных горизонтов среди озерных песков указывает на чередование трансгрессивных и регрессивных фаз в истории развития Суминского палеозера, тесно связанных, вероятно, с изменениями общей увлажненности территории Восточной Барабы. Наиболее значительную регрессию Суминское озеро испытало во время формирования самого нижнего почвенного горизонта, возраст которого по сумме I и II фракций гуминовых кислот составил 6355 ± 240 лет (СОАН-2130). В это время произошло значительное обсыхание берегов озера, уровень грунтовых вод снизился настолько, что создались условия для развития автоморфных почв черноземного или лугово-черноземного типа. Все это позволяет говорить о значительно более сухом климате в этом районе, где почвы подобного типа формируются в настоящее время на более высоких элементах рельефа - гривах. Рассматриваемый почвенный горизонт перекрыт слоем хорошо отмытого песка пляжевого типа, на котором, в свою очередь, был сформирован новый почвенный горизонт, датируемый по радиоуглероду в 4555 ± 120 лет (СОАН-2131). Эта почва очень быстро выклинивается в сторону центральной части займища. Так, в 300 м от береговой зоны в разрезе озерных отложений фиксируется всего лишь один почвенный горизонт на суглинках федосовской свиты, с ясными морфологическими признаками. Верхняя же почва в данном разрезе теряет свои морфологические признаки генетических горизонтов, а отмечаются только следы процесса гумусообразования, неравномерно распределенного по слою песка. На расстоянии 800-900 м от береговой зоны в разрезе озерных отложений отсутствует почва лугово-черноземного типа, последняя фациально замещается почвой, которую по текстурно-структурным признакам можно отнести к типу солонец гидроморфный. Здесь описан следующий разрез (сверху вниз):

1. Современный почвенный горизонт 0,10

- 2. Песок желтовато-бурый, с пятнами ожелезнения, некарбонатный 0,60
- 3. Суглинок темно-серый, плотный, неслоистый 0,25
- 4. Песок серый, светло-серый, мелкозернистый 0,05
- 5. Погребенная почва со следующими отчетливо выраженными генетическими горизонтами: A_1 - прослой гумуса, мощностью 1 см; A_2 - песок светло-серый, тонкозернистый, с пятнами ожелезнения, кварц-полёвошпатового состава, мощность 17 см; B_1 - иллювиально-гумусовый горизонт темно-серого цвета, представленный песками тонкозернистого состава, мощность 7 см; C - песок буровато-серый, тонкозернистый, ожелезненный, мощность 60 см. Общая мощность 0,85

6. Илы желтовато-бурые, пластичные, с пятнами оглеения, темно-синего цвета, вскрыты скважиной ручного бурения на глубину 2,90

Выявленный характер смены типа почв среди осадков Суминского займища отражает уровень залегания грунтовых вод, тесно связанный с ритмами обводненности территории. Наибольших размеров озеро достигало на заключительном этапе своего развития, во всяком случае его размеры не уступали позднеледниковому озеру. Хорошо отмьтые пески этого времени с раковинами *Anodonta* залегают вдоль подножий абразионных уступов и формируют береговые валы по периферии Суминского займища. Последняя трансгрессия прерывалась незначительными регрессиями, во время которых в прибрежной зоне формировались гидроморфные почвы. Иллювиально-гумусовый горизонт такой почвы в предыдущем разрезе датирован в 3480 ± 55 лет (СОАН-2132). Более поздняя регрессивная фаза фиксируется по ископаемой почве разреза в районе стоянки Волчья Грива (рис. 17). Здесь широко распространены пески, разрабатываемые во многих мелких карьерах для местных нужд. Мощность песков составляет около 1,0 м, среди них встречен прослой гумуса, радиоуглеродный возраст которого составил 2930 ± 55 лет (СОАН-2129). Раковины моллюсков из песков, подстилающих гумусовый прослой, датированы в 3160 ± 60 лет (СОАН-930), а для раковин из перекрывающих песков получена дата 2500 ± 50 лет (СОАН-1965). Близкими по возрасту оказались и раковины *Anodonta* из пляжевых песков, распространенных вдоль абразионного уступа, в районе Саракамышской гривы - 2330 ± 30 лет (СОАН-1964).

Стратиграфически выше озерных песков залегает торфяная залежь. Она занимает центральную часть займища, где и наблюдается максимальная мощность торфа. Поверхность торфяника ровная, кочкарный микрорельеф представлен небольшими осоковыми кочками высотой до 0,4 м. Древесная растительность на болоте отсутствует, только вдоль русла р. Сумы встречается ива. Из травяной растительности преобладает тростник, который местами образует сплошные заросли. В меньшей степени в составе растительного покрова принимают участие осока и камыш. Разрез торфяника изучен нами по обнажению на правом берегу р. Сумы, в 3 км к юго-западу от с. Малосуминское (рис. 18). Строение разреза следующее (сверху вниз):

- 1. Гиттия болотная темно-серая, пластичная. Отмечается присутствие тонких прослоев и линзочек песка и супеси, что придает гиттии в общем слоистый характер 0,68
- 2. Торф желтовато-коричневый, травяно-осоковый, с остатками камыша, вахты, гиновых мхов. Степень разложения 25-30%. Характерно обилие минеральной примеси в торфе, а также отдельных прослоев песка, ила и супеси, мощностью до нескольких сантиметров. Эта особенность придает торфянику ритмично-слоистую текстуру, выраженную в чередовании минеральных и орга-

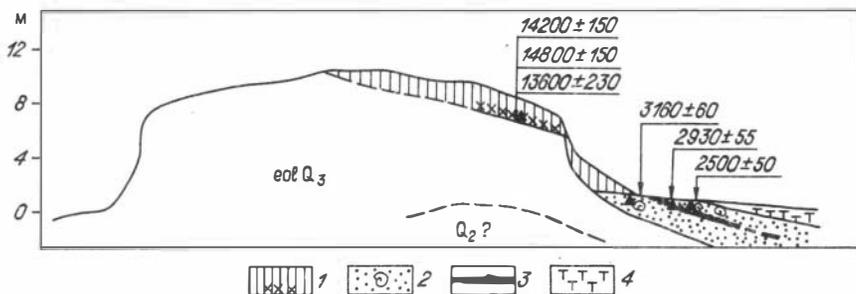


Рис. 17. Строение восточной части Волчьей Гривы (по И.А. Волкову /1971/, с дополнениями автора).

1 - скопление костных остатков млекопитающих; 2 - песок с раковинами моллюсков; 3 - гумусированный прослой; 4 - торф.

Мощность, м
ногенных прослоев. Ритмичность связана, очевидно, с внутривековыми колебаниями общей увлажненности территории Барабы 1,69

3. Ил голубовато-серый с тонкими прослоями песка и остатками раковин моллюсков *Anodonta*, *Pisidium* и др. Видимая мощность 0,20

Общее представление о составе растительности времени формирования торфяника дают результаты карпоботанических исследований двух проб (табл.11), выполненных С.К. Кривоноговым. Все остатки представлены видами, растущими в водных условиях (*Lemna*, *Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Hippuris*) или около воды (*Typha*, *Sparganium*, *Alisma*, *Scirpus*, *Carex*, *Ceratophyllum*, *Cicuta*), а также небольшим количеством мезофитов - эрозофилов, таких как крапива, марь, лебеда, в некоторой степени василистник (*Thalictrum*). Встречены также виды, характерные для сухих территорий - полынь (*Artemisia vulgaris*) и белена (*Hyoscyamus niger*). Из древесных отмечаются только ель и береза. Флора обоих образцов в общих чертах представляет современную растительность зоны местоположения торфяника (средняя и южная лесостепь). Однако обращает на себя внимание присутствие в нижних слоях торфяника семян ели сибирской, произрастающей в настоящее время гораздо севернее, а в верхних слоях - остатков полыни и белены, характерных больше для степной зоны. Эти факты бесспорно свидетельствуют о том, что климат не оставался постоянным за время формирования торфяника, испытывал довольно заметные изменения, отразившиеся на смене растительных ассоциаций. Эти изменения более отчетливо фиксируются по спорово-пыльцевой диаграмме Суминского торфяника (см. рис. 18).

Для торфяника получена целая серия радиоуглеродных дат, которые показывают, что начало торфообразования практически совпадает с началом субатлантического периода голоцена. Придонные слои торфяной залежи охарактеризованы двумя ¹⁴C датировками: 2370±70 лет (СОАН-1961Б) - по пробе торфа, и 2160±70 лет (СОАН-1961А) - возраст гуминовых кислот, экстрагированных щелочными растворами из образца торфа. Определения пяти других проб, залегающих последовательно выше по разрезу: 1730±25 (СОАН-1960), 1260±35 (СОАН-1959), 780±65 (СОАН-1957), 650±50 (СОАН-1956) и 550±50 (СОАН-1954) лет составили ряд датировок, находящихся в хорошем стратиграфическом согласии. Все это с большой степенью доверия относится к результатам радиоуглеродной хронологии, которые достаточно точно определяют хроностратиграфическое положение пыльцевых зон, выделенных Т.П. Левиной /Климанов и др., 1987/.

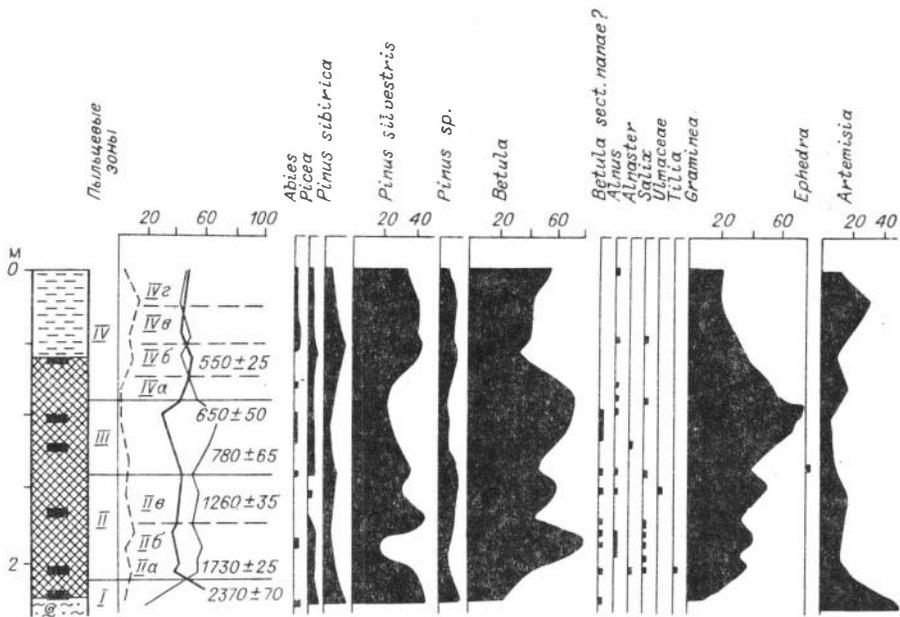


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Суминского займища.

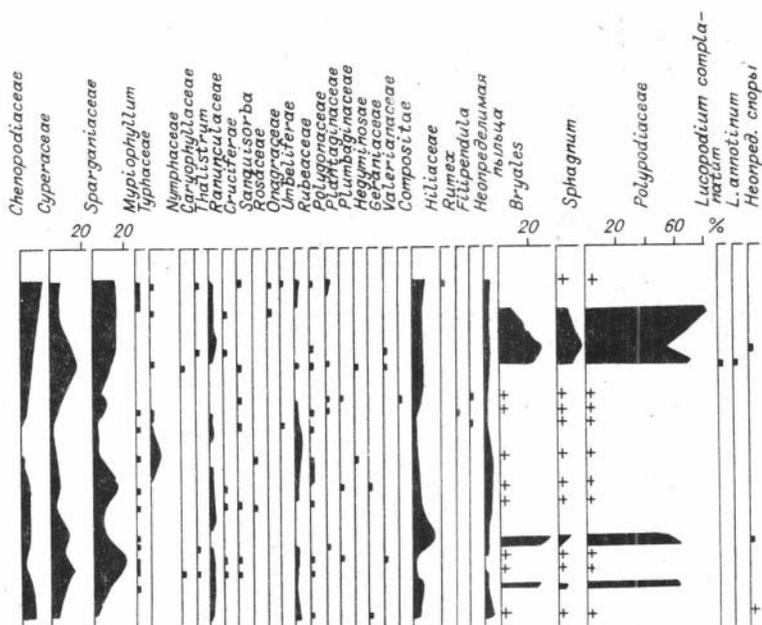
1 - гиттия болотная; 2 - торф желтовато-коричневый травяно-осоковый, с остатками камыша, вахты, гипновых мхов; 3 - ил голубовато-серый с тонкими прослойками песка, с остатками раковин моллюсков.

Зона I охватывает глубину 2,38-2,22 м. В спектрах доминирует пыльца древесных растений (до 80%), принадлежащих в основном сосне и в меньшей степени березе, присутствует пыльца сосны сибирской - кедра (до 14%), немного ели (до 3%), встречается пыльца кустарничковой березы. Среди трав преобладает пыльца полыней. Спор мало. Зона отражает распространение сосновых лесов с примесью березы и кедра.

Зона II охватывает глубину 2,22-1,40 м. Значительно увеличивается количество пыльцы травянистых растений (до 53%), среди которой господствует пыльца злаков, встречена эфедра. Очень много пыльцы водных растений семейства Sparganiaceae и Typhaceae, растущих в прибрежной зоне водоемов. Среди древесных (до 43%) господствует пыльца березы. Пыльцы сосны и кедра стало меньше. Зона характеризует разреженные сосновые с примесью кедра и березы леса среди злаковых ассоциаций. В этой зоне выделяются три подзоны:

IIa - подзона сосны, березы, злаков, разнотравья (глубина 2,22-2,05 м); преобладает пыльца злаков и разнотравья; среди древесных много пыльцы сосны и березы, встречено одно зерно липы; подзона отражает распространение разреженных лесов березово-соснового состава и злаково-разнотравных группировок;

IIb - подзона березы и злаков (глубина 2,05-1,75 м); преобладает пыльца травянистых растений, в основном злаков и осок; много пыльцы водных растений семейства Sparganiaceae; среди древесных почти исчезает пыльца сосны; подзона отражает распространение березовых лесов и осокково-злаковых ассоциаций;



II в – подзона березы, сосны, злаков (глубина 1,75–1,40 м); заметно увеличивается количество пыльцы сосны (до 44%), встречено одно зерно вяза; подзона отражает распространение березово-сосновых лесов и полынно-злаковых группировок.

Зона III охватывает глубину 1,40–0,90 м. В спектрах еще более уменьшается количество пыльцы древесных пород (до 30%), являющейся, видимо, заносной. Чаше встречается пыльца кустарничковых берез. Среди пыльцы травянистых доминируют злаки и разнотравье. Сокращается количество пыльцы водных растений. Зона характеризует безлесные пространства, покрытые разнотравно-злаковыми группировками, среди которых встречались кустарничковые березы.

Зона IV охватывает верхние 0,9 м разреза. В спектрах снова увеличивается количество пыльцы древесных растений, особенно сосны (до 46%) и кедра (до 12%), совершенно исчезает пыльца кустарничковых берез. Среди трав увеличивается количество пыльцы полыней и маревых. Зона характеризует разреженные сосновые леса с примесью кедра и березы. В этой зоне выделяется четыре подзоны:

IVа – подзона березы, злаков (глубина 0,9–0,8 м); общее количество пыльцы трав падает до 45%, а древесных пород возрастает до 48%; среди древесных господствует пыльца березы, а среди трав – злаков; подзона отражает развитие березовых лесов и злаковых ассоциаций;

IVб – подзона сосны, кедра, осок (инт. 0,8–0,6 м); незначительно преобладает пыльца древесных пород (до 50%), в основном сосны (до 56%), березы стало меньше (до 26%); отмечен второй максимум пыльцы кедра, появились лесные плауны *Lycopodium complanatum*, *L. annotinum*; подзона отражает распространение сосновых с примесью березы и кедра лесов и осоково-злаковых группировок;

IVв – подзона сосны, березы, злаков (инт. 0,6–0,35 м); снова незначительно преобладает пыльца травянистых (до 50%) – злаков, полыней, осок, разнотравья; среди древесных несколько увеличивается количество пыльцы березы; подзона характеризует березово-сосновые леса со злаково-полынными группировками;

Таблица 11. Карпологические остатки из торфяника Суминского займища

Вид растения	Глубина, м	
	2,7-2,0	1,45-0,65
<i>Picea obovata</i> Ldb.	5	-
<i>Typha</i> spp.	400	133
<i>Sparganium simplex</i> Huds.	1	-
<i>S. neglectum</i> Beeb.	-	15
<i>Potamogeton</i> cf. <i>pusillus</i> L.	1	-
<i>P. pectinatus</i> L.	-	1
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	-	2
Gramineae gen.	2	6
<i>Scirpus lacustris</i> L.	7	83
<i>S. silvaticus</i> L.	1	-
<i>Carex</i> spp.	119	9
<i>Lemna trisulca</i> L.	5	56
<i>Urtica dioica</i> L.	1	4
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> L.	1	7
<i>Rumex</i> sp. (cf. <i>R. maritimus</i> L.)	-	1
<i>Chenopodium album</i> L.	3	1
<i>Atriplex hastata</i> L.	1	12
<i>Thalictrum flavum</i> L.	3	8
<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	1	11
<i>Rorippa islandica</i> (Oed.) Borb.	-	11
Cruciferae gen.	-	1
<i>Potentilla anserina</i> L.	-	1
<i>Myriophyllum verticillatum</i> L.	7	11
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	1	4
<i>Viola</i> sp.	-	1
<i>Cicuta virosa</i> L.	2	16
Umbelliferae gen.	-	1
<i>Naumburgia thyrsoiflora</i> (L.) Rchb.	-	1
<i>Lycopus exaltatus</i> L.	-	1
Labiatae gen.	-	1
<i>Hyosциamus niger</i> L.	-	1
<i>Campanula</i> sp.	-	2
<i>Sonchus arvensis</i> L.	-	3
<i>Artemisia vulgaris</i> L.	-	1
Неопределимые	2	2

IVг - подзона березы, полыней, маревых (инт. 0,35-0,00 м); незначительно увеличивается пыльца древесных (до 50%), в основном сосны и березы; отмечается сокращение количества пыльцы осок и увеличение маревых; подзона отражает распространение сосново-березовых лесов и злаково-полынно-маревых группировок.

Таким образом, данные по изучению спорово-пыльцевых спектров позволяют установить, по крайней мере, 9-кратную смену типов растительности: 1 - сосновые с примесью березы и кедра леса; 2 - разреженные березово-сосновые леса и злаково-разнотравные ассоциации; 3 - березовые леса и осокково-злаковые ассоциации; 4 - березово-сосновые леса и полынно-злаковые ассоциации; 5 - безлесные пространства, покрытые разнотравно-злаковыми

ассоциациями, среди которых встречались кустарничковые березы; 6 – березовые леса и злаковые группировки; 7 – сосновые с примесью березы и кедра леса и сосново-злаковые ассоциации; 8 – березово-сосновые леса и злаково-полюнные ассоциации; 9 – сосново-березовые леса и злаково-полюнно-маревые ассоциации.

Распространение сосновых лесов с примесью березы и кедра характерно для районов, занимающих более северное положение. В связи с этим существование подобных лесов на месте современной лесостепной зоны свидетельствует об условиях более прохладных и, возможно, более влажных, чем в настоящее время. Судя по результатам радиоуглеродного датирования (2370 ± 70 лет), это похолодание находится на ниспадающей климатической ветви общего ухудшения на рубеже суббореального и субатлантического периодов с экстремумом в 2500 лет назад. К концу этой климатической ветви относятся и две пыльцевые подзоны "а" и "б" зоны II, для которых наблюдается постепенный переход от березово-сосновых лесов со злаково-разнотравными группировками к широкому распространению березовых лесов с осоково-злаковыми ассоциациями. Характерно почти полное отсутствие (самое малое количество пыльцы хвойных на все время накопления торфа) хвойных пород. Затем наступило некоторое потепление климата, выразившееся в новом распространении разреженных березово-сосновых лесов и полюнно-злаковых группировок. Не исключено, что где-то недалеко в это время рос вяз, единичные зерна которого встречены в спектрах подзоны II в. Данная подзона охарактеризована радиоуглеродной датировкой 1260 ± 35 лет. Выше по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах хорошо проявилось новое похолодание. Оно отразилось в распространении безлесных пространств, покрытых разнотравно-злаковой растительностью и кустарничковой березой, пыльца которой постоянно встречается в спектрах зоны III. Для этой зоны получены две радиоуглеродные датировки: 780 ± 65 и 650 ± 50 лет. На протяжении последних 600 лет (зона IV) происходит становление современной растительности: сначала появляются разреженные березовые леса, а затем березово-сосновые, связанные с некоторым потеплением климата. Незначительное похолодание отмечается после 550 лет. Оно выразилось в увеличении роли споровых растений, особенно сфагновых мхов и увеличении роли осок.

Палеоклиматические реконструкции по палинологическим данным Суминского торфяника с помощью информационно-статистического метода /Климанов, 1976; Климанов и др., 1987/ позволили определить количественные характеристики средних температур года, июля, января, среднегодовую сумму осадков и построить палеоклиматические кривые, привязанные к шкале абсолютного времени (рис. 19). Как видно из графика, похолодание, относящееся к началу субатлантического периода (пыльцевая зона I), характеризуется следующими численными показателями: среднеиюльские температуры были ниже современных на $1-2^{\circ}$, января – $0,5-1,0^{\circ}$, года – примерно на 1°C . Среднегодовая сумма осадков была выше современной почти на 100 мм. Ниспадающая ветвь холодного климата достигала нулевой прямой, т.е. современного состояния климата со среднеиюльскими температурами $+18 \div +19^{\circ}$, среднеянварскими – -2° , среднегодовыми – -1° и среднегодовой суммой осадков 350–400 мм, на рубеже 1600–1650 лет назад, если произвести интерполяцию между датировками 1600 ± 25 и 1260 ± 35 лет. Заметное похолодание отмечается на уровне 1450 ± 1500 лет назад. В это время температурные показатели были ниже современных примерно на 2° , а осадков выпадало больше на 75–100 мм. Самое крупное потепление с максимумом около 1000–1100 лет назад имело следующие численные показатели: температуры июля и года были выше на 1° , января – на $1-2^{\circ}$, осадков выпадало почти столько

жины зафиксированы следующие слои (см. рис. 21, Б) (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Торф черный, с обломками раковин моллюсков	0,25
2. Суглинок серый тяжелый	0,35
3. Суглинок светло-серый, опесчаненный	0,20
4. Глина желтовато-серая	0,40
5. Глина желтовато-бурая	0,80

Возраст другой пробы торфа из скв. 242, расположенной в центральной части займища, оказался равным 320 ± 30 лет (СОАН-2120). Обе пробы характеризуют основание торфяных залежей. Различие их возраста, очевидно, отражает направление и скорость процесса высыхания бывшего озера. Так, возраст придонных слоев торфа в краевой части составил 915 ± 115 лет, а в центральной части займища — 320 ± 30 лет.

Таким образом, результаты датирования дают основание говорить о том, что на протяжении практически всего голоцена (во всяком случае, начиная со второй его половины) котловина Кундранского займища функционировала как озеро, на дне которого формировались однообразные по составу супесчано-суглинистые осадки. И только начиная с XI века н.э. происходит постепенное обмеление озера и заторфовывание его днища по мере снижения уровня озера.

Каякское займище расположено в долине верхнего течения р. Сумы и оконтуривается изогипсой 150 м (рис. 22). Это займище примечательно тем, что, в отличие от других низинных болот, оно имеет выпуклой формы островки или ямы, сложенные торфом верхового типа. Основным торфообразующим растением рямовых торфов является *Sphagnum fuscum* с сопутствующими *Sph. angustifolium*, *Sph. akutifolium*. Встречаются древесные остатки коры сосны и веточки вересковых. В центре верховой шапки яра скважиной вскрыты следующие слои (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Торф светло-коричневый, крупноволокнистый, сфагновый, верховой, хорошей степени сохранности	2,30
2. Торф темно-бурый, осоково-моховый, мелковолокнистый с остатками древесины, обильно обводнен, переходного типа. Средней степени разложения	1,10
3. Торф осоковый от темно-бурого до черного цвета, низинный, с остатками тростника. Заметна примесь илистого материала	0,30
4. Озерный сапропель черный, пластичный	0,60

5. Илы голубовато-серые, пластичные, ожелезненные. Граница с подстилающими отложениями четкая 1,10
6. Суглинок голубовато-серый, с пятнами ожелезнения, карбонатный, встречаются мелкие обломки раковин пресноводных моллюсков и сильно раз-

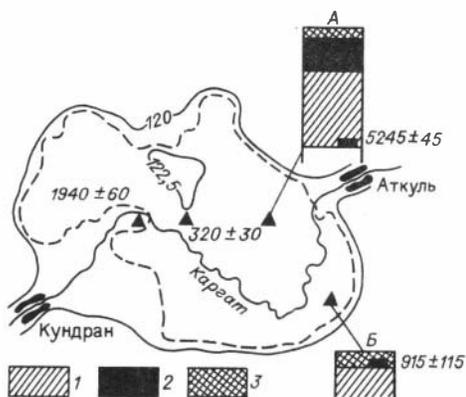


Рис. 21. Местоположение изученных разрезов Кундранского займища, их строение и возраст.

1 — суглинок; 2 — суглинок-гиттия оторфованный; 3 — торф.

Рис. 22. Местоположение изученных разрезов Каякского займа.

1 - озера; 2 - верховые торфяники (рямы).



Мощность, м
ложившиеся растительные остатки вскрыты на глубину 3,20

Придонные слои торфяника в этом разрезе имеют возраст 5490 ± 40 лет (СОАН-2172).

Из этого же слоя торфяной толщи определен комплекс семян разнообразного видового состава, где присутствуют травы (табл. 12) болотной экологии. Исключение составляют только *Lemna trisulca* L. и *Urtica dioica* L. Первое растение является водным, а второе - мезофит. Судя по данным карпологического анализа, выполненного Е.А. Пономаревой /Левина и др., 1987/, в это время на болоте господствовала разнотравно-осоковая ассоциация растительного покрова, в которой доминировала осока *Carex pseudocyperus* L. Содоминантами выступают остальные травы, из них отмечаются представители семейств Rosaceae, Primulaceae, Labiatae. Обращает на себя внимание обилие *Carex pseudocyperus* и присутствие камыша *Scirpus tabernaemontani* C. C. Gmel., характерных представителей степной зоны Западной Сибири. Выше по разрезу торфяной залежи проба, отобранная из основания слоя торфа низинно-переходного типа, показала возраст 3960 ± 40 лет (СОАН-2173). С развитием торфяника переходного типа связано и изменение состава растительного болота. В отличие от флоры низинного горизонта торфяной залежи, здесь господствующее положение в формировании болота занимают осоки из группы *Carex ex gr. A.* Количество остатков *Carex pseudocyperus* L., доминирующего вида в нижних слоях торфяника, резко падает. Флора этого горизонта более обедненного состава, чем предыдущая. В основном комплекс составлен видами родов семейства Cyperaceae (*Carex* и *Scirpus*). Из других трав отмечены единичные находки плодиков - виды родов *Potentilla* и *Thalictrum*. Характерно появление остатков березы, отсутствующей во флоре образца низинного торфа. В целом растительность болота восстанавливается как небогатая в видовом отношении травостоем.

Хронологическая оценка формирования торфяника верхового типа обеспечивается двумя радиоуглеродными датировками: 1260 ± 30 (СОАН-2174) и 1550 ± 30 (СОАН-2175) лет, пробы для которых отбирались из основания сл. 1, описанной выше скважины и скважины, продублировавшей разрез на некотором расстоянии от первой. Данные радиоуглеродной хронологии свидетельствуют о том, что переход от низинного к верховому типу торфа приходится на вторую половину субатлантического периода голоцена и не связан, очевидно, с резкими изменениями климатических условий, а скорее, отражает ухудшение эдафических (почвенных) условий по мере накопления массы торфа. Ухудшение аэрации и повышение кислотности почвы приводит и к смене растительной ассоциации болота: флора ископаемых семян верхового торфяника наиболее бедная. В ее составе отмечаются в основном осоки *Carex ex gr. A.* Из древесных обнаружены семена сосны. Виды *Carex pseudocyperus* L. и *Scirpus tabernaemontani* C. C. Gmel., характерные

Таблица 12. Карпологиические остатки из разреза торфяника Каякского займища

Вид растения	А	Б	В
<i>Pinus silvestris</i> L.	2	-	-
<i>P. sp.</i>	1	-	-
<i>Carex pseudocyperus</i> L.	-	4	-
<i>C. ex gr. A</i>	13	28	4
<i>C. ex gr. B</i>	1	10	7
<i>Scirpus lacustris</i> L.	-	6	-
<i>S. silvaticus</i> L.	-	2	-
<i>S. tabernaemontani</i> C. C. Gmel.	-	4	1
<i>S. sp.</i>	-	3	-
<i>Betula sp.</i>	-	12	-
<i>Thalictrum minus</i> L.	-	1	-
<i>T. foetidum</i> L.	-	1	-
<i>Potentilla sp.</i>	-	5	-
<i>Urtica dioica</i> L.	-	-	1
Cyperaceae gen. indet.	-	-	4
<i>Lemna trisulca</i> L.	-	-	9
<i>Polygonum sp.</i>	-	-	1
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bess.	-	-	1
<i>Naumburgia thyrsoflora</i> (L.) Rchb.	-	-	10
<i>Lycopus europaeus</i> L.	1	-	23
Радиоуглеродный возраст	1260 \pm 30	3960 \pm 40	5490 \pm 40

Примечание. А-В - торф: А - верховой, Б - переходный от низинного к верховому, В - низинный.

для нижних горизонтов, не встречены во флоре верхнего торфяника. В то же время на фоне общего развития торфяной залежи Каякского займища довольно отчетливо просматриваются климатические изменения. Оптимальными они являются для начальной стадии торфообразования, в атлантическом периоде голоцена, когда в районе займища степные ценозы были распространены более широко, чем в настоящее время. Климатические условия отличались иными соотношениями тепла и влаги. В это время процессы торфообразования были замедлены, а процессы разложения и гумификации развивались достаточно быстро, формируя озерный сапропель. Позже, на рубеже атлантического и суббореального периодов, климатические изменения приводят к повышению общей увлажненности территории, что обеспечивает повышение темпа торфонакопления: от 0,4 (для переходного торфяника) до 1,4 мм/год (для верхового торфяника).

Со значительно большей детальностью климатические изменения удастся проследить при изучении спорово-пыльцевых спектров торфяника Каякского займища. Для палинологических исследований нами были отобраны пробы из скважины ручного бурения, расположенной в центральной части займища, с 5-сантиметровым интервалом. Здесь были вскрыты следующие слои (сверху вниз):

Мощность, м

1. Торф осоково-тростниковый, низинный, темно-коричневого цвета, сред-

ней степени разложения 2,65

2. Торф осоково-гипновый, с небольшим количеством примеси илистого материала, цвет темно-серый до черного, степень разложения несколько выше предыдущего слоя 0,40

3. Переходный горизонт от торфа к суглинкам - черная гиттия, вязкая, переход постепенный с язычковыми затеками гумуса 0,10

4. Суглинок тяжелый голубовато-серый, карбонатный, с пятнами обожренности вокруг остатков корней растений. Интенсивность ожелезнения нарастает вниз по разрезу, при этом суглинки постепенно приобретают желтоватобурю окраску 2,95

Данные спорово-пыльцевого анализа торфяных слоев, выполненного Т.П. Левиной /Левина и др., 1987/, позволяют выделить три палинологические зоны (рис. 23):

Зона I соответствует времени накопления сапропелевых осадков и придонных слоев торфа в инт. 3,2-3,0 м. Для зоны характерно практически полное отсутствие древесной растительности и повышенное содержание пыльцы злаков, полыни, разнотравья. Состав спектров отражает развитие степных разнотравно-злаковых ценозов. Зона охарактеризована радиоуглеродной датой 6050 ± 110 лет (СОАН-2175).

Зона II охватывает слои торфа в инт. 3,0-1,8 м. Отмечается широкое распространение болотной растительности с папоротниками и кустарниковой березкой. В целом состав растительности отражает существование сосново-березовой и березовой лесостепи с широким развитием болотной растительности. Выделяются три подзоны:

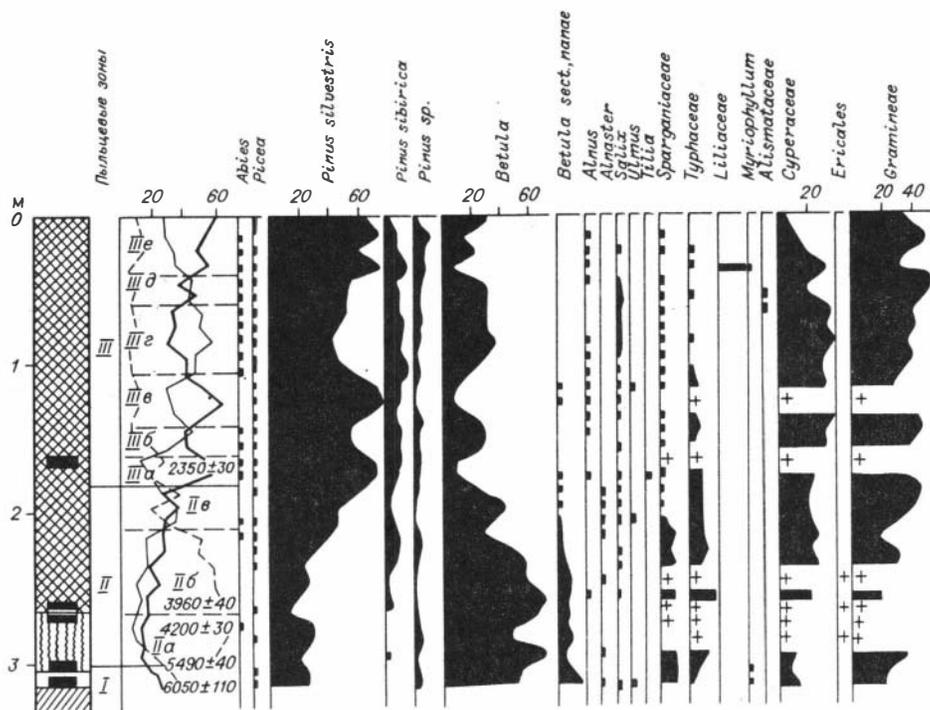
подзона IIa (инт. 3,0-2,65 м) характеризуется широким развитием папоротников семейства *Polypodiaceae*, в основном это споры *Dryopteris thelypteris*, произрастающего на торфяных и кустарничковых болотах. Древесная растительность представлена березой, в меньшей степени сосной. Присутствует карликовая березка. Нижний рубеж зоны охарактеризован датой 5490 ± 40 лет (СОАН-2176), верхний - 4200 ± 30 (СОАН-2177);

подзона IIб (инт. 2,65-2,10 м) отличается от предыдущей увеличением в составе древесных роли сосны и уменьшением березы. С этого времени присутствует на диаграмме непрерывная кривая кедра. Травянисто-кустарниковая растительность представлена кустарниковой березкой, осоками, папоротниками, злаками, пылью;

подзона IIв включает в себя слои торфа довольно узкого стратиграфического интервала (2,1-1,8 м) со специфическими чертами, позволяющими рассматривать ее как переходный этап в развитии растительности. В спектрах довольно заметно увеличивается количество пыльцы древесных (до 38%), принадлежащей не только березе, но и сосне. Возрастает количество пыльцы трав - злаков и разнотравья, встречается пыльца кустарничковых берез. Споры по-прежнему принадлежат папоротнику *Dryopteris thelypteris*. Таким образом, на фоне распространения прежней болотной растительности с папоротниками и кустарниковой березкой происходит заселение болота сосной и березой как следствие некоторого иссушения его.

Зона III выделяется с уровня 1,8 м, где кривая древесных пород испытывает резкий подъем, отражая наиболее значительное изменение растительного покрова в районе Каякского займища. Нижняя граница зоны датирована в 2350 ± 30 лет (СОАН-2178), что позволяет сопоставить ее с суббореально-субатлантическим рубежом. Зона подразделяется на шесть подзон:

подзона IIIa охватывает слои на глубине 1,8-1,6 м. В спектрах доминирует пыльца древесных пород (до 60%), принадлежащая в основном сосне. Появляется пыльца кедра (до 10%). Количество пыльцы травянистых растений резко сокращается до 5-20%;



подзона IIIб включает слои торфа на глубине 1,6–1,4 м и характеризуется некоторым увеличением количества пыльцы травянистых растений (до 50%), среди которых господствующее положение занимают злаки, много осок. Из древесных заметно увеличивается количество пыльцы березы, по-прежнему много пыльцы сосны. Зона отражает развитие сильно разреженных сосново-березовых лесов с открытыми пространствами, занятыми осоково-злаковыми группировками;

подзона IIIв включает слои торфа на глубине 1,4–1,05 м и характеризуется широким распространением разреженных сосновых лесов и осоково-злаковых группировок с кустарничковой березой. Пыльца древесных составляет в спектрах 60–70%, а количество трав доходит до 30–35%;

подзона IIIг соответствует стратиграфическому интервалу торфяника на глубине 1,05–0,60 м, в котором заметно увеличивается количество пыльцы травянистых растений (до 60%), среди которой доминирует пыльца злаков и осок, появляется пыльца эфедры. Зона характеризуется распространением открытых пространств, занятых осоковыми и злаковыми группировками, среди которых имеются остепненные участки с эфедрой;

подзона IIIд занимает сравнительно узкий стратиграфический интервал торфяника (в пределах глубины 0,6–0,4 м) и характеризует этап в смене растительного покрова района Каякского займища. Наблюдается увеличение количества пыльцы древесных пород в спектрах этого интервала торфяника. Очевидно, среди осоково-злаковых группировок стали появляться сосновые и березовые колки, что связано с некоторым смягчением климата, близким по своим показателям к современному;

подзона IIIе охватывает верхнюю часть торфяной залежи с глубины 0,4 м

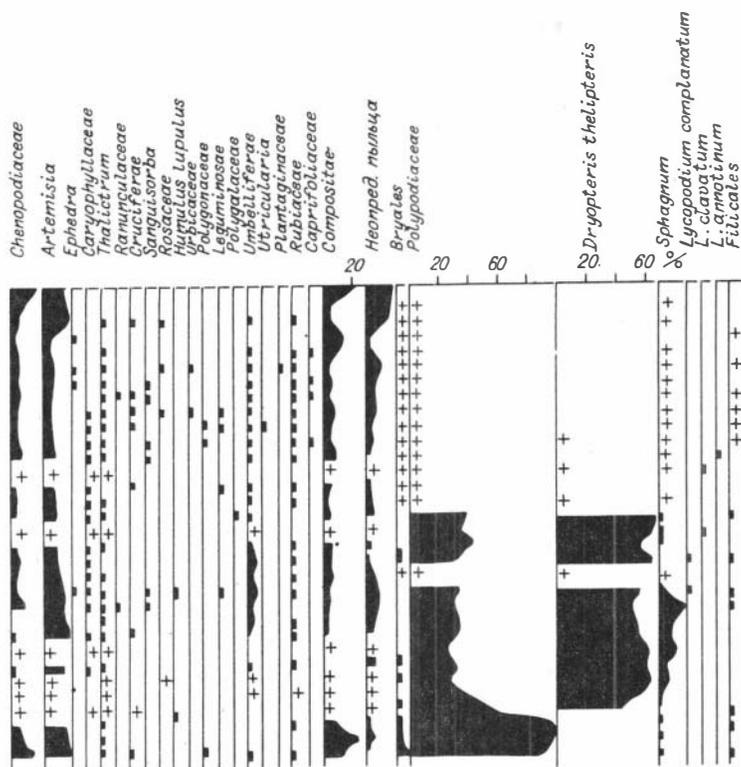
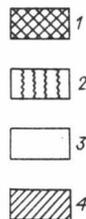


Рис. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Каякского займища.

1 - торф осоково-тростниковый; 2 - торф осоково-гипновый; 3 - гиттия; 4 - суглинок.



и отражает существование лесостепи с сосновыми колками. В спектрах доминирует пыльца древесных пород (до 63%), представленная главным образом сосной. Среди пыльцы травянистых растений (26-36%) наблюдается увеличение количества полыней, маревых, разнотравья и сокращение осок.

При сопоставлении данных палинологических исследований торфяников Суминского и Каякского займищ достаточно ясно прослеживаются три важнейших региональных этапа в изменении растительного покрова и климата Барабы.

Первый этап отмечен широким распространением степных ценозов. Яснее всего степной этап проявился в придонных слоях торфяника Каякского займища, в которых пыльца травянистых растений заметно преобладает над пыльцой древесных пород. На пыльцевой диаграмме данного стратиграфического интервала выделяется относительно повышенное содержание пыльцы злаков, маревых, полыни. Отмечается присутствие пыльцевых зерен вяза, свидетельствующих о значительном расширении в это время участков растительности неморального комплекса, присутствие которой отмечается в настоящее время на юго-западе Западной Сибири. К этому следует добавить также присутствие в составе карпофлор из нижних горизонтов торфяной залежи большого количества *Carex pseudocyperus* L. и камыша *Scirpus tabernaemontani* C. C. Gmel. - характерных представителей степной зоны Западной Сибири.

Второй этап, охарактеризованный датами 5490 ± 40 и 4200 ± 30 лет, отмечен заметным облесением территории, связанным с изменением относительно теплых климатических условий предыдущего этапа на сравнительно про-

хладные. Судя по ¹⁴C датам, можно полагать, что переход от теплого клима-

га к более прохладному, а также увеличение облесенности в районе Каякско-го займища проходил на уровне 4500–5400 лет назад. Этот рубеж довольно хорошо коррелируется с атлантико-суббореальным контактом хронозон схемы Блитта – Сернандера /Nilsson, 1964/.

Третий этап отражает заметные изменения климата в сторону сухости, продолжающиеся до настоящего времени, с некоторыми колебаниями. При этом облесенность территории увеличивалась. Кривая древесных пород испытывает резкий подъем, начиная с уровня 1,8 м в разрезе торфяника Каякско-го займища и до 2,38 м в разрезе торфяника Суминского займища. Причем облесенность достигает уровня, близкого современному. Что касается хронологического рубежа этого этапа, то он может быть достаточно надежно оценен по трем радиоуглеродным датам: 2370 ± 70 и 2160 ± 35 лет для образцов, отобранных из основания Суминского займища, и 2360 ± 30 лет для образца торфа с глубины 1,8 м Каякского торфяника. Приведенные датировки позволяют наметить хронологический рубеж третьего этапа в инт. 2200–2400 лет, что достаточно удовлетворительно сопоставляется с рубежом суббореальной и субатлантической хронозон эталонной схемы Блитта – Сернандера.

ЗАПАДНО-БАРАБИНСКИЙ РАЙОН

Голоценовые отложения распространены фрагментарно и приурочены главным образом к современным озерным котловинам, межгривным понижениям и речным долинам.

Котловина оз. Чаны оказалась наиболее интересной в плане получения материала для разработки проблемы голоценовой стратиграфии. Само озеро занимает плоскую депрессию суффозионно-просадочного происхождения и состоит из двух ковшей – Большие и Малые Чаны, осложненных рядом обособленных заливо в, максимальная глубина которых не превышает 6 м. Благодаря плоскости дна озера его морфометрические показатели (очертания береговой линии, общая площадь акватории, глубина и др.) находятся в тесной взаимосвязи с общей увлажненностью территории его бассейна и тем самым представляют огромный интерес для изучения даже самых незначительных колебаний климата /Орлова, Панычев, 1985/. Проблемы природных ритмов изменения уровня оз. Чаны как относительно кратковременных, так и более длительных, сравнимых с отдельными эпохами голоцена, типа трансгрессий и регрессий этого замкнутого водоема, рассмотрены в ряде публикаций /Шнитников, 1963, 1976, 1982; Волков, Волкова, 1982; Волков, 1982/.

Геолого-геоморфологические наблюдения, проведенные нами в прибрежной зоне оз. Чаны, указывают на проявление интенсивной озерной деятельности, выразившейся в процессах озерной абразии и формировании прибрежно-озерных осадков. Изучение следов этой деятельности позволяет выделить крупные этапы развития оз. Чаны в голоцене, а проведенные радиометрические исследования озерных отложений впервые определили жесткие хронологические рамки трансгрессивно-регрессивных фаз развития данного озера.

Особый интерес в этом плане представляет разрез озерных отложений в береговой зоне оз. Мал. Чаны у с. Широкая Курья (рис. 24). С юго-восточной стороны к озеру примыкает обширная низменная равнина, осложненная гривно-ложбинным рельефом. Длинные оси грив ориентированы почти под прямым углом к береговой зоне озера, где отчетливо проявляются следы недавней трансгрессии. Нередко абразией бывает уничтожена большая часть гривы, а оставшаяся образует довольно свежий уступ, практически лишенный склоновых отложений. Со стороны межгривных ложин к уступам подходит бе-

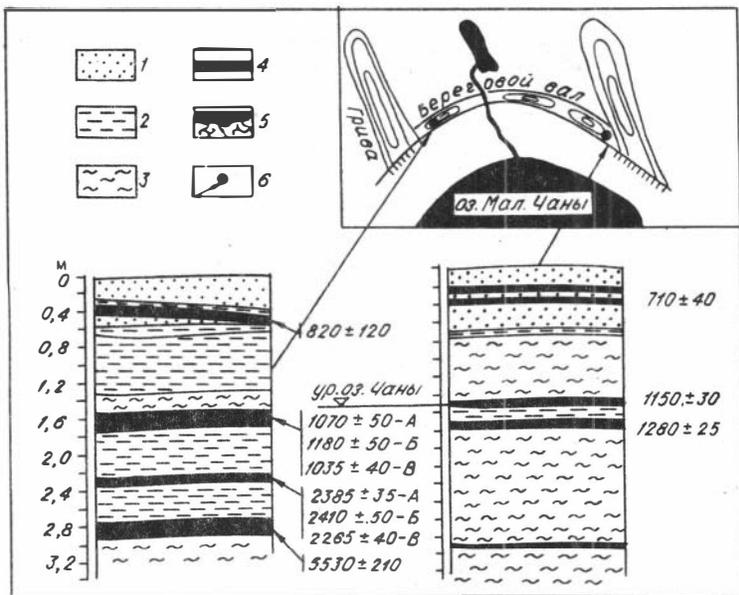


Рис. 24. Геоморфологическое положение и стратиграфия разрезов озерных отложений у с. Широкая Курья.

1 - пески; 2 - супеси; 3 - илы; 4 - прослои торфа; 5 - почва; 6 - местоположение разрезов, датированных по ¹⁴C.

реговой вал, который довольно отчетливо выражен на всем протяжении юго-восточной прибрежной части оз. Мал. Чаны. Подножие вала находится на высоте 1,0 м над современным уровнем, а его удаленность от озера от 500 до 800 м. Вал покрыт почвой со слабо выраженным гумусовым горизонтом.

Шурф, заложенный на внутреннем склоне берегового вала, вскрывает строение осадков, заполняющих межгрядное понижение. Разрез следующий (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Современный почвенный горизонт	0,05
2. Песок средне-мелкозернистый, светло-серый, с раковинами анодонт	0,20
3. Супесь желтовато-серая, с пятнами ожелезнения по растительным остаткам	0,02
4. Слаборазвитая почва супесчаного состава, в профиле которой отчетливо выражен только гумусовый горизонт. Отмечается скопление крупных раковин анодонт	0,10
5. Песок средне-мелкозернистый, светло-серый, с раковинами анодонт	0,15
6. Супесь темно-бурая, горизонтально-слоистая	0,10
7. Супесь желтовато-бурая с пятнами ожелезнения по растительным остаткам, встречаются остатки камыша	0,45
8. Ил темно-бурый с остатками коры и мелких веточек древесины	0,25

9. Болотно-торфяная почва, интенсивно гумусированная, с заметно вы-
раженными генетическими горизонтами 0,15
10. Супесь зеленовато-серая, горизонтально-волнисто-слоистая, встре-
чаются редкие раковины моллюсков 0,55
11. Супесь гумусированная 0,05
12. Супесь зеленовато-серая, с сизоватым оттенком, горизонтально-
волнисто-слоистая, встречаются раковины моллюсков 0,45
13. Торф от темно-бурого до черного цвета, большой степени разложе-
ния 0,15
14. Ил зеленовато-серый, вскрыт на глубину 0,50

В разрезе наблюдается чередование озерных осадков с остатками рако-
вин моллюсков и почвенно-органогенных прослоев, отражающее неоднократ-
ные колебания уровня оз. Чаны. В периоды максимального обводнения накоп-
ливались продукты механического смыва: пески, супеси, илы, а в периоды ми-
нимального обводнения - продукты жизнедеятельности растений. За время на-
копления отложений данного разреза озеро испытало, по крайней мере, четы-
ре фазы регрессии. Судя по данным радиоуглеродной хронологии, наиболее
древняя из них относится к атлантическому периоду голоцена: возраст пробы
торфа из сл. 13 составил 5530 ± 210 лет (СОАН-2090). Вторая фаза рег-
рессии совпадает с потеплением климата на рубеже суббореального и субат-
лантического периодов. Она маркируется прослоем гумусированной супеси
сл. 11, отдельные фракции гуминовых кислот которого имеют радиоуглеродный
возраст: I фракция - 2385 ± 35 лет (СОАН-2091А), II фракция - $2410 \pm$
 ± 50 лет (СОАН-2091Б), гумин - 2265 ± 40 лет (СОАН-2091В). Третья
фаза регрессии по времени совпадает с так называемым малым климатичес-
ким оптимумом, более теплые климатические условия которого зафиксированы
во многих районах Северного полушария в инт. 1000-1100 лет назад. Хо-
рошую согласованность с такой возрастной оценкой этого периода имеют ра-
диоуглеродные даты болотно-торфяной почвы сл. 9, датирование которых вы-
полнено по трем фракциям органического вещества: I фракция гуминовых кис-
лот - 1070 ± 50 лет (СОАН-2092А), II фракция - 1180 ± 50 лет (СОАН-
2092Б). Хронологическая оценка четвертой фазы регрессии может быть про-
изведена на основании возраста раковин анодонт из сл. 4, равного 820 ± 120
лет (СОАН-2099). Выполненные С.К. Кривоноговым карпологические опре-
деления фрагментарны и не дают основания говорить о наличии резко выра-
женных климатических изменений, однако они являются полезными для харак-
теристики условий формирования органогенных горизонтов. Карпологические
остатки определены (табл. 13) из торфяных горизонтов на глубинах 1,6 и
2,8 м. Все флоры в общих чертах представляют современную растительность
широты оз. Чаны (средняя и южная лесостепь). Они отражают нормальный
набор биоценозов, характерный для прибрежно-озерной обстановки: водная рас-
тительность (*Lemna*, *Potamogeton*), прибрежная и водно-болотная (*Ty-
pha*, *Alisma*, *Scirpus*, *Carex*, *Ceratophyllum*), растений сильно
увлажненных мест и береговой полосы (*Thalictrum*, *Lycopus*), мезо-
фитов и растений сухих и нарушенных земель (*Chenopodium*, *Atriplex*,
Potentilla anserina). Присутствие орешков березы свидетельствует о
развитии лесов, возможно, колочного типа. Отмечается обилие плодиков ка-
мышы и ряски.

Рассмотренные выше регрессии в истории оз. Чаны чередовались с этапа-
ми высокого стояния уровня озера. Наиболее значительная трансгрессивная
фаза оставила четкие следы в районе поселения эпохи поздней бронзы /Зыки-
на и др., 1983/ близ пгт Здвинска. Поселение, состоящее из трех жилищ,
расположено вдоль абразионного уступа молодой террасы оз. Чаны (рис. 25).

Таблица 13. Карпологические остатки из разреза у с. Широкая Курья

Виды растения	Глубина, м	
	1,6	2,8
Bryales	-	+
Typha spp.	+	+
Gramineae gen.	+	-
Chenopodium album	+	-
C. glaucum L.	+	+
Amaranthus retroflexus L.	+	-
Potamogeton pectinatus L.	-	+
P. cf. pusillus L.	-	+
P. sp.	-	+
Alisma plantago-aquatica L.	-	+
Eriophorum sp.	-	+
Scirpus lacustris L.	-	+
Carex spp.	-	+
Lemna trisulca L.	-	+
Urtica dioica L.	-	+
Betula sect. Albae L.	-	+
Atriplex hastata L.	-	+
Thalictrum flavum L.	-	+
Batrachium sp.	-	+
Ceratophyllum demersum var. apiculatum Shap.	-	+
Potentilla sp.	-	+
Lycopus exaltatus L.	-	+
Campanula sp.	-	+
Sonchus arvensis L.	-	+

С северо-востока жилища обнесены полукольцом оборонительным валом, а с юго-запада к уступу вплотную подходило озеро, служившее, очевидно, естественной преградой от возможного нападения. Об одновременности озерной трансгрессии и постройки поселения свидетельствуют находки идентичной керамики в прибрежно-озерных осадках террасы и в самих жилищах. В шурфе, вблизи абразионного уступа, вскрыт следующий разрез озерных отложений, прилегающих к нему (сверху вниз):

Мощность, м

1. Современная торфяно-болотная почва с ярко выраженным органоторфяным горизонтом. Нижние слои имеют черную окраску и представлены уплотненной массой сильно разложившихся органических остатков. Выше по профилю черная окраска сменяется бурой и коричневатобурой, торфяная масса менее уплотнена и имеет меньшую степень разложения. Приповерхностный слой образует дернину из неразложившихся остатков осоки 0,35

2. Илы синевато-серые с примесью песчаного материала и раковинами пресноводных моллюсков 0,15

3. Песок синевато-серый, илистый, с пятнами ожелезнения 0,10

4. Песок серый, хорошо отмытый (пляжевого типа), в слое обнаружены фрагменты керамики. Видимая мощность 0,20

В приведенном разрезе довольно отчетливо выделяется слой прибрежно-озерных осадков пляжевого типа, отложившихся в трансгрессивную фазу раз-

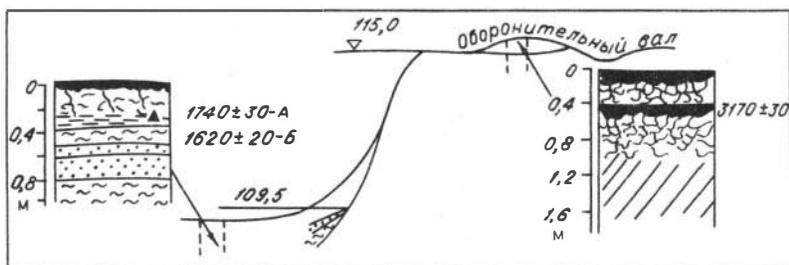


Рис. 25. Геоморфологическое положение и разрезы стоянки древнего человека у пгт Здвинска. Усл. обозн. см. на рис.24.

вития оз. Чаны. Уровень озера в это время был выше современного на 3,5–4,0 м и достигал абсолютной отметки 109,5–110,0 м. В это время водами озера были затоплены огромные пространства, прилегающие к современной впадине озера. В частности, ковш оз. Мал. Чаны по широкому понижению северо–восточного направления соединялся с котловиной оз. Сартлан, образуя обширную озерную акваторию, общая площадь которой превосходила современную оз. Мал. Чаны в 5–6 раз (рис. 26). О времени трансгрессивной фазы и максимума подъема уровня оз. Чаны можно судить исходя из одновременности трансгрессии и постройки поселения эпохи поздней бронзы, датированной концом II тыс. до н.э. /Молодин, 1985/. Археологическая датировка хорошо совпадает с определением возраста почвы по ^{14}C , закопанной под оборонительным валом, гуминовые кислоты которой датированы в 3170 ± 30 лет (СОАН–2011). Шурфом вскрыто строение оборонительного вала и погребенной под ним почвы (сверху вниз):

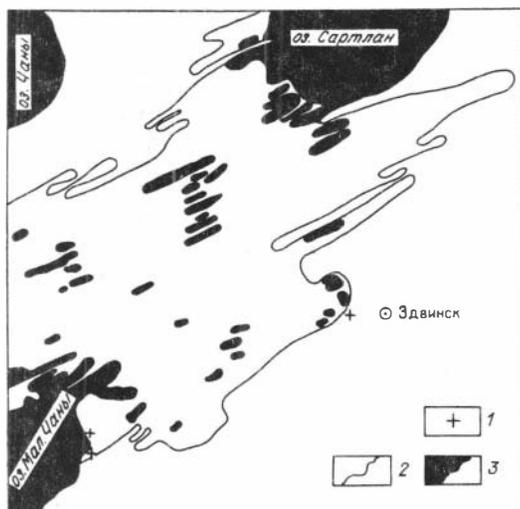
Мощность, м

1. Современная почва, развитая на поверхности оборонительного вала. Выделяются следующие генетические горизонты: А – черный, супесчаный, рыхлый, пылевато–комковатый, вскипает с HCl с глубины 5 см, обильно пронизан корешками трав, нижняя граница четкая, ровная, резкая 0,25
 $\text{B}_\text{к}$ – желтовато–белесый, супесчаный, более плотный, с обилием пятен карбонатов 0,15
2. Почва, погребенная под оборонительным валом, также имеет ясно выраженные генетические горизонты: А – темно–серый, супесчаный, комковатый, нижняя граница неровная, с языками затеков гумуса, вскипает с HCl 0,25
 AB – бурый, более плотный, с карбонатными псевдомицелиями, комковатый, книзу переход постепенный, но заметный 0,25
 $\text{B}_\text{к}$ – желтовато–коричневый, легкосуглинистого состава, плотный, структура неясноореховато–комковатая, с карбонатными псевдомицелиями, переход в нижележащий горизонт заметный по цвету 0,35
 $\text{C}_\text{к}$ – серовато–желтый, с обилием псевдомицелий, слабоуплотненный, песчаного состава 0,25

Сравнительно–морфологическая характеристика описанных выше почвенных горизонтов позволяет отнести их к разным подтипам почв черноземного ряда. Современная почва, сформировавшаяся на поверхности оборонительного вала в субатлантическое время, по своим морфологическим признакам ближе стоит к черноземам обыкновенным. В отличие от нее морфологические показатели почвы, погребенной под оборонительным валом, скорее соответствуют выщелоченным черноземам. Подобное изменение процесса почвообразования в

Рис. 26. Положение береговой линии озер Мал. Чаны и Сартлан в суббореальное время.

1 - местоположение изученных разрезов; 2 - береговая линия в суббореальный период; 3 - современная береговая линия.



районе поселения может быть обусловлено только климатическим фактором, поскольку все остальные факторы почвообразования, в сущности, остаются без изменения. В связи с этим педологические наблюдения позволяют сделать некоторые палеогеографические реконструкции.

Вышелоченные черноземы, сформировавшиеся в суббореальное время под луговыми разнотравно-злаковыми степями, замещались в субатлантический период черноземами обыкновенными, характерными для северной части степной зоны и районов с меньшим количеством атмосферных осадков. Эти факторы свидетельствуют о некотором зональном сдвиге процессов почвообразования на рубеже суббореального и субатлантического периодов голоцена. Палеогеографические перестройки в ландшафте Барабинской равнины были обусловлены климатическими изменениями. Влажный и относительно прохладный климат суббореального периода с обилием лугового разнотравья, полноводными речными и обширными озерными системами сменился более сухим климатом в субатлантическую эпоху. Подобные изменения в это время фиксируются, как было показано выше, и по данным спорово-пыльцевых исследований торфяников Суминского и Каякского займищ. Смена климата привела к сокращению обширных озерных акваторий. Озеро Чаны вступило в фазу регрессии. Характер осадков, покрывающих пляжевые пески у уступа в районе поселения, свидетельствует о постепенном усыхании озера, заилении и заболочивании его берегов. В приведенном выше разрезе озерной террасы из нижней части торфяно-болотной почвы был отобран образец для определения возраста. Датирование проводилось по двум фракциям: возраст гуминовых кислот составил 1740 ± 30 лет (СОАН-2010А), а гумин определен в 1620 ± 20 лет (СОАН-2010Б). Полученные датировки в целом характеризуют регрессивную фазу развития оз. Чаны, начало, которой, однако, предшествовало времени формирования торфяно-болотной почвы на поверхности террасы. В то же время они со всей очевидностью показывают, что это был последний этап высокого стояния уровня озера, выделенный нами под названием "здвинский" /Орлова, Паньчев, 1985/. Позже, в течение субатлантического времени, происходит постепенное устойчивое усыхание озера. На фоне медленного прогрессирующего обмеления происходило чередование эпох относительно высокого и низкого стояния уровня озера, тем не менее, даже в фазы наибольшего подъема, уровень его никогда более не достигал отметок 110,0 м. Этот же период значительного обводнения озер чановской группы отмечен озерной террасой 2-метровой высоты оз. Урум, западнее с. Михайловка - 2,5-3,0 км (рис. 27, Г). Строение террасы следующее (сверху вниз):

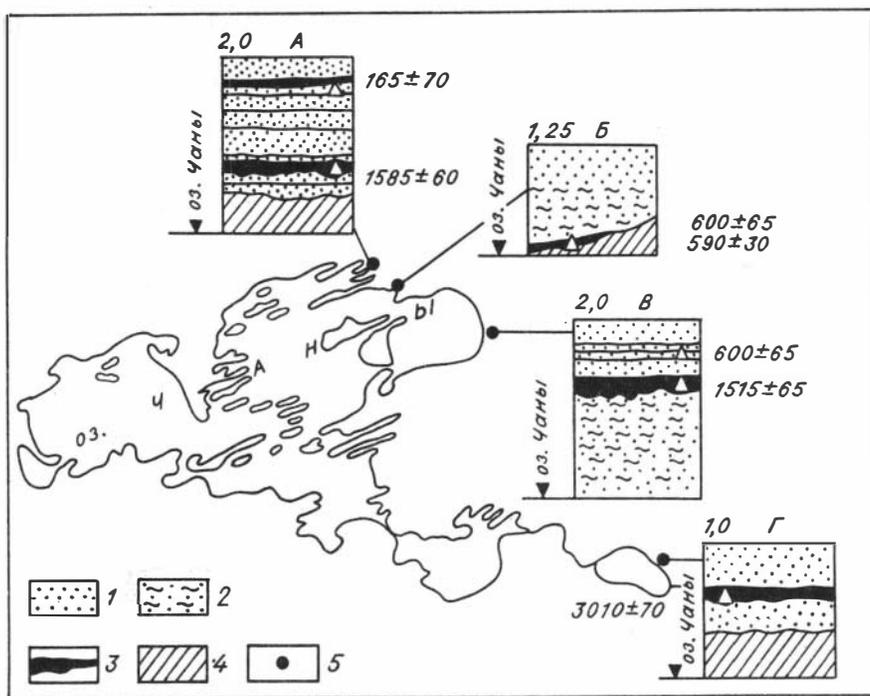


Рис. 27. Местоположение и строение разрезов озерных отложений в береговой зоне оз. Чаны.

1 - пески; 2 - переслаивание песков и супесей; 3 - торфяно-гиттиевые прослои; 4 - гравийные отложения; 5 - местоположение разрезов, датированных по ^{14}C .

	Мощность, м
1. Современная почва	0,15
2. Песок светло-серый, разнозернистый, хорошо окатанный, кварц-полевошпатового состава	0,18
3. Песок темно-серый, слегка гумусированный	0,01
4. Песок, аналогичный сл. 2	0,12
5. Гиттия черная, пластичная	0,15
6. Песок, аналогичный сл. 2	0,29
7. Глина темно-бурая, плотная, с пятнами гидроокислов железа	0,20
..... Видимая мощность 0,20	

Присутствие прослоев гумуса и гиттий в разрезе террасы свидетельствует, что в рамках здвинской трансгрессии уровень озера не оставался постоянным. Максимальные периоды обводненности сменялись снижением уровня озер, во время которого в прибрежной зоне шло накопление продуктов жизнедеятельности растений.

В субатлантическое время отмечается несколько трансгрессивных фаз более коротких во времени и менее значительных по амплитуде подъема уровня озера. Они оставили в прибрежной зоне оз. Чаны серию хорошо выраженных береговых валов, а также аккумулятивно-эрозийные террасы, выработанные в гравийной толще. Разрез одной из таких террас, высотой 2 м, в северо-восточной части о. Тюменский приводится в работе И.А. Волкова /1982/. Аналогичное соотношение озерных отложений с гравийной толщей наблюдалось нами в районе пос. Квашнино, где хорошо прослеживается приклонение озер-

ных песков террасы к основанию абразионного уступа на высоте 2,0–2,5 м над современным уровнем озера, выработанного в гривной толще. Ширина площадки террасы составляет 40–50 м и имеет слабый наклон в сторону озера, обрываясь к нему абразионным уступом, высотой 2 м. В разрезе уступа (рис. 27, А) задокументировано следующее строение (сверху вниз):

Мощность, м

1. Современный почвенно-дерновый слой, представленный слабогумусированным песком 0,05
2. Песок светло-серый, хорошо сортированный, средне-мелкозернистый, с обломками мелких раковин моллюсков 0,27
3. Болотная гиттия от черного до темно-бурого цвета, песчаного состава, содержит неразложившиеся остатки камыша, осоки 0,25
4. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, с пятнами и полосами ожелезнения, горизонтально-волнисто-слоистый, отмечаются тонкие прослой гумуса, много целых и обломков раковин моллюсков 0,57
5. Болотная гиттия темно-серого цвета, много раковин моллюсков 0,20
6. Песок светло-серый, средне-мелкозернистый, слоистый, содержит обломки и целые раковины моллюсков 0,15
7. Супесь желтовато-бурая (гривные отложения) 0,50

Видимая мощность 0,50

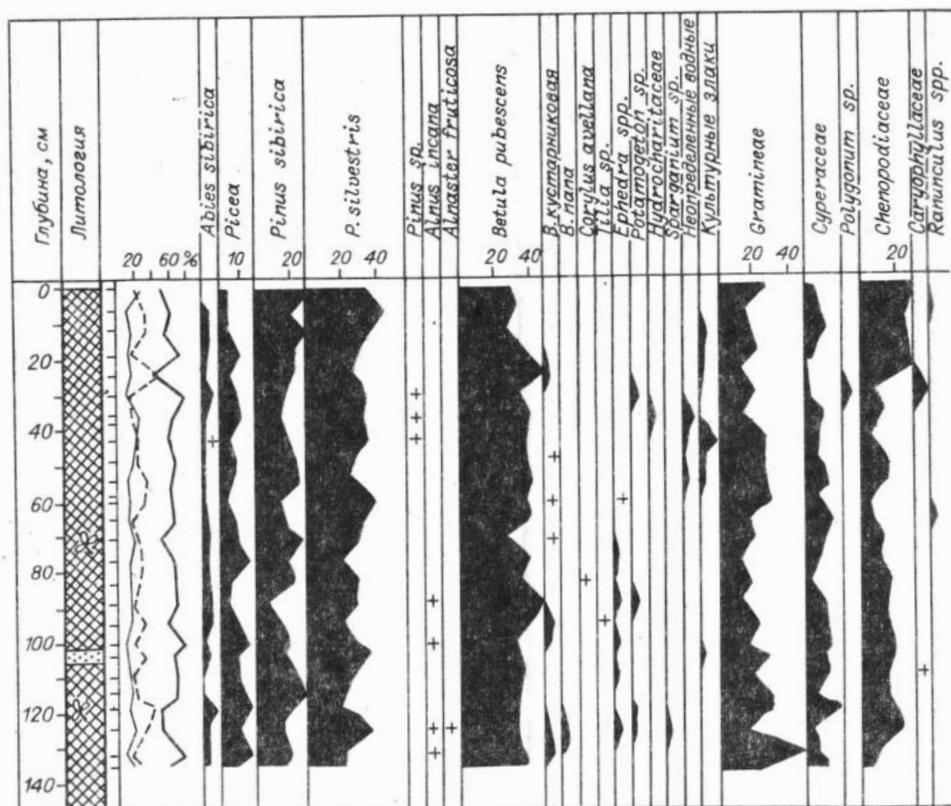
— В приведенном разрезе отложения, залегающие на размытой поверхности гривной толщи, накапливались во время трансгрессии, при которой уровень озера поднимался до абсолютных отметок 108–108,5 м. Однако в целом при довольно высоком уровне озера отмечается неустойчивое его положение: периоды некоторого снижения уровня фиксируются прослоями, обогащенными органическими остатками. Довольно продолжительное время, когда формировался нижний прослой болотной гиттии с возрастом 1585 ± 60 лет (СОАН-2340), озеро занимало более низкое положение, но выше современного на 0,85 м. Фазе максимальной трансгрессии предшествовал этап некоторого снижения уровня, во время которого был сформирован верхний горизонт болотной гиттии, датированный по ^{14}C в 165 ± 70 лет (СОАН-2339).

Наиболее низкое положение уровня озера, соответствующее современному, либо несколько выше, в рамках рассматриваемой трансгрессии второй половины субатлантического периода, отмечено прослоем торфа в разрезе террасы у юго-западной окраины с. Квашино (рис. 27, Б). Здесь также зафиксировано прислонение озерных отложений к гривной толще. Строение разреза следующее (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок светло-серый, разнозернистый, с отчетливой горизонтальной слоистостью, сверху прикрыт травяной дерниной 0,50
2. Переслаивание песка мелкозернистого, светло-серого цвета и супеси темно-серого цвета, мощность отдельных прослоев составляет 0,5–1,0 см 0,25
3. Глина темно-серая, пластичная, с пятнами ожелезнения 0,40
4. Торф черный, большой степени разложения 0,05
5. Глина синевато-серая, пластичная Видимая мощность 0,05

Датирование выполнено по пробе торфа из сл. 4, возраст которого составил 590 ± 30 лет (СОАН-2110). Прослеживая торфяной прослой вдоль стенки разреза, можно наблюдать его замещение гидроморфной почвой, которая поднимается по склону гривных отложений и при выходе из-под озерных осадков сливается с современным почвенным горизонтом. Гидроморфная почва имеет



довольно мощный гумусовый горизонт (до 25 см), интенсивно окрашенный в черный цвет. Для датирования использовалась общая сумма фракций гуминовых кислот, возраст которых оказался равен 600 ± 30 лет (СОАН-2109).

Аналогичные горизонты торфяно-гиттиевых отложений, маркирующих уровни более низкого стяжения воды в озере, датированы нами в разрезе в 2,5 км к северо-западу от с. Усть-Тандовка (рис. 27, В). Здесь зафиксирован следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок светло-серый, разнозернистый, слоистый, перекрытый дерновым слоем 5-сантиметровой мощности 0,10
2. Песок белый, кварцевый, мелкозернистый 0,25
3. Переслаивание ила темно-серого с прослоями (мощностью 3-5 см) торфа черного цвета, сильно разложившегося 0,18
4. Песок заиленный зеленовато-серый, вязкий, с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью 0,10
5. Горизонт торфяно-гиттиевых отложений, черного цвета 0,45
6. Илы серовато-бурые, постепенно переходящие в плотную глину 0,92

Возраст торфа из сл. 3 определен по ^{14}C данным в 600 ± 65 лет (СОАН-2133), а проба гиттии из верхней части сл. 5 показала возраст 1515 ± 65 лет (СОАН-2124).

Полученные результаты радиоуглеродных исследований раскрывают динамичность процессов в истории оз. Чаны. Только на протяжении второй половины голоцена оно испытало семь регрессивных фаз, разделенных шестью

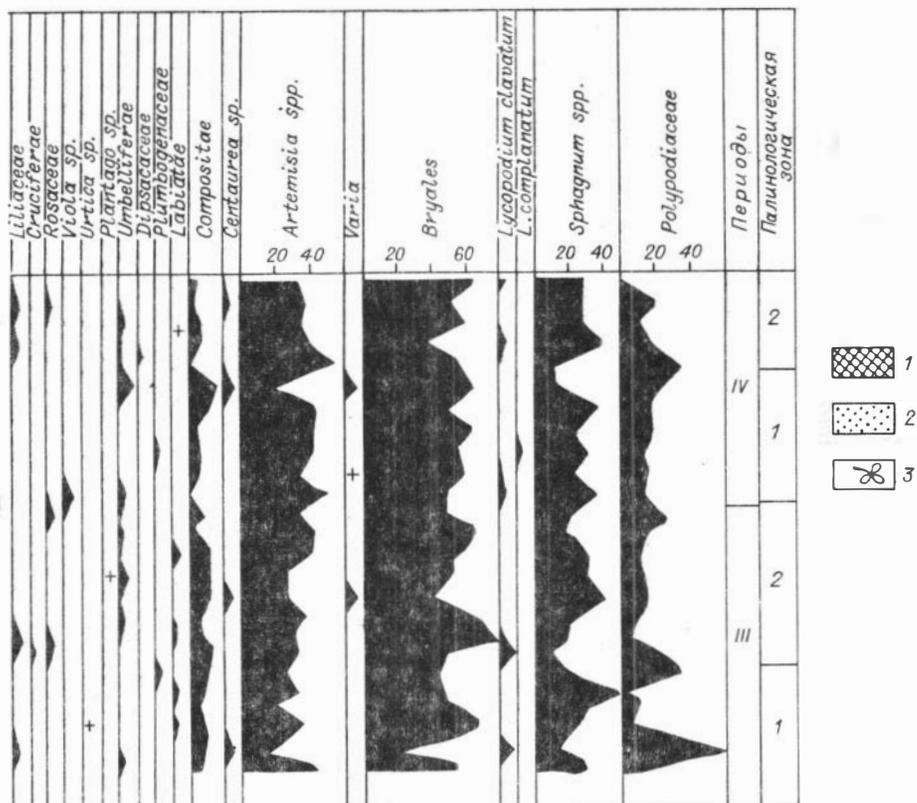


Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Чаны по колонке 1, Ялковский плес, ст. 2 /Бердовская, 1982/.

1 - пелитовый ил; 2 - песок мелкозернистый; 3 - растительные остатки.

трансгрессиями разной амплитуды, но достаточно продолжительных, чтобы оставить свои следы в виде озерных осадков. Что же касается истории более ранних этапов голоцена и позднеледниковья, то она остается во многом неясной. Судя по данным радиоуглеродного возраста в 5530 ± 210 лет у с. Широкая Курья, в эпоху оптимума голоцена, озеро испытало значительную регрессию. Уровень озера был выше современного на не менее чем 2 м. Исходя из современного среднего уровня озера в 2,1 м, надо полагать, что существующий единый бассейн распался на ряд изолированных и, по всей вероятности, сильнозасоленных озер. И.А. Волков отмечает существование древней субаэральной почвы на дне озера. Почва перекрыта значительными по мощности озерными илами, что косвенно указывает на ее довольно давнишнее затопление. О достаточно продолжительном низком положении уровня свидетельствуют и следы затопленных береговых линий, прослеживаемых по аэрофотоснимкам в районе острова Тюме́нский /Волков, 1982/. В этой связи весьма интересную информацию дают впервые выполненные спорово-пыльцевые исследования донных отложений, отобранных в Ялковском плесе /Бердовская, 1982/. Одна из скважин была заложена почти в центре плеса и имела первоначальный выход керна в 5 м, который затем при высыхании сократился до 3,5 м. Вторая колонка была отобрана вблизи берега, ее мощность при отборе - 2 м, в сухом виде - 1,40 м. Проведенные палинологические исследо-

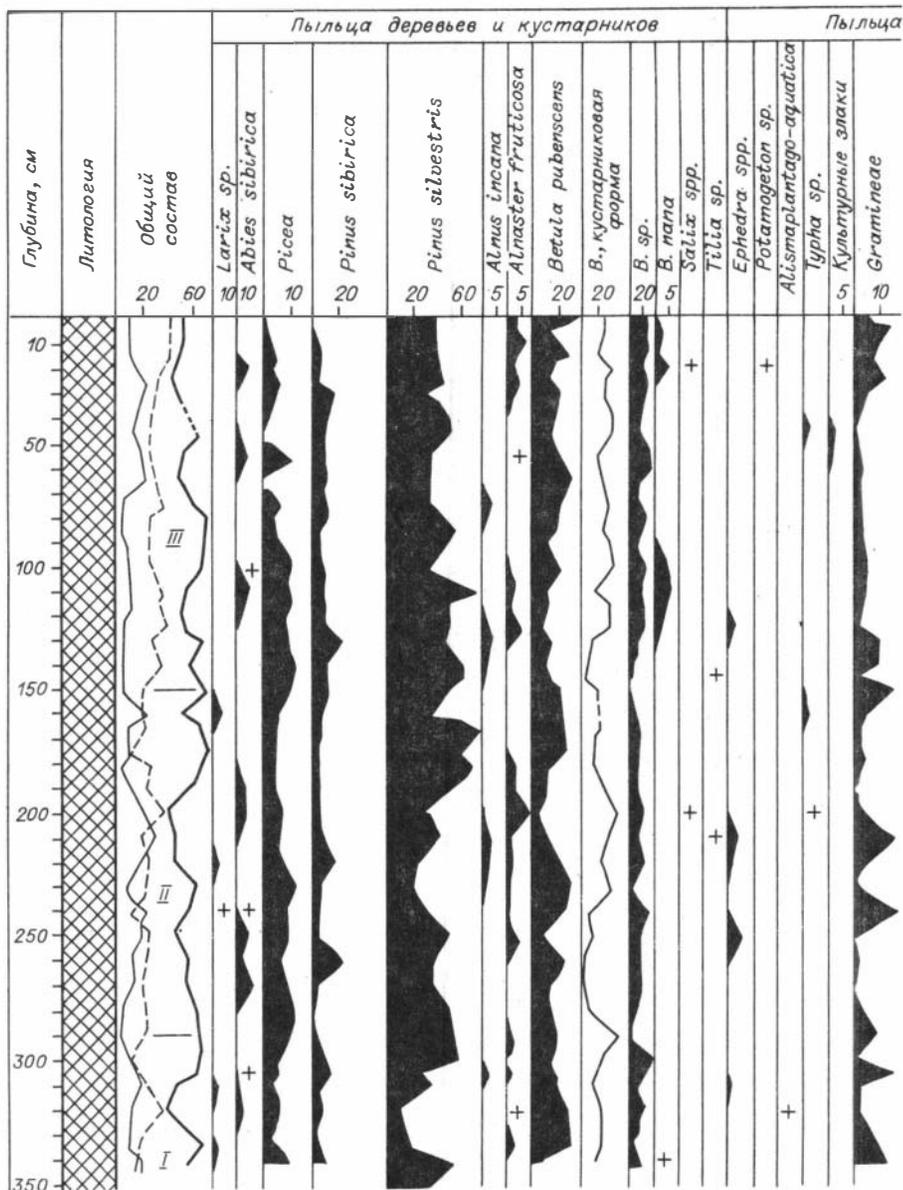


Рис. 29. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Чаны по колонке 2, Ялковский плес, ст. 1 /Бердовская, 1982/. Ост. усл. обозн. см. на рис. 28.

вания по обеим колонкам (рис. 28, 29) позволили Г.Н. Бердовской выделить три этапа смены растительности и климата на территории Чановского бассейна.

Первый этап охватывает глубину колонки 3,5–3,1 м. Для него характерно увеличение процентного содержания пыльцы травянистых и кустарниковых растений до 38%. Среди них господствующее положение занимали ксерофиты: полынь (до 50%) и маревые (до 30%). Содержание пыльцы злаков сильно

Среди пыльцы берез значительный процент принадлежит кустарниковым формам. Вторая зона выделяется в инт. 2,7–2,1 м и отличается от первой несколько повышенным участием в спектрах пыльцы хвойных пород – пихты, ели, сосны сибирской, а также значительным увеличением спор зеленых мхов (до 70%). К третьей зоне относится инт. 2,1–1,5 м, в пределах которого кривая содержания пыльцы трав испытывает резкое уменьшение их в составе спектра. Значительно снижено, по сравнению со второй зоной, содержание пыльцы темнохвойных пород. Отмечается максимум развития сосны обыкновенной. В целом для второго периода и особенно для второй пылевой зоны, характерно господство лесных формаций в современной лесостепной зоне, что, очевидно, свидетельствует о значительной увлажненности территории. Можно предполагать, что с этим периодом связано расширение площади оз. Чаны и повышение его уровня.

Третий этап охватывает верхние 1,5 м разреза колонки и подразделяется на четыре палинозоны. Первая палинологическая зона устанавливается на глубине 1,5–1,2 м и характеризуется повышением роли травянистых растений. В составе пыльцы древесных несколько увеличивается процентное содержание хвойных пород. Заметно уменьшается в спектрах количество спор. Обращает на себя внимание некоторое увеличение пыльцы ксерофитов – полыни, маревых, присутствуют зерна эфедры, характерных элементов степных ценозов. Очевидно, в это время площадь оз. Чаны сокращалась и его уровень снижался. Вторая палинозона (1,2–0,7 м) отличается некоторым изменением в составе спорово-пылевых спектров травянистой растительности: уменьшается содержание пыльцы злаков и появляется пыльца мезофитного разнотравья из лютиковых, розоцветных и др. В спектрах древесных пород отмечается увеличение пыльцы хвойных, а также березы. Все эти данные свидетельствуют о климате более влажном, чем во время формирования осадков, принадлежащих второй палинозоне. Следовательно, можно предположить некоторое расширение площади озера и повышение его уровня. Для третьей палинозоны (инт. 0,7–0,25 м) характерно увеличение в общем составе процентного содержания спор. Некоторое повышение отмечается и в процентном содержании пыльцы березы, как ствольной, так и кустарничковых форм. Среди травянистых растений резко увеличивается содержание пыльцы злаков до 20%, вновь появляется пыльца осок, образующих на диаграмме непрерывную кривую. По-прежнему в спектрах доминирует пыльца полыней, в меньшей степени маревых. Особенностью этой палинозоны является появление в спектрах пыльцы культурных злаков, в составе которых определена пыльца ржи. Таким образом, палинологические исследования позволяют реконструировать в это время лесостепь с широким распространением березово-сосновых ассоциаций. Четвертая палинозона охватывает верхние 0,25 м колонки и отражает довольно значительные изменения в составе растительности и климата Западно-Барабинского района. В спектрах этой зоны возрастает роль пыльцы травянистых и кустарниковых растений, а содержание пыльцы древесных пород уменьшается. Постоянно присутствует пыльца карликовой березы. Резко увеличивается количество пыльцы злаков (до 20%), возрастает роль березы при уменьшении роли сосны обыкновенной. Появление пыльцы *Betula nana*, бесспорно, указывает на значительное похолодание климата. Подобная резкая перестройка климата вызвана похолоданием в период малой ледниковой эпохи, проявившейся повсеместно в горно-ледниковых областях Северной Евразии. Похолодание климата приводит к повышению общей увлажненности территории, зафиксированной в трансгрессивной фазе оз. Чаны. Фаза повышенной увлажненности Фернау отмечается А.В. Шнитниковым и на озерах Иссык-Куль, Шалкар и др. С ней связано образование классического типа абразионных форм

рельефа, прекрасно выраженных береговых валов в прибрежной зоне аккумулятивно-эрозионных озерных террас оз. Чаны, причленение осадков которых к гривной толще рассмотрено нами выше в разрезе у с. Квашино.

Хронологическая оценка выделенных на спорово-пыльцевой диаграмме периодов смены растительности и климата в районе оз. Чаны достаточно однозначно устанавливается при сопоставлении рассмотренной выше пыльцевой диаграммы с диаграммой торфяника Каякского займища. Радиоуглеродное датирование придонных слоев торфяника займища показало, что зона развития степных ассоциаций с повышенным содержанием пыльцы полыни, маревых и нижним максимумом березы имеет возраст 6050 ± 110 лет. Вполне вероятно, что такой же возраст имеет и аналогичный уровень из основания колонки донных отложений оз. Чаны. Этот период характеризуется наибольшим количеством в спектрах пыльцы березы (до 45%), а среди трав господствующее положение занимают ксерофиты: полыни (до 50%) и маревые (до 30%). Если такая корреляция верна, то тогда второй этап на спорово-пыльцевой диаграмме донных осадков соответствует суббореальному времени, а третий — субатлантическому.

Долина Оми в среднем течении имеет почти прямолинейное протяжение с востока на запад, практически точно совпадающее с границей между северным гумидным и аридным поясами срединного региона. Она проходит среди довольно слабо расчлененной Обь-Иртышской равнины, абсолютные отметки которой в западном направлении снижаются от 120–130 до 110–120 м. Уклон дна долины Оми в этом же направлении несильно более крутой, в связи с чем общая глубина вреза реки в западном направлении постепенно возрастает. Одной из особенностей строения долины среднего течения реки является чередование резких расширений и сужений ее дна, что придает долине четкообразный в плане характер (рис. 30). На участках сужения долины почти всюду хорошо выражена I надпойменная терраса, являющаяся единственной в долине. При переходе к участкам озеровидных расширений терраса сливается с поверхностью данного расширения, поэтому морфологически расширение следует рассматривать как I террасу Оми. Однако в генетическом и возрастном отношении, как свидетельствуют результаты наших исследований, это весьма своеобразные поверхности, в формировании которых принимали участие не только процессы речной эрозии и аккумуляции, но и озерной абразии и ветровой дефляции. На это указывают строение рельефа и характер осадков района среднего течения Оми.

Почти повсюду пониженные расширения I террасы имеют плоское дно и отделены от междуречной равнины довольно крутым абразионным уступом. Вдоль абразионных уступов часто можно наблюдать следы береговой волновой озерной деятельности в виде хорошо сохранившихся песчаных кос, пляжей и скоплений береговых и прибрежных грубозернистых озерных отложений. В совокупности эти образования ясно свидетельствуют о том, что еще недавно в пределах расширений долины Оми располагались временно или даже постоянно озера. Русло Оми, прорезая озеровидные расширения и участки междуречья, образует целый ряд обнажений, по которым отчетливо прослеживаются взаимоотношения геологических тел, слагающих те или иные формы рельефа.

Широко распространены осадки гривной толщи. В ряде пунктов русло Оми подмывает гриву или даже пересекает ее, вскрывая строение осадков гривной толщи и подстилающие их отложения субаквального генезиса с остатками фауны пресноводных моллюсков. Таким образом, не вызывает сомнения, что долина Оми пережила этап, когда широко отлагались речные и озерные осадки, подвергнутые позже особенно интенсивному воздействию эоловых процессов.

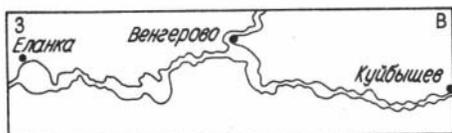


Рис. 30. Схема долины р. Оми в среднем течении.

Пески аллювиальной свиты охарактеризованы несколькими радиоуглеродными датировками по разрезу в районе с. Усть-Тарка. Остатки древесины из песков датированы в $33\,670 \pm 470$ лет (СОАН-1978), а три пробы растительного детрита, отобранные из одной расчистки в стратиграфической последовательности, показали возраст $36\,980 \pm 1450$ (СОАН-1971), $42\,030 \pm 1120$ (СОАН-1975), более 50 000 (СОАН-1977) лет. Возрастное соответствие серии радиоуглеродных датировок их стратиграфическому положению свидетельствует о достаточной их надежности и позволяет говорить в целом о раннекаргинском возрасте аллювия.

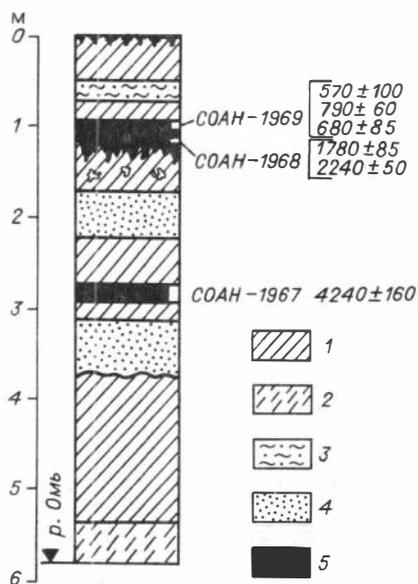
Возраст осадков, формирующих поверхности озеровидных расширений в пределах долины Оми, установлен нами в ряде разрезов. Так, в обнажении у с. Малинино (рис. 31) по правому берегу излучиной вскрывается следующее их строение (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок темно-серый, с пятнами ожелезнения, слоистость горизонтальная, что подчеркивается присутствием тонких прослоев светло-серого, мелкозернистого песка; сверху суглинок прикрыт дерновым слоем, мощностью 5 см	0,25
2. Ил темно-серый, неслоистый	0,10
3. Суглинок темно-серый, слегка гумусированный, с пятнами ожелезнения	0,10
4. Погребенная почва с хорошо выраженными генетическими горизонтами, сформировавшаяся на суглинках желтовато-серого цвета: А - темно-серый суглинок, комковатый, нижняя граница неровная, с затеками гумуса, мощность 30 см; В - суглинок светло-серый, с обилием довольно крупных (до 5 см) карбонатных конкреций	0,80
5. Песок светло-серый до белого, мелкозернистый, с тонкими прослоями алевритов темно-серого цвета	0,49
6. Суглинок темно-серый, тяжелый	0,27
7. Песок черный, сильно гумусированный	0,10
8. Суглинок светло-серый, средний	0,10
9. Песок светло-серый, тонкозернистый, слоистый	0,18
10. Суглинок желтовато-бурый, сильно уплотненный	1,60
11. Супесь желтовато-бурая, с прослоями мелкозернистого песка, с которыми связано интенсивное ожелезнение	0,40

Как следует из приведенного описания, основание разреза (слои 10, 11) сложено характерными желтовато-бурыми субаэральными отложениями, которые, однако, в значительной степени претерпели изменение в субкавальной обстановке. В частности, они утратили одно из характерных своих свойств - пористость, за счет довольно сильного уплотнения. Субаэральные отложения широко распространены на междуречной равнине и, как показывают наблюдения, присутствуют также в пределах озеровидных расширений. Изредка они слагают полностью разрез в пределах расширения и даже несколько выступая над его поверхностью, образуя пологие холмы - остатки размывтых грив. Кстати сказать, такие холмы наблюдались нами в пределах озеровидного расширения Косьма ниже г. Куйбышева. Субаэральные отложения перекрыты речными и озерными осадками с накоплением которых связано окончательное формирование поверхности этих расширений. Механический состав их изменяется от

Рис. 31. Строение разреза и ^{14}C возраст отложений озеровидного расширения у с. Малинино на р. Омь.

1 - суглинок; 2 - супесь; 3 - илы; 4 - песок, 5 - погребенные почвы.



мелкозернистых песков до глин. Примечательно, что среди них встречаются почвенно-гумусовые горизонты, свидетельствующие о том, что в развитии этого озерного водоема наступали эпохи регрессии. Судя по полученной радиоуглеродной датировке, одна из них развивалась 4240 ± 160 лет назад (СОАН-1967). В верхней части разреза хорошо развитой богато гумусированной черноземной почвы было отобрано два образца и проведено определение их возраста по трем фракциям. Для

пробы из верхних 5 см гумусового горизонта почвы получены даты: 570 ± 100 лет (СОАН-1969А) – по I фракции гуминовых кислот, 790 ± 60 лет (СОАН-1969Б) – по II фракции гуминовых кислот, 680 ± 85 лет (СОАН-1969В) – по фракции гумина. Возраст I и II фракций гуминовых кислот образца из основания почвенного горизонта составил соответственно 1780 ± 85 (СОАН-1968А) и 2240 ± 50 (СОАН-1968Б) лет. Полученные результаты дают основание соотносить вторую эпоху регрессии озерного водоема с началом субатлантического периода голоцена. Отложения, перекрывающие почву, формировались в одну из позднейших фаз увлажненности территории. Она, судя по радиоуглеродным данным, хорошо увязывается с похолоданием климата, так называемой малой ледниковой эпохой.

Наиболее четкие стратиграфические взаимоотношения отложений субэвальной гривной толщи и озерных осадков расширений наблюдаются в разрезах, приуроченных к краевым частям. Так, в районе с. Осинцево излучиной Оми вскрыт разрез, вдоль которого прослеживается контакт приклонения озерных отложений к гривным (рис. 32). Строение разреза следующее (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок зеленовато-серый, тонкозернистый, сильно слюдястый, слоистость неясная, верхняя граница резкая Видимая мощность 1,30

2. Суглинок желтовато-бурый, уплотненный, верхняя часть обогащена карбонатом кальция, много карбонатных стяжений цилиндрической формы, длина отдельных конкреций достигает 3–4 см, а диаметр – 1,0–1,5 см
 1,70

3. Мергель белого и светло-серого цвета, порошкообразный, встречается прослой темно-бурого суглинка, мощностью 1,5–3,0 см, слегка гумусированного. Мощность чистого мергеля составляет 17 см. Выше по разрезу наблюдается постепенное увеличение минеральной примеси, мергель становится темно-серым и незаметно переходит в почву 0,43

4. Почва с очень мощным гумусовым горизонтом черного цвета, с крововинами. Сверху почва прикрыта тонкозернистым песком берегового вала, развитого вдоль бровки берегового обрыва 0,75

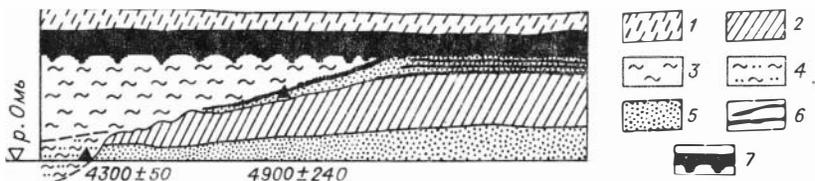


Рис. 32. Строение разреза и радиоуглеродный возраст отложений озеровидного расширения р. Оми у с. Осинцево.

1 – супесь; 2 – суглинок желтовато-бурый; 3 – глина темно-серая, плотная; 4 – ил темно-синий; 5 – песок зеленовато-серый, тонкозернистый; 6 – мергель с прослоями гумуса; 7 – почва.

Мощность, м

- 5. Прослой гиттии черного цвета, четко прослеживающийся вдоль контакта гривной и озерной толщ 0,15
- 6. Ил темно-синий, пластичный, с большим количеством раковин *Anodonta*, *Valvata* и др. Встречаются ветки, листья и другие растительные остатки 0,50
- 7. Глина темно-серая, плотная, с типичным болотным запахом . . . 4,00

Приведенный разрез примечателен тем, что он наглядно демонстрирует неравномерность распределения мощности озерных осадков, формирующих поверхность озеровидных расширений в пределах долины Оми: они слагают весь видимый разрез террасы или только его верхнюю часть. В составе озерных осадков выделяются три характерные разновидности. Нижний член разреза представлен озерным мергелем, указывающим на господство в это время теплого и сухого климата. Стратиграфически выше залегают озерные отложения, представленные преимущественно илами и глинами. Последние содержат остатки раковин пресноводных моллюсков, видовой состав которых указывает на накопление осадка в спокойной обстановке мелководного озера. Растительные остатки из этой разновидности озерных отложений показали возраст по

¹⁴C данным, равный 4300 ± 50 лет (СОАН-2237). Возраст отложений свидетельствует о том, что их накопление происходило в суббореальный период общей увлаженности территории и значительного расширения озерных систем. Этому периоду предшествовала фаза регрессии, отмеченная горизонтом гиттии (сл. 5), возраст которой составил 4900 ± 240 лет (СОАН-2236). Разрез озерных отложений завершается хорошо развитой, богато гумусированной почвой, которая несет яркие следы автоморфного черноземообразования. Очевидно, в это время климатические условия почвообразования значительно отличались от современных в сторону большей сухости. Почва вблизи Оми перекрыта супесчано-песчаными осадками прирусловых валов, мощность которых превышает 1,0–1,5 м. В отличие от основного разреза озеровидного расширения, эти новейшие осадки, перекрывающие почву, сами не прикрыты хорошо развитым покровом. Следует сказать, что вообще прирусловые валы – весьма характерный элемент рельефа в среднем течении Оми (рис. 33). Обычно они непосредственно примыкают к самому руслу, возвышаясь не только над поймой, но и над общей поверхностью озеровидных расширений.

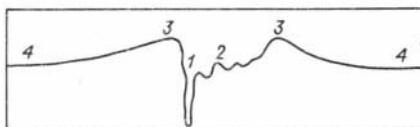
Другой разрез, где также наблюдается четкое стратиграфическое взаимоотношение гривных и озерно-речных отложений I террасы Оми, изучен нами в районе с. Марково (рис. 34). Обобщенный разрез вскрытых отложений представляется в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

- 1. Песок желтовато-серый, илистый Видимая мощность 0,50

Рис. 33. Поперечный профиль долины Оми в среднем течении у с. Старогребеншиково.

1 - русло; 2 - пойма; 3 - прирусловые валы; 4 - I надпойменная терраса.



Мощность, м

2. Суглинок желтовато-бурый, плотный с тонкими линзочками серого песка, наблюдается ожелезнение 10,00

3. Глина синевато-серая, пластичная, с пятнами ожелезнения и массой растительных остатков, раковин моллюсков в верхней части слоя, вниз по разрезу глина становится плотной и органические остатки не наблюдаются 1,10

4. Мергель озерный белого цвета, насыщенный обломками и целыми створками раковин, отмечаются полосы интенсивного ожелезнения. Отчетливо подразделяется на три прослоя: верхний, мощностью 15 см, отличается особенно большим скоплением раковин моллюсков и степенью ожелезнения; средний имеет мощность 5 см и несколько более насыщен минеральной примесью, в связи с чем выделяется своей темно-серой окраской; нижний прослой мергеля имеет порошкообразный вид с меньшим количеством обломков раковин, мощность 5 см 0,25

5. Глина темно-серая, комковато-оскольчатая, слабо гумусирована, степень гумусированности в основании и в кровле глин несколько повышается, что выделяет их в виде прослоев гумуса мощностью 30 см 2,00

6. Супесь светло-серая, легкая, с прослоями тонкозернистого песка, слагает прирусловый вал вдоль уступа I террасы Оми 0,95

Рассматриваемый разрез отличается от такового у с. Осинцево более полным комплексом поздне-последледниковых отложений. Кроме озерного мергеля, формирующего нижнюю часть разреза голоцена у с. Осинцево, разрез содержит озерные глины, составляющие более низкий позднеледниковый стратиграфический уровень отложений озеровидных расширений долины Оми. Такой вывод исходит прежде всего из данных карпологических исследований двух образцов из этого разреза, выполненных С.К. Кривоноговым (табл.14). Флора образца из верхней части сл. 3, обогащенного растительными остатками и раковинами моллюсков, почти нацело состоит из водных, околородных и луговых видов. Из древесных встречена только береза. Примечательно присутствие *Potamogeton filiformis* - вида, ныне обитающего почти по всей Евразии, Северной Америке, Африке, Австралии, а в Западной Сибири только на востоке Семипалатинской области /Крылов, 1927/. Однако в плейстоцене этот вид был широко распространен и в Западной Сибири. Примечательно также небольшое число видов рдестов. В Западной Сибири до 64° с.ш. характерно присутствие семян *Nyphar intermedia* L., обитающих в озерах, старицах, заводях медленно текущих рек. Из растений сухих мест обитания довольно много остатков *Chenopodiaceae*. Анализируя состав флоры, С.К. Кривоногов, проводивший ее определение, пришел к выводу о том, что флора достаточно теплолюбива, а судя по присутствию березы, зональный тип растительности - лесостепной. В вопросе о генезисе отложений следует учесть, что для речных отложений характерны смешанные флоры, не несущие признаков переотложения. Комплексы, формирующиеся в реках, отличаются разнообразием видов из разных элементов ландшафта, в том числе, принад-

Рис. 34. Стратиграфическое соотношение отложений, слагающих гривные формы рельефа и озеровидные расширения в долине р. Оми, у с. Марково.

1 - лессовидные суглинки; 2 - супесь; 3 - глина; 4 - песок илистый; 5 - мергель с раковинами моллюсков.



лежащих семействам *Caryophyllaceae*, *Brassicaceae*, *Apiaceae*, *Asteraceae*, что в данной флоре не наблюдается. Таким образом, можно полагать, что обстановка образования танатоценоза была относительно спокойной. Об этом свидетельствует и обилие остатков видов, обитающих в стоячей и слабoproточной воде. Такой вывод очень хорошо согласуется с общими палеогеографическими представлениями о климате и растительности позднеледниковой и раннеголоценовой эпохи, эпохи резкого увлажнения, когда котловины озеровидных расширений превратились в цепочку проточных озер. На это же указывают и данные радиоуглеродного датирования, перекрывающие позднеледниковые слои озерного мергеля. Возраст самого нижнего прослоя последнего оказался равным 8890 ± 106 лет (СОАН-2249), средний прослой охарактеризован датировкой 7990 ± 105 лет (СОАН-2247), близкая к ней получена дата и для верхнего прослоя мергеля - 7970 ± 95 лет (СОАН-2246). На этом уровне, который практически совпадает с бореально-атлантическим рубежом схемы Блитта - Сернандера, произошла резкая смена типа осадкообразования: накопление преимущественно минеральных продуктов дезинтеграции сменилось образованием органохемогенного горизонта мергелей - индикатора теплых условий седиментации.

Отчетливые различия проявляются и в составе флоры этого горизонта по сравнению с предыдущим. В составе водных растений произошла смена рдестов - появился *Potamogeton pectinatus* L. Характерно огромное количество *Najas major* L. Этот довольно теплолюбивый вид травянистых растений обитает в пресных и солоноватых водоемах южной части умеренного пояса Евразии, в Западной Сибири - в основном в степной и лесостепной зонах и в южной части лесной. Засоление водоема исключается присутствием семян ряски (*Lemna trisulca*) - пресноводного плавающего растения. Примечательно появление видов *Ceratophyllum*. Из околородной растительности наибольшее значение приобретает *Scirpus tabernaemontani* С. С. Gmel. Этот вид также характерен для южной и средней части Западной Сибири.

Таким образом, при сравнении вещественного состава осадков и заключенных в них флор мы сталкиваемся с фактом существенного различия этих слоев. Исходя из этого, мы придаем границе не только палеогеографическое, но и литостратиграфическое значение. На наш взгляд, можно говорить о более или менее существенной смене условий седиментации в пределах лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины, связанной с изменением климата.

В заключение следует сказать, что геологические и геоморфологические данные в целом свидетельствуют о том, что формирование расширенных участков долины Оми охватывает сартанское время и голоцен. Существовавшая в

Таблица 14. Карпологические остатки из озерных отложений разреза у с. Марково

Вид растения	Сл. 4	Сл. 3
1	2	3
<i>Chara</i> spp.	+	+
<i>Sphagnum</i> sp.	+	-
<i>Typha</i> sp.	+	+
<i>Sparganium microcarpum</i> (Newm.) Raunk.	+	-
<i>S. emersum</i> Rehm.	+	+
<i>Potamogeton filiformis</i> Pers.	+	-
<i>P. pusillus</i> L.	+	+
<i>P. gramineus</i> L.	+	-
<i>P. perfoliatus</i> L.	+	-
<i>P. pectinatus</i> L.	-	+
<i>P. spp.</i>	-	+
<i>Zannichellia palustris</i> L.	+	-
<i>Najas major</i> L.	+	+
<i>Caulinia minor</i> (All.) Coss. et Germ.	-	+
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	+	+
<i>Sagittaria sagittifolia</i> L.	+	-
<i>Triglochin maritimum</i> L.	-	+
<i>Scirpus silvaticus</i> L.	+	-
<i>S. lacustris</i> L.	+	+
<i>S. tabernaemontani</i> C.C. Gmel.	-	+
<i>Bolbosphoenus maritimus</i> (L.) Palla	+	-
<i>Eleocharis ovata</i> (Roth.) Roem et Schult.	+	-
<i>E. palustris</i> (L.) Roem et Schult.	-	+
<i>Carex</i> spp.	+	+
<i>Lemna trisulca</i> L.	+	+
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> Rgl.	+	+
<i>Urtica dioica</i> L.	+	+
<i>Rumex maritimus</i> L.	+	+
<i>Chenopodium glaucum</i> L.	+	+
<i>C. album</i> L.	+	+
<i>Atriplex</i> spp.	+	+
<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	-	+
<i>C. submersum</i> L.	-	+
<i>Nuphar intermedium</i> Ledb.	+	-
<i>Batrachium</i> spp.	+	+
<i>Ranunculus flammula</i> L.	+	-
<i>R. sceleratus</i> L.	+	+
<i>Thalictrum flavum</i> L.	+	+
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bess.	+	-
<i>Potentilla supina</i> L.	+	-
<i>P. norvegica</i> L.	+	-
<i>P. spp.</i>	+	-
<i>Vicia</i> sp.	+	-
<i>Viola</i> sp.	+	+
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	-	+

1	2	3
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	+	+
<i>Sium latifolium</i> L.	+	-
Apiaceae gen.	+	-
<i>Lycopus europaeus</i> L.	+	-
<i>Cirsium palustre</i> (L.) Scop.	+	-
<i>Sonchus arvensis</i> L.	+	-

каргинско-сартанское время долина реки в конце сартанского времени, в эпоху глубокой аридизации климата (18–15 тыс. лет назад) была преобразована в цепочку крупных дефляционных котловин. Во время эпохи резкого увлажнения климата в позднеледниковые котловины превратились в цепочку проточных озер. По берегам этих озер проявились волновые процессы, происходило субаквальное выравнивание дна и расширение их площади, формировались абразионные уступы. База эрозии Оми был выше современного. Предельный уклон дна долины и главным образом уклон самого русла реки были весьма пологими, что приводило к развитию боковой эрозии (особенно в пределах расширений долины) и интенсивному меандрированию реки. Эти процессы продолжались и в раннем голоцене. В среднем голоцене, в условиях значительного иссушения климата, широкое развитие получили процессы органохемогенного осадконакопления. Новое увлажнение климата в позднем голоцене (суббореальный период) сопровождалось образованием озерно-болотных отложений в наиболее пониженных участках расширений долины Оми, формированием современного русла и поймы. Однако в отдельные эпохи суббореального периода увлажненность была настолько значительна, что в краевой части озеровидных расширений вновь проявились береговые озерные процессы, сопровождавшиеся развитием береговой абразии и накоплением сравнительно более грубозернистых пляжевых песков. В субатлантический период увлажненность территории заметно снижается, и на поверхности озерных отложений формируется почвенный покров.

Заканчивая обзор фактического материала по голоцену Барабы, следует подчеркнуть, что как по Восточному, так и по Западному районам, нами изучены отложения только второй половины голоцена: от конца атлантического периода до наших дней. Отложений нижнего голоцена здесь не обнаружено. Парадоксальность этого явления составляет характерную особенность лесостепной зоны Барабы. Давно известно /Герасимов, Марков, 1939/, что зона лесостепи наиболее чувствительна к изменениям климата. Даже самое незначительное повышение температуры приводит к нарастанию дефицита влаги в атмосфере. Судя по данным спорово-пыльцевых спектров и радиоуглеродных исследований, территория в атлантический период голоцена испытала весьма значительное иссушение. При этом резко сократилась площадь крупных озер (если не совсем высохли) и практически полностью исчезли средние и мелкие водоемы. Это создавало благоприятные условия для развития дефляции и минерализации накопленных органических остатков. Видимо, следует полагать, что атлантический период на севере Западной Сибири – влажный и теплый, на юге Западной Сибири отвечает ксеротермической фазе. Об этом свидетельствуют и результаты радиоуглеродного датирования почв со вторым гумусовым горизонтом /Орлова, Паньчев, 1987/.

Значение остатков материальных культур древнего человека как документов для воссоздания палеогеографических обстановок времени его обитания и разработки стратиграфических схем четвертичных отложений общеизвестно. Особое место среди этих исследований занимает археологический метод позднеледникового времени и голоцена (т.е. для последних 13 тыс. лет), характерной чертой которых является ускоренный прогресс человеческого общества и процесс развития материальных культур /Иванова, 1982/. На протяжении этого времени выявлена смена нескольких крупных этапов в развитии материальных культур и хозяйственной деятельности человека, что дает геологам исключительную возможность реконструировать взаимодействие человека и природы в прошлом, выявить некоторые фундаментальные закономерности этого процесса и в конечном итоге дать оценку воздействия его на биосферу в целом. В настоящее время все большее понимание находит то обстоятельство, что стихийная хозяйственная деятельность человека уже начиная с эпохи верхнего палеолита, неоднократно приводила к значительным изменениям природной среды. Эти изменения в отдельных случаях ставили под угрозу дальнейшее существование человеческого общества /Будыко, 1984/. В этой связи изучение антропогенных экологических кризисов прошлого может оказаться полезным с точки зрения прогнозирования поведения системы природа – человек.

Начало голоцена отмечено появлением на территории Сибири мезолитических культур, формирование которых складывалось под воздействием коренной перестройки в ландшафте, климате и растительности. Крупные изменения произошли и в составе животного мира. Самым существенным моментом явилось вымирание мамонтов. Наиболее позднее захоронение мамонтов, найденное в отложениях 14-метровой террасы р. Берелех (Якутия), датировано в 10970±90 лет (СОАН-327) /Орлова, 1979/.

Вопросу о причинах исчезновения мамонта, в общем хорошо приспособленного к суровым климатическим условиям, посвящено много работ. Исследователи видят эти причины как в климатических изменениях, так и в истреблении мамонтов палеолитическим человеком. Одни авторы признают совместное действие этих двух факторов, другие – главенствующую роль лишь одного. На наш взгляд, причину массовой гибели животных одним лишь климатическим фактором объяснить нельзя. Именно в это время происходит интенсивное заселение человеком средних широт Евразийского материка. Данные археологических раскопок показывают, что плотность населения этой территории увеличивается в несколько раз, а основным занятием палеолитического человека была охота. Очевидно, мамонт, ранее переживший неоднократные более глубокие потепления и похолодания климата, был истреблен палеолитическим охотником. С исчезновением мамонта существенные изменения происходят и в хозяйственной деятельности древних племен. Наряду с широко развитым собирательством дикорастущих съедобных растений возникает необходимость их культивирования. В результате этого происходит зарождение первых элементов земледелия – события, которое известно в археологической литературе под названием "неолитическая революция" /Кладников, 1968/. Характерным элементом мезолитических культур является процесс микролитизации каменных изделий, в корне меняющий технику обработки камня.

В начале атлантического периода, т.е. на рубеже 8 тыс. лет назад, начинается новая эпоха в истории развития человека (неолитическая), с которой связано появление и широкое развитие керамических изделий. К этому

времени происходит окончательное оформление современной структуры природных зон и расселение неолитического человека вплоть до берегов Северного Ледовитого океана. Одновременно происходит усложнение форм хозяйства присваивающего типа и более интенсивное использование природных ресурсов. Эти обстоятельства вызывают появление большого количества локальных культур со своими особенностями в хозяйстве, образе жизни и некоторыми специфическими чертами этнографического характера, не связанными прямо и непосредственно с образом жизни и хозяйством. В основе формирования человека и развития общества в это время ведущую роль занимают биологические и социальные закономерности. Роль природной среды отодвигается на второй план. В связи с этим использование остатков обитания неолитического человека для реконструкции природных (климатических и ландшафтных) условий вызывает некоторые затруднения. Для успешного решения этих вопросов необходим тщательный и всесторонний анализ как особенностей самого человеческого общества, так и палеонтологических остатков.

Переход от неолита к эпохе бронзы осуществляется в начале суббореального периода, на рубеже 4–5 тыс. лет назад с появлением в хозяйственном инвентаре первых медных предметов. В начале субатлантического периода эпоху бронзы сменяет эпоха железа, хронологический рубеж которой устанавливается на уровне 2,5 тыс. лет назад. Следует отметить, что практически все остатки материальных культур эпох бронзы и железа связаны с современным почвенным горизонтом и, за редким исключением, используются в стратиграфических и палеогеографических построениях. Однако эпохи бронзы и железа характерны тем, что именно в это время резко повысилась интенсивность антропогенного влияния на динамику природных процессов, без учета которого невозможно выработать действительно научные предпосылки для прогноза изменений в окружающей среде в ближайшем и более отдаленном будущем /Зыкина и др., 1983/. В связи с этим геохронологические исследования эпох бронзы и железа важны для выделения антропогенных рубежей голоцена, отражающих этапность изменения ландшафтов под влиянием хозяйственной деятельности человека.

Бараба в археологическом отношении до сих пор остается одной из слабо изученных территорий Сибири. Прежде всего это касается эпохи камня. Достаточно сказать, что в литературе освещены результаты археологических исследований всего лишь одной стоянки палеолита – Волчьей Гривы. Не обнаружено пока что ни одного памятника эпохи мезолита. Полнее освещены в литературе материалы по археологии позднего неолита, культурам бронзового и железного веков /Молодин, 1977, 1985/.

ПАЛЕОЛИТ

В настоящее время наиболее достоверные сведения свидетельствуют о том, что самый древний человек, который появился на территории Барабинской равнины, был носителем культуры позднего палеолита, причем культуры, по мнению академика А.П. Окладникова, довольно специфической – “костяной культуры”. Эта культура впервые обнаружена как для Барабинской лесостепи, так и для всей Евразии в целом. Образ жизни людей “костяной культуры” был близок образу жизни их современников других территорий Сибири. В частности, отмечается сходство в устройстве поселений и жилищ с енисейскими и ангарскими поселениями. Нет различий также и в роде занятий: все они были охотниками на мамонтов /Окладников и др., 1971/. Однако в отличие от всех других известных нам культур в ней отсутствуют традиционные орудия

из кремня, заменявшиеся в данном случае примитивными костяными изделиями. Итак, "костяной палеолит" – это древнейшая культура в Барабе, происхождение которой вызывает особый интерес. Уникальность культуры, ограниченность распространения только территорией Барабинской равнины дают основание предполагать, что она имеет местное происхождение. Формирование ее происходило на базе существовавших ранее, под воздействием региональных особенностей. Однако при этом нельзя исключать и альтернативные варианты на происхождение "костяной культуры". Неясна также и дальнейшая история этой культуры. Шла ли она по пути культурной дифференциации в позднеледниковье и раннем голоцене (в инт. от 14 до 6 тыс. лет назад), на фоне изменений природных условий, приспособления и большей специализации хозяйственной деятельности человека или оказалась тушиковой?

Такого рода памятник, получивший название "Волчья Грива", обнаружен в 60 км к югу от ст. Каргат, на территории усадьбы свх. Озерский. Стоянка расположена на плоской вершине высокой, хорошо выраженной в рельефе гривы. Сама грива, в которой приурочена стоянка, ничем практически не выделяется среди множества других. Она сложена светлыми, желтовато-бурыми карбонатными алевритами и тонко-, мелкозернистыми песками. Грива имеет 8 км в длину, при ширине в средней части 1 км и относительную высоту 10 м. Ориентировка ее соответствует общему востоко-северо-восточному направлению других грив. Восточная часть гривы, где расположено захоронение, образует мыс, вдающийся в пределы бывшей озерной акватории – Суминского займища. Эта часть гривы значительно переработана абразионными процессами, резко обособляющими ее от западной части. Первоначально пологие склоны срезаны и сохранилась лишь наиболее возвышенная часть, образующая крутой уступ высотой 5–7 м при крутизне 10–15°.

Со стоянкой связано уникальное для Западной Сибири захоронение крупных млекопитающих четвертичного возраста. Не случайно археологические раскопки этого поселения сопровождалось детальными геолого-геоморфологическими исследованиями. Так, в 1950 г., во время раскопок Б.С. Кожамкуловой и геологами Новосибирского геологического управления было проведено разбуривание на месте раскопок и составлен поперечный геологический разрез через Волчью Гриву /Полунин, 1961/. Было установлено, что отложения, содержащие костные остатки животных, выполняют пологую ложбину (см. рис. 17) на поверхности гривы глубиной до 1,5–2,0 м. Отложения самой гривы костных остатков не содержат. Г.В. Полунин отмечает беспорядочное расположение костей: большей частью горизонтальное, но единичные кости залегают наклонно или даже вертикально, рядом с костями бизона лежат разрозненные кости мамонтов и лошадей. Отмечается также большая насыщенность костными остатками отложений: из раскопа 3х6х1,5 м было извлечено около 5 т костей. Образование этого уникального захоронения Г.В. Полунин связывает с эпизодическим затоплением примыкающей к гриве пониженной заболоченной равнины в конце последнего оледенения или уже в послеледниковое время, вследствие чего животные собирались на высокой гриве и там погибали. Однако, как справедливо подметил И.А. Волков, животные имели возможность беспрепятственно покинуть гриву в западном направлении. Проведенные им здесь геолого-геоморфологические исследования позволили сделать вывод о том, что формирование костеносного слоя отражает преднамеренную деятельность человека как результат загонного способа охоты /Алексеева, Волков, 1969/.

Таким образом, стоянка Волчья Грива не только дает нам новую информацию об археологии палеолита, но и представляет возможность дать надежную стратиграфическую привязку отложений, слагающих Барабинские гривы, дискуссии о происхождении которых ведутся вот уже более 100 лет. Тем важ-

нее и ответственнее, на наш взгляд, становятся работы по определению радиоуглеродного возраста с точки зрения достоверности полученных дат.

Для определения возраста в лабораторию геохронологии А.П. Окладниковым была передана плечевая кость молодого мамонта. Датирование выполнялось по коллагену, как наиболее надежной фракции углеродсодержащего материала кости. Неоднократные измерения остаточной активности приготовленного из кости бензола позволили получить три частных значения возраста образца: $14\,200 \pm 170$, $13\,990 \pm 140$, $14\,425 \pm 160$ лет. Среднее значение из них составило $14\,200 \pm 150$ лет (СОАН-78), результат, который и был принят в качестве наиболее вероятного возраста стоянки Волчья Грива /Фирсов, Орлова, 1971/. Позже, с целью уточнения данных радиоуглеродной хронометрии, нами были проведены повторные определения по образцу, представленному Н.Д. Оводовым. Материал образца был разделен на две части, каждая подвергнута соответствующей операции очистки, предусмотренной двумя различными методиками химической подготовки костного материала для радиоуглеродного датирования. Результаты последнего оказались следующими: $13\,600 \pm 230$ лет (СОАН-111) – дата, полученная по общей сумме органической фракции кости, и $14\,880 \pm 150$ лет (СОАН-111А) – дата, полученная по фракции коллагена кости. Полученные датировки в целом подтверждают позднеледниковый возраст захоронения костных остатков Волчьей Гривы, хотя и обнаруживают довольно значительное расхождение между собой. Диапазон расхождения в несколько раз превышает статистическую ошибку измерений и может быть объяснен только заражением первой пробы современным углеродом. Очевидно, методика очистки, которая использовалась для данной пробы, оказалась недостаточно эффективной.

Таким образом, повторные исследования радиоуглеродного возраста не оставляют у нас сомнений в том, что древнейшие люди Барабы существовали здесь 14–15 тыс. лет назад, хотя с чисто геологических позиций эта датировка кажется несколько удрежденной /Алексеева, Волков, 1969; Цейтлин, 1979/.

НЕОЛИТ

Потепление климата после 14 тыс. лет назад привело к резкому изменению природных условий. Значительные участки территории Барабы были затоплены водами трансгрессировавших озерных систем и стали непригодными для обитания. Возможно, именно эти события вызвали переселение людей в другие районы. Во всяком случае на всей территории Барабы не обнаружено культурных остатков, несомненно, относящихся к эпохе мезолита.

Вновь человек появляется на территории Барабы в неолите. Все известные до сих пор памятники этой эпохи относились к позднему неолиту или к переходному времени от неолита к бронзовому веку. Сравнительно недавно открыт новый неолитический памятник – могильник Протока в Кыштовском районе. Собранный здесь археологический материал находится на стадии обработки и еще не введен в научный оборот. Однако серия радиоуглеродных дат по костным остаткам человека ($6\,200 \pm 80$ лет (СОАН-2699), $6\,355 \pm 200$ лет (СОАН-2700) – курган 5, погребение 4; $5\,425 \pm 200$ лет (СОАН-2701) – курган 5, погребение 6А; $5\,735 \pm 45$ лет (СОАН-2703) – курган 5, погребение 7) позволяет надеяться, что здесь могут быть обнаружены более ранние находки неолитической культуры.

Характерно, что неолитические поселения, как правило, тяготеют к долинам мелких речек или проточных озер и несут следы повсеместного пере-

хода к оседлости. Это способствовало зарождению производящих форм хозяйства – скотоводства и земледелия, о чем свидетельствуют остатки костей домашних животных в неолитических слоях. Однако скотоводство и земледелие, по мнению В.И. Молодина, вряд ли имело определяющее значение. В основном хозяйственная деятельность неолитического человека носила все же присваивающий характер – охота на водоплавающую птицу и рыболовство.

Судя по данным радиоуглеродного датирования, неолитическая эпоха вполне определенно сопоставляется с X палинозойной биостратиграфической шкалы голоцена, хронологический диапазон которой оценивается в интервале от 6650 до 5450 лет назад. В это время в Барабе были широко распространены степные ландшафты, занятые злаково–полынными ассоциациями. Древесная растительность, среди которой господствующее положение занимает сосна, произрастает только по долинам рек. Значительную регрессию испытывают озера. Эти данные свидетельствуют о некотором увеличении сухости климата, на фоне которого развивалась хозяйственная деятельность неолитического человека. Анализируя имеющиеся материалы, вполне допустимо сделать вывод о том, что зарождение производящей экономики в неолите стимулировалось увеличением сухости климата в Барабе. Подобную мысль высказывал в свое время Г. Чайлд для Передней Азии с целью объяснения зарождения там производящего хозяйства в начале голоцена. Он полагал, что в это время происходит усиленная концентрация населения в немногих удобных для проживания местах, по берегам рек и маловодных ручьев, которая резко ограничила ресурсы питания и привела к появлению скотоводства и земледелия /Косарев, 1981/.

ЭПОХА БРОНЗЫ

Возникшие в неолите элементы производящей экономики получают дальнейшее свое развитие в хозяйственной деятельности людей – носителей культуры бронзового века: кротовской, андроновской, ирменской.

Кротовская культура выделена В.И. Молодиным по результатам исследований в лесостепной полосе Обь–Иртышского междуречья. С ней связано возрастание роли производящего хозяйства в лесостепной зоне Барабы и превращение его в многоотраслевое на производящей скотоводческой основе. Судя по остеологическому материалу из поселений этой культуры, кротовцы разводили в основном крупный скот (лошадей, быков, коров), в меньшей степени культивировали и овец. Вместе с тем они по–прежнему занимались охотой и рыболовством. Промысловое значение в это время имели дикие животные – лось и медведь. Что касается земледелия, то его появление, как считает В.И. Молодин, можно только предполагать.

Сведения о радиоуглеродном возрасте кротовской культуры получены нами при датировании костных остатков человека в могильнике Сопка–2. Могильник находится в Венгеровском районе Новосибирской области в районе слияния рек Омь и Тартас. Это разновременный памятник, содержащий погребения практически всех известных в лесостепной части Западной Сибири периодов и археологических культур. Раскопки выявили свыше 300 погребений от неолита до эпохи барабинских татар. Радиоуглеродное датирование проведено только для захоронений, относящихся к кротовской культуре. Полученные результаты представлены в табл. 15. В целом радиоуглеродные датировки достаточно хорошо согласуются между собой. Разброс дат, за исключением единичных случаев, практически полностью укладывается в среднестатистическую ошибку измерений. С точки зрения надежности и достоверности дат интересно

Таблица 15. Радиоуглеродные датировки могильника Сопка-2

Номер погребения	Номер образца	Возраст по ^{14}C , лет	Археологический возраст, в. до н.э.	Примечание
65 (кург. 6, погр. 13)	СОАН-2628	4850 \pm 60	XVI-XV	-
152 (кург. 22, погр. 5)	СОАН-2629	5060 \pm 250	XVI-XV	-
180 (кург. 22, погр. 34)	СОАН-2630	4760 \pm 150	XVI-XV	-
189 (кург. 22, погр. 43)	СОАН-2631	5390 \pm 380	XVI-XV	Нижний ярус, восточный костяк
207 (кург. 22, погр. 61)	СОАН-2632	4835 \pm 90	XVI-XV	Верхний ярус
207 (кург. 22, погр. 61)	СОАН-2633	4850 \pm 90	XVI-XV	Нижний ярус
208 (кург. 22, погр. 62Б)	СОАН-2634	5860 \pm 220	XVI-XV	Костяк Б
210 (кург. 22, погр. 64)	СОАН-2635	4600 \pm 95	XVI-XV	Верхний ярус
210 (кург. 22, погр. 64)	СОАН-2636	4890 \pm 245	XVI-XV	Нижний ярус
262 (кург. 25, погр. 64)	СОАН-2637	4305 \pm 200	XVI-XIV	-
94 (кург. 14, погр. 5)	СОАН-2638	4125 \pm 200	XVI-XIV	-
122 (кург. 18, погр. 7)	СОАН-2639	4860 \pm 200	XVI-XIV	-
141 (кург. 21, погр. 3)	СОАН-2640	5820 \pm 1325	XVI-XIV	-
311 (кург. 26, погр. 8)	СОАН-2641	5075 \pm 200	XVI-XV	-
325 (кург. 30, погр. 4)	СОАН-2642	4475 \pm 80	XIV-XIII	-
334 (кург. 31, погр. 4)	СОАН-2643	4250 \pm 100	XIV-XIII	-
335 (кург. 31, погр. 5)	СОАН-2644	3690 \pm 70	XIV-XIII	-
464 (кург. 58, погр. 65)	СОАН-2645	4975 \pm 140	XVI-XIV	-
468 (кург. 58, погр. 69)	СОАН-2646	4820 \pm 80	XVI-XIV	-
491 (кург. 60, погр. 13)	СОАН-2647	4920 \pm 100	XVI-XV	-

отметить великолепную сходимостью результатов датирования ярусных захоронений 22 кургана, 61 и 64 погребений (обр. СОАН-2632 и СОАН-2633; СОАН-2635 и СОАН-2636), возраст которых, по представлениям археологов, либо вообще не должен отличаться в рамках одной могилы, либо древность захоронения нижнего яруса должна быть большая по отношению к верхнему ярусу в пределах человеческой жизни. Вместе с тем обнаруживается довольно значительное расхождение (более 1000 лет) с казалось бы достаточно хорошо обоснованной археологической датировкой. Не трудно заметить, что после введения корректирующей поправки в радиоуглеродную дату на флуктуацию содержания радиоуглерода в атмосфере прошлого археологическая датировка окажется значительно омоложенной. Судя по радиоуглеродным датировкам, могильник Сопка-2 представляет собой один из наиболее ранних памятников кротовской культуры Барабы. Зарождение ее совпадает с переломным моментом в изменении ландшафтно-климатической ситуации в этом регионе. В это время, на рубеже атлантического и суббореального периодов, отмечается заметное облесение территории, связанное с изменением относительно теплых и засушливых климатических условий предыдущего времени на сравнительно прохладные и влажные. Таким образом, сравнительно засушливые степные ландшафты сменяются лесостепными с пихтой, вязом, вересковыми, кустарничковой березкой. Подобный ландшафт господствовал на территории Барабинской равнины в хронологическом интервале 5450-4100 лет назад, соответствующем XI пыльцевой зоне биостратиграфической шкалы голоцена.

Андроновская культура появилась на территории Южной Сибири во II тысячелетии до н.э. По мнению археологов, носители этой культуры пришли в Западную Сибирь из Казахстана, широко расселившись по всей степной и лесостепной зонам Сибири. Наиболее южные памятники андроновской культуры встречены в предгорьях Алтая и Саяна. Андроновцы принесли с собой более прогрессивную форму хозяйства, главенствующую роль в котором занимало скотоводство. Судя по костным остаткам, они разводили крупный и мелкий рогатый скот, лошадей, свиней. Присутствие развитого земледелия в хозяйственной деятельности андроновцев не столь четко и оспаривается некоторыми исследователями. Во всяком случае наличие примитивного земледелия бесспорно. Оно наряду с охотой играло подчиненную роль в хозяйственной деятельности андроновцев.

Нами было проведено радиоуглеродное датирование Еловского могильника. Раскопки этого памятника эпохи развитой бронзы проводятся экспедицией Омского государственного университета под руководством В.И. Матюшенко уже в течение ряда лет, начиная с 1961 г. Полученный археологический материал позволил выделить на этом могильнике четыре культурно-хронологических комплекса: андроновский, еловский, ирменский и кулайский. Последний, по археологическим данным, относится к раннему железному веку. Для трех первых комплексов получена серия радиоуглеродных дат (табл. 16). Следует отметить, что в целом они не вступают в противоречие с данными возраста по археологическим методам, хотя датировки почвенного материала из-под курганных насыпей кажутся несколько удревленными. Вероятно, они в действительности не отражают время сооружения могильных курганов еловскими людьми, а скорее характеризуют некое среднее время от начала почвообразования до ее захоронения. В то же время обращает на себя внимание удревление андроновской культуры, по крайней мере на три столетия, по результатам датирования обкладки и костяка из могилы 262. Хорошая сходимость результатов датирования по разнохарактерному углеродсодержащему материалу в данном случае не оставляет сомнений в их достоверности. Во вся-

Таблица 16. Радиоуглеродные датировки Еловского памятника эпохи бронзы

Номер образца	Материал	Привязка
	Андроновская культура	
СОАН-1998	Древесина	ЕК-II, м. 249
СОАН-1999	Кости	ЕК-II, м. 262
СОАН-2000	Древесина	ЕК- II, м. 262
	Еловская культура	
СОАН-1997	Гуминовые кислоты почвы из-под кургана	ЕК-I
	Ирменская культура	
СОАН-1992А	Фракция I гуминовых кислот	ЕК- II
СОАН-1992Б	Фракция II гуминовых кислот	
СОАН-1992В	Гумин	

ком случае нет никаких оснований считать их удревненными по отношению к археологической датировке. В этой связи заметим, что полученные нами датировки андроновской культуры удивительно сходны с датировками этой культуры Красноярского края /Ермолова, Марков, 1983/.

Судя по данным палинологических и радиоуглеродных исследований, 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 составе древесной растительности преобладали береза и сосна. Увеличивается количество сибирского кедра. В целом климатические условия были близки к современным. Таким образом, начиная, очевидно, с андроновского времени, зависимость человека от природно-климатических условий начинает несколько ослабевать. Социальные закономерности в развитии общества выдвигаются на первый план.

Ирменская культура приходит на смену андроновской в конце II тысячелетия до н.э. Она хорошо изучена на территории Барабинской лесостепи по ряду памятников. Обнаруженные в них предметы материальной культуры и остеологический материал позволяют говорить о ярко выраженной производящей системе экономики при главенствующей роли скотоводства. Второстепенное значение приобретают другие отрасли хозяйства, такие как охота и рыболовство. Кроме того, присутствие в хозяйственном инвентаре большого количества каменных пестов, а также обломков жатвенного ножа косвенно свидетельствует о наличии у ирменцев развитого земледелия.

Радиоуглеродное датирование проводилось нами по материалам трех памятников: Преображенка-3, Омь-1, Чича-1.

Преображенка-3 – памятник эпохи поздней бронзы, находится в Чановском районе, в 3 км к западу от с. Старая Преображенка. Исследования проводились сотрудниками Института истории, филологии и философии СО АН СССР под руководством В.И. Молодина. В настоящее время могильник полностью раскопан. Он содержит 110 курганных насыпей.

Радиоуглеродный возраст, лет			Археологический возраст, в. до н.э.
Установка 1	Установка 2	Средний возраст до н.э.	

Андроновская культура

3270 \pm 25	3230 \pm 25	1300 \pm 25	XIII-XII
3690 \pm 20	3610 \pm 20	1700 \pm 40	XIII-XII
3490 \pm 24	3470 \pm 25	1530 \pm 10	XIII-XII

Еловская культура

3440 \pm 90	3600 \pm 90	1570 \pm 80	XI-X
---------------	---------------	---------------	------

Ирменская культура

4070 \pm 40	4035 \pm 40	2100 \pm 20	IX-VII
2510 \pm 50	2470 \pm 50	540 \pm 20	IX-VII
3770 \pm 75	3870 \pm 75	1870 \pm 50	IX-VII

Радиоуглеродное датирование было проведено по углю, взятому из ритуального кострища кургана 68, погребения 1. Возраст пробы составил 2850 \pm 25 лет (СОАН-1673) или 900 \pm 25 лет до н.э., что очень хорошо согласуется с археологической датировкой могильника – X-VIII вв. до н.э.

Омь-1. Памятник находится в Куйбышевском районе, в долине Оми, в 2-3 км к западу от одноименного села. Памятник представляет собой непотревоженный поселенческий комплекс, состоящий из трех культурных горизонтов: нижний – ирменский, средний – позднеирменский, верхний – относится к эпохе раннего железа.

Радиоуглеродному датированию подвергались три пробы, которые, судя по представленной нам В.И. Молодиным документации, характеризуют нижний ирменский горизонт. Образец угля из квадрата Д-2 раскопа, с глубины 80-85 см от дневной поверхности датирован в 2405 \pm 25 лет (СОАН-2696). Две другие пробы: уголь с глубины 140-145 см и кости животных с глубины 110-120 см, дублируют друг друга. Предполагается, что они происходят из хозяйственных ям на дне ирменского жилища и, скорее всего, относятся к начальному этапу существования последнего. Радиоуглеродный возраст угля из первой хозяйственной ямы оказался равным 3505 \pm 25 лет (СОАН-2697), а костные остатки из второй – 3375 \pm 45 лет (СОАН-2698). Эти даты кажутся несколько неожиданными, удревяя ирменскую культуру до андроновского уровня. В то же время великолепная сходимость дат по разнохарактерному углеродсодержащему материалу (уголь и кости) не дает оснований считать их ошибочными. С точки зрения радиоуглеродной хронологии они достаточно надежны. Очевидно, мы должны либо допустить одновременное существование андроновской и ирменской культур на начальном этапе формирования последней, либо искать альтернативный вариант интерпретации радиоуглеродных дат. Нам представляется, что углубления на дне ирменских жилищ, в которых собраны уголь и кости для датирования, ошибочно квалифицированы как хозяйственные ямы ирменского времени. Вероятно, это – фрагменты каких-либо со-

оружий предшествующей андроновской эпохи. Решение этого вопроса требует, на наш взгляд, более тщательного доисследования памятника.

Чича-1 – городище, относящееся к переходному времени от эпохи бронзы к раннему железу, расположено в южной части Барабинской лесостепи, в 6 км от пгт Здвинска. Городище, состоящее из трех жилищ, приурочено к абразионному уступу молодой озерной террасы оз. Чаны. Жилищные западины ограничены с юга полукольцом оборонительного земляного вала и рвом вдоль него. Необходимость сооружения оборонительных конструкций, как считает В.И. Молодин, вызвана, вероятно, сложной политической ситуацией, создавшейся в этот период на территории Барабы в связи с усилившейся борьбой за пастбишные угодья. Основным в хозяйственной деятельности человека остается скотоводство, перераставшее в так называемую стадию “полукошевого скотоводства”. Согласно заключению В.И. Молодина /1985/, предметы, обнаруженные на городище Чича-1, можно надежно датировать ножом арочного типа, хронологические рамки которого по М.П. Грязнову /1955/ составляют VII–VI вв. до н.э., а по Н.Л. Членовой /1972/ – VIII–VII вв. до н.э. Полученная нами радиоуглеродная датировка 3170 ± 30 лет (СОАН-2011) расходится с археологической датировкой не менее чем на 400 лет. Однако надо иметь в виду, что она была получена по гумусу почвенного горизонта из-под оборонительного вала и, конечно же, не отражает с необходимой точностью время его сооружения. На наш взгляд, ее следует интерпретировать как нижний возрастной рубеж времени сооружения оборонительного вала, т.е. время обитания городища Чича-1 не может быть древнее чем 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 (пыльцевая зона XIII) вызвало лишь незначительное изменение в составе травянистой растительности: широкое развитие вновь получают вересковоцветные.

Подводя итог изложенным выше результатам исследований культур эпохи бронзы следует подчеркнуть следующее: полученные данные не подтверждают традиционных представлений о ксеротермическом характере климата эпохи бронзы. Напротив, климат данного хронологического интервала был более прохладным и влажным по сравнению с эпохой неолита.

Глава V. ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА БАРАБЫ

Необходимость несравненно более детального расчленения и корреляции голоценовых отложений для воссоздания связной геологической истории столь короткого периода определяет своеобразие задач и методов изучения их стратиграфии. В основе существующих стратиграфических схем голоцена лежат принципы подразделения его на климатические периоды с более дробным расчленением последних на пыльцевые зоны и подзоны.

Эти подразделения отражают главным образом историю ландшафтно-климатических изменений той или иной территории и практически не дают нам сведений о фациально-генетических закономерностях осадкообразования в голоцене. Вместе с тем литостратиграфические подразделения составляют ту основу, которая позволяет выявить историю геологического развития различных регионов на протяжении отдельных этапов, определить закономерности размещения полезных ископаемых и т.д. И хотя принципы литостратиграфического расчленения голоценовых отложений и даже сами критерии их выде-

ления слабо разработаны, тем не менее эта задача может быть с успехом, на наш взгляд, решена благодаря возможности широкого использования метода радиоуглеродного датирования.

В представленной ниже стратиграфической схеме (см. вкладку, табл.17), наряду с использованием традиционного спорово-пыльцевого метода расчленения голоцена, выделены местные единицы литостратиграфического обоснования. Возраст их определен жесткими рамками радиоуглеродной хронологии, что позволило достаточно точно и уверенно провести сопоставления последних в корреляционной части схемы, а также выполнить корреляцию лито- и биостратиграфических подразделений голоцена Барабы с археологическими культурами древнего человека. Такое комплексное изучение голоцена нам представляется чрезвычайно актуальным в настоящее время в связи с решением как некоторых задач экологии, так и проблемы эволюции биосферы в целом. Стратиграфическая схема сопровождается сводной палеоклиматической кривой, которая отражает последовательность и глубину предполагаемых климатических колебаний. Для верхней части климатической кривой выполнены палеоклиматические реконструкции по палинологическим данным с помощью так называемого информационно-статистического метода, который позволил определить количественные характеристики средних температур года, июля, января, а также среднегодовую сумму осадков /Климанов, 1976; Климанов и др., 1987/.

В соответствии с официально принятой в СССР стратиграфической шкалой четвертичной системы голоцен рассматривается нами в качестве климато-стратиграфического горизонта региональной схемы Западной Сибири. В корреляционной части схемы нами предлагается выделить ряд литостратиграфических единиц, уточняющих местный стратиграфический разрез Барабинской равнины. В основу выделения их положены различия в условиях залегания, особенностях строения, происхождения и времени образования.

В долине Оби в рамках позднеледниковья и голоцена выделены следующие разновозрастные слои: криводановский аллювий, сузунский лимний, кудряшовский и криводановский торфяники, а также пойменный аллювий.

Криводановский аллювий детально изучен нами в разрезе по правому берегу р. Чик у с. Прокудкино. Эти отложения распространены как в долине самой Оби, так и во всех ее крупных и мелких притоках, слагая I надпойменную (криводановскую) террасу. Последняя повсюду имеет четко выраженную слабо расчлененную площадку. От более древних поверхностей она отделена крутыми уступами, которые в плане образуют широкие амфитеатры. Характерно двучленное строение аллювия данной террасы: нижняя часть сложена крупнозернистыми, слоистыми речными песками типично русловых и прибрежно-русловых фаций; верхнюю образуют осадки главным образом суглинистого состава пойменно-старичных фаций с большим количеством органических остатков. Аллювий криводановской террасы охарактеризован целой серией радиоуглеродных дат по ряду разрезов (от $12\,750 \pm 120$ до 6050 ± 70 лет). Судя по этим данным, стратиграфический объем криводановского аллювия составляет несколько хронозон: от беллинга до атлантической включительно.

Сузунский лимний занимает достаточно четкую стратиграфическую позицию. Он вложен в аллювиальные пески кудряшовской террасы, возраст которых по радиоуглеродным данным составляет $17\,280 \pm 100$ лет, выполняя крупные дефляционные котловины на ее поверхности. Сузунский лимний представлен супесями и мелкозернистыми песками с прослоями мергеля, гиттий и намывного растительного детрита. Ранее эти отложения при картировании включались в состав I надпойменной террасы, однако озерный генезис отложений и их условия залегания позволяют придать им самостоятельное литостратиграфическое значение. В качестве опорного разреза данных отложений

предлагается обнажение по правому берегу Оби в районе с. Нижний Сузун, где получена целая серия радиоуглеродных дат от $12\,660 \pm 130$ до 7790 ± 95 лет.

Выделенные толщи аллювиальных и озерных отложений вложены в осадки кудряшовской террасы и литологически резко отличаются от них. Это позволяет говорить о смене типа осадконакопления на границе этих толщ: широко распространенный перигляциальный процесс осадконакопления во время формирования кудряшовской террасы сменяется типично аллювиальным типом седиментации и накоплением озерных отложений в условиях теплого и сухого климата. Этот рубеж совпадает с началом интерстадиального потепления беллинга Западной Европы, проходя на уровне 13 тыс. лет. Он глобально распространен и хорошо фиксируется по данным морской, пещерной и гляциальной седиментации. Это позволяет рассматривать данный рубеж в качестве одного из вариантов нижней границы голоцена.

Кудряшовский торфяник подробно изучен по разрезу торфяной залежи болота Гладкое в районе плотины Обского водохранилища. Он выполняет врез глубиной до 5–6 м ниже поверхности кудряшовской террасы. Цепочка аналогичных болотных котловин вытянутой формы и ориентированных с юга на север прослеживается и ниже по долине Оби, между Правыми Чемами, пос. Ельцовка и свх. Обской. Благоприятные условия для развития торфонакопления здесь возникли в середине раннего голоцена. Преобладало главным образом эвтрофное торфообразование и зарастание озерных водоемов. Начало этого процесса совпадает с бореальным периодом и маркируется датами 8710 ± 105 и 8320 ± 90 лет, определяющими возраст придонных слоев торфяных залежей болот Гладкое и Толмачевско–Криводановское. Указанные выше торфяные залежи обеспечены большим числом радиоуглеродных дат и имеют детальную палеоботаническую характеристику, что позволяет рассматривать их в ранге опорных разрезов данного стратиграфического подразделения.

Криводановский торфяник достаточно отчетливо прослеживается вдоль тылового шва криводановской террасы, формируя отдельные небольшие поля торфяных залежей мощностью 1,5–2,0 м. По данным радиоуглеродного датирования торфообразование на поверхности террасы началось во второй половине голоцена и продолжается, вероятно, и в настоящее время. Придонные слои торфа имеют возраст 4650 ± 90 лет, а проба торфа с глубины 0,2–0,1 м датирована в 430 ± 60 лет.

Пойменный аллювий представляется рациональным выделить в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения, поскольку он имеет наиболее четкую геоморфологическую обособленность, что позволяет достаточно уверенно картировать его как в долине Оби, так и в ее притоках. Надводная часть пойменного аллювия по данным радиоуглеродного датирования относится к позднему голоцену. Нижний предел его в долине Оби не фиксируется. Предполагается, что русловая фация пойменного аллювия не древнее 5 тыс. лет и его формирование началось одновременно с процессом заторфывания поверхности I надпойменной (криводановской) террасы.

В пределах Восточно–Барабинского района голоценовые отложения оказались не древнее второй половины голоцена. По условиям образования они разделяются на следующие слои: суминский лимний, каякский торфяник и верховые торфяники барабинских ямов.

Суминский лимний представлен песками, супесями и илами с остатками раковин пресноводных моллюсков. Для него характерно также переслаивание песков и супесей с почвенно–гумусовыми прослоями. Присутствие последних среди озерных отложений указывает на чередование трансгрессивно–регрессивных фаз развития озер Барабы. Наиболее детальные исследования

этих слоев были выполнены по разрезам Суминского займища, которые принимаются нами в качестве опорных. Распространение суминских слоев фиксируется в границах займищных котловин, достигая мощности 5 м в центральной части последних. Радиоуглеродное датирование отложений в Суминском, Каргатском и Кундранском займищах показало, что нижний предел этих слоев ограничивается наиболее древней датой (6355 \pm 240 лет), характеризующей погребенную почву в основании суминского лимния. Общий объем суминских слоев соответствует трем хронозонам голоцена: второй половине атлантической, суббореальной и субатлантической.

Каякский торфяник, по существу, является фаціальным аналогом суминских озерных слоев. Стратиграфический разрез торфяника изучен по скважине ручного бурения в центральной части Каякского займища, где отмечена максимальная его мощность, достигающая 4–4,5 м. Процесс торфонакопления, начавшийся в долине Оби на наиболее низких элементах рельефа (кудряшовской террасе), постепенно переходит на высокие элементы рельефа, захватывая обширные площади междуречных равнин Барабинской лесостепи. Широкое распространение получили процессы суходольного заболачивания. Возраст придонных слоев этих торфяников охарактеризован датой 5490 \pm 40 лет по Каякскому болоту. Торфяники междуречных болот лесостепной зоны Бары оказались более молодыми образованиями по сравнению с таковыми таежной зоны Западной Сибири. Они начали формироваться со второй половины среднего голоцена в связи с увеличением общей увлажненности территории. Предшествующий период характеризовался более засушливым климатом, в условиях которого процессы разложения и гумификации органики развивались настолько быстро, что торфонакопления не происходило. Таким образом, обнаруживается совершенно противоположная тенденция в характере соотношения тепла и влаги лесостепной и таежной зон. Принимая во внимание это обстоятельство, приходится ставить под сомнение стратиграфические выводы, сделанные ранее на основании изучения торфяников таежной зоны и распространенные на территорию лесостепной полосы /Кац, 1957; Нейштадт, 1957/.

Верховые торфяники Барабинских рямов, в отличие от представлений некоторых исследователей /Нейштадт, 1957; Куркин, 1970/, датируемых рямовые торфяники ранним, средним голоценом, на самом деле оказались наиболее молодыми литостратиграфическими подразделениями. Как показали наши исследования, развитие торфяников на территории Барабинской лесостепи всюду начиналось с низинной стадии, а затем на некоторых участках торфообразовательный процесс перешел в стадию выпуклого эвтрофного торфяника и привел к формированию современных облесенных сосной рямов. Переход от низинной стадии развития торфяников к верховой фиксируется на уровне 1550 \pm 30 лет, т.е. примерно со второй половины субатлантического периода.

В пределах Западно-Барабинского района в состав современного горизонта региональной схемы включены следующие слои: чановские, омские и пойменный аллювий Оми.

Омские слои занимают достаточно четкую стратиграфическую позицию. Они подстилаются субэральными суглинсупесками Барабинских грив, поздний возраст которых 13600 \pm 200 лет, и перекрываются современной почвой, основание которой датировано по радиоуглероду в 2240 \pm 50 лет. Омские слои прослеживаются вдоль долины Оми, где они выполняют озеровидные расширения последней. На участках сужений долины им соответствует аллювий I надпойменной террасы Оми, являясь их фаціальным аналогом. Опорным разрезом омских слоев является обнажение по левому берегу Оми, в районе с. Марково, где наблюдается наиболее отчетливое стратиграфическое взаимоотношение гривных и аллювиально-озерных отложений, слагающих озеровидные

расширения долины. Хотя морфологически последние и составляют единую поверхность, однако в их формировании принимали участие не только процессы речной эрозии и аккумуляции, но и озерной абразии и седиментации, а также отчасти ветровой дефляции. Таким образом, отложения озеровидных расширений долины Оми включают в себя разные генетические типы, среди которых аллювий выступает в качестве ведущего признака, позволяющего опознать данное стратиграфическое подразделение при картировании.

Чановские слои наиболее детально изучены по опорному разрезу у с. Широкая Курья. Они сложены преимущественно озерными суглинками и илами с прослоями торфа, погребенных почв и гумусированных прослоев. Эти осадки прослеживаются практически непрерывно вдоль береговой зоны оз. Чаны, а также выстилают дно современных котловин бассейна данного озера, достигая мощности 3–5 м. Радиоуглеродное датирование показало, что выделенные слои озерных отложений Чановского бассейна сформировались во второй половине голоцена. Для них характерно неоднократное переслаивание озерных и субаэрально-фитогенных прослоев, отражающих чередование климатических ритмов общей увлажненности территории. Возраст отложений оз. Чаны даже в достаточно глубоководной его части (Ярковский плес) оказался не древнее второй половины голоцена. Отложений первой половины голоцена и позднеледникового здесь не обнаружено. Этот факт отмечается и другими исследователями /Хотинский, 1977/. Не исключено, что в оптимум голоцена оз. Чаны полностью высохло, во всяком случае размеры его довольно сильно сократились. Позднеледниковые осадки в этих условиях были в значительной мере эродированы.

Пойменный аллювий Оми и других малых рек Барабы является самым молодым в современном горизонте, начало его формирования совпадает с рубежом суббореального и субатлантического периодов. В это время произошло понижение базиса эрозии, что привело к образованию уступов пойменных террас. Вследствие этого поверхность озеровидных расширений вышла из зоны влияния паводков и на ней развивается процесс почвообразования. Данный рубеж маркируется радиоуглеродной датой 2240 ± 50 лет.

Выделенные нами литостратиграфические единицы соответствуют крупным климатоседиментационным циклам и в целом представляют собой картируемые геологические тела. И хотя длительность отдельных климатоосадочных циклов составляет порядка первых тысяч лет, тем не менее они бесспорно отражают единство экзогенных процессов, локализованных в лесостепном поясе Западно-Сибирской равнины.

Помимо вышеуказанных крупных этапов в истории позднеледникового и голоцена Барабы нами выделено на основании палинологических и радиоуглеродных данных 16 более дробных подразделений в ранге пыльцевых зон. Хронологические рубежи этих зон рассчитаны на основе данных радиоуглеродного датирования. Кроме того, были сделаны попытки использовать остатки раковин моллюсков, грызунов, рыб как видовых биоклиматических индикаторов оптимальных условий тепло- и влагообеспеченности в определенные моменты геологической истории позднеледникового и голоцена. Однако палеонтологический материал носит фрагментарный характер и использование его самостоятельным в рамках климатостратиграфии голоцена не представляется возможным. Очевидно, это – задача будущих исследований.

Позднеледниковое время выделяется как наиболее резко континентальный этап. Для данного интервала времени установлено четыре этапа ландшафтно-климатических изменений, по радиоуглеродным датам соответствующих беллингу, среднему дриасу, аллереде и позднему дриасу европейской хроностратиграфической шкалы поздне-последнеледникового.

Зона I, установленная для отложений с датами 12640 ± 50 и 12050 ± 50 лет, соответствует беллингу (13000–12000 лет назад). Она отражает существование ландшафтов, занятых разнотравно-элаково-полынными и маревыми ассоциациями. В долинах рек и по берегам водоемов были распространены древесные, представленные березой и елью, количество последней варьирует от 23 до 63% (первый максимум ели). Климат был относительно теплый и влажный, возможно, близкий к современному. Об этом же свидетельствуют и находки раковин, датированных в 12750 ± 120 лет, из I надпойменной террасы р. Вторая Ельцовка, представленные пресноводными и наземными моллюсками, отдельные виды которых обитают ныне на юге Западно-Сибирской равнины.

Зона II соответствует среднему дриасу (12000–11800 лет назад). В это время наступило резкое ухудшение климата, в результате чего произошла почти полная деградация древесной растительности. Широкое развитие получили перигляциальные холодные степи с тундровыми группировками.

Зона III, соответствующая аллереду (11800–11000 лет назад), выявляется как время относительного потепления и увлажнения. В растительном покрове увеличивается роль древесных формаций, представленных березой и елью. К этому периоду относится второй максимум ели (до 26%). Плакорные участки заняты разнотравно-элаковыми и марево-полынными ассоциациями. Состав растительности указывает на относительно теплый и влажный климат, возможно, близкий к современному.

Зона IV, характеризующая условия накопления отложений с датами 10950 ± 150 и 10450 ± 50 лет, соответствует позднему дриасу (11000–10200 лет назад). В это время отмечается новое похолодание и иссушение климата, что приводит к почти полному исчезновению древесной растительности. Развитие получили перигляциальные холодные степи с тундровыми группировками. Господствующее положение занимают полынно-маревые ассоциации и кустарничковые березы.

Зоны V и VI, характеризующие отложения, датированные временным интервалом 10200–8760 лет назад, могут соответствовать пребореальному периоду (10200–9000 лет назад) европейской хроностратиграфической шкалы. Зона V может быть сопоставлена с первой половиной данного периода. Она характеризуется резким увеличением древесных, представленных березой, сосной, елью, пихтой. Роль травянистых и кустарничковых группировок, типичных для позднеледниковья, сократилась. Состав флоры указывает на развитие сосново-березовой лесостепи с елью и пихтой по берегам рек и водоемов. Плакорные участки заняты марево-полынными и маревыми ассоциациями. Изменения в растительном покрове были вызваны явным потеплением климата, который приблизился к современному, но был, по-видимому, более прохладным и влажным. Обилие пыльцы водных растений свидетельствует о существовании мелких водоемов, на это же указывают и раковины пресноводных моллюсков *Lymnaea sp.*, *Galba sp.*, *Armiger sp.*, *Gurdulus sp.*, *Pesidium sp.*, характерных для застойных или слабопроточных водоемов озерно-старичного типа.

Зона VI может быть сопоставлена со второй половиной пребореального периода. В это время происходит некоторое ухудшение климата, что нашло отражение в увеличении роли травянистых группировок. Среди древесных господствует пыльца березы, характерно высокое содержание ели (до 27%) и лиственницы (до 10%). Травянистые представлены пылью полыни, маревых, водных растений. Состав флоры отражает существование разреженных лесов, близких по характеру к лесотундре.

Зоны VII и VIII, характеризующие отложения с датами 8710 ± 105 лет и 8320 ± 90 лет назад, могут соответствовать бореальному периоду (9000–

8000 лет назад) европейской геохронологической шкалы. Бореальное время на юге Западной Сибири характеризуется довольно прохладным и засушливым климатом, на протяжении всего периода из древесных господствующее положение занимает береза, роль сосны уменьшается, ель почти полностью исчезает. Зона VII сопоставляется с первой половиной бореального периода, она отражает развитие березовой лесостепи. Среди травянисто-кустарничковой растительности распространены полыни, количество маревых, злаков, водных растений уменьшается. Из споровых сокращается роль папоротников, господствующее положение занимают зеленые мхи, появляются сфагновые мхи. Зона VIII сопоставляется со второй половиной бореального периода, она отличается от предыдущей зоны еще большим увеличением в составе древесных березы (до 85–95%) и максимумом полыни (до 95%) среди травянисто-кустарничковых растений. Присутствует эфедра. Общий состав растительности соответствует березовой лесостепи.

На относительно теплый климат в бореальное время, близкий к современному, на юге Западной Сибири указывает и комплекс раковин моллюсков из криводановской террасы, датированный в 8650 ± 235 лет, видовой состав которых характерен и для современных водоемов.

Зоны IX и X, характеризующие отложения, датированные временным интервалом 8310–5450 лет назад, могут быть сопоставлены с атлантическим периодом европейской геохронологической шкалы (8000–5000 лет назад).

Зона IX (8310–6650 лет назад) свидетельствует о том, что в первую половину атлантического периода климат постепенно становится более теплым и засушливым. Продолжает господствовать береза, но ее количество к концу этой зоны постепенно уменьшается, в то время как количество сосны увеличивается. По долинам рек росли ель и пихта. Травянисто-кустарничковые растения представлены злаками, в меньшей степени маревыми и полынями. Отмечается начало резкого увеличения осок.

Зона X (6650–5410 лет назад) характеризует отложения второй половины атлантического периода. Для нее характерно появление вяза. Спектры отражают развитие степных ландшафтов, занятых злаково-полынными ассоциациями. По-прежнему много осок. Древесная растительность, среди которой господствующее положение занимает сосна, произрастала в долинах рек и по берегам водоемов. Улучшение климатических условий, нашедшее отражение в палинологической характеристике данной зоны, совпадает с климатическим оптимумом голоцена Русской равнины /Хотинский, 1977; Кинд, 1974/.

Зоны XI–XIII, характеризующие отложения, датированные временным интервалом 5450–2360 лет назад, могут быть соотнесены с суббореальным периодом европейской геохронологической шкалы (5000–2500 лет назад). Суббореальный период на территории юга Западной Сибири выявляется как сложный этап истории растительности и климата.

Зона XI (5450–4100 лет назад), характеризующая отложения с датами 5245 ± 45 лет, 4200 ± 30 лет назад, соответствует нижней части суббореального периода. Начало данной зоны отражает переходный этап от атлантического периода к суббореальному. Климатические условия ухудшаются, значительное похолодание наступило около 4600–4500 лет назад и продолжалось до примерно 4100 лет назад. Это нашло отражение в распространении в растительном покрове данной территории кустарничковых березок и в широком развитии вересковоцветных (до 40–45%). Такое количество последних обычно только для лесотундровой и тундровой зон /Гричук, Заклинская, 1948/. В целом состав растительности отражает развитие сосново-березовой лесостепи с пихтой, вязом, вересковоцветными, кустарничковой березкой. Широкое распространение имела болотная растительность.

Зона XII (4100–3100 лет назад), характеризующая отложения с датами 3960 ± 40 , 3830 ± 160 , 3200 ± 50 лет назад, соответствует средней части суббореального периода. Она отличается от предыдущей почти полным отсутствием вересковоцветных. Состав спектров данной зоны свидетельствует о распространении березово–сосновой лесостепи с вязом. Травянисто–кустарничковые растения представлены полянками, осоками, болотными папоротниками. С этого времени присутствует замкнутая кривая сибирского кедра, что отчетливо видно на спорово–пыльцевых диаграммах по Каякскому и Суминскому торфяникам. Климатические условия в данное время улучшились, возможно, были близки современным.

Зона XIII (3100–2360 лет назад) соответствует верхней части суббореального периода. Палинологические данные фиксируют новое ухудшение климата. Вновь широкое развитие (до 15%) получают вересковоцветные, присутствуют кустарничковые березы. Спектры свидетельствуют о распространении березово–сосновой лесостепи с пихтой и елью по долинам рек. Широкое распространение имела болотная растительность.

Ранне- и позднесуббореальное похолодание на рубеже 4500 и около 3000 лет назад соответственно устанавливаются на территории всей северной части Евразии /Хотинский, 1977/. Полученные нами данные не подтверждают традиционные представления о ксеротермическом характере всего суббореального периода. Напротив, климат данного интервала времени на территории лесостепной Барабы был более прохладным и влажным, чем современный. В растительном покрове постоянно присутствуют ель, пихта. Интенсивно развивается болотообразование. За это время на болоте Гладкое сформировалось более 2 м торфа, скорость торфонакопления достигала максимальных для рассматриваемой территории значений (до 0,90 мм/год).

Зоны XIV–XVI (с 2360 лет назад и до современности) соответствуют субатлантическому периоду европейской геохронологической шкалы. Палинологические данные свидетельствуют о неоднородности субатлантического периода для территории юга Западной Сибири.

Зона XIV, соответствующая интервалу 2360–1300 лет назад, характеризует отложения с датами 2350 ± 30 , 2330 ± 30 , 1620 ± 230 лет назад. Климат в это время испытывал неоднократные колебания. В начале холодный и влажный, на уровне 1600–1650 лет назад он был таким же, как и современный, а на рубеже 1450–1500 лет назад отмечается новое похолодание. Состав флоры отражает развитие березово–сосновой лесостепи с елью и пихтой по долинам рек и берегам водоемов со злаково–полюнными ассоциациями.

Зона XV соответствует временному интервалу 1300–600 лет назад. Наступившее сильное потепление (температуры поднимались выше современных) привело к смене растительных ландшафтов. Лесостепи были вытеснены степями с большим количеством осоки и полюнно–злаковых с эфедрой. Это потепление с максимумом около 1000–1100 лет назад, носящее название малый климатический оптимум и отмечающееся для всей территории северной Евразии, сменяется похолоданием на уровне 780–650 лет назад, которое получило название малый ледниковый период.

Зона XVI соответствует концу субатлантического периода (с 600 лет назад и до современности) и отличается от предыдущей увеличением древесных, представленных в основном сосной и в меньшей степени березой, и сокращением травянисто–кустарничковых, которые представлены злаками, полянками, осоками. Общий состав флоры указывает на развитие березово–сосновой лесостепи. Климат в начале более прохладный и влажный постепенно улучшается до современного.

Исследование археологических памятников человека позволило представить хронологическую периодизацию культур древнего человека на территории

Барабинской равнины. Достаточно точно определены рубежи смены эпох неолита и бронзы на уровне 5 тыс. лет, а бронзы и железа на уровне 2,5 тыс. лет. С меньшей степенью достоверности определяется нами хронологический уровень перехода от палеолита к мезолиту и от мезолита к неолиту. На наш взгляд, они совпадают с плейстоцен-голоценовым (10 200 лет назад) и бо-реально-атлантическим (8000 лет назад) контактами хроностратиграфической шкалы соответственно. Хотя мы должны признать, что эти границы в извест-ной мере условны.

Анализ палеоботанических данных и радиоуглеродного датирования поз-воляет говорить о том, что смена хронологических этапов в развитии мате-риальных культур совпадает с палеогеографической перестройкой в ландшаф-те Барабинской лесостепи, обусловленной климатическими изменениями.

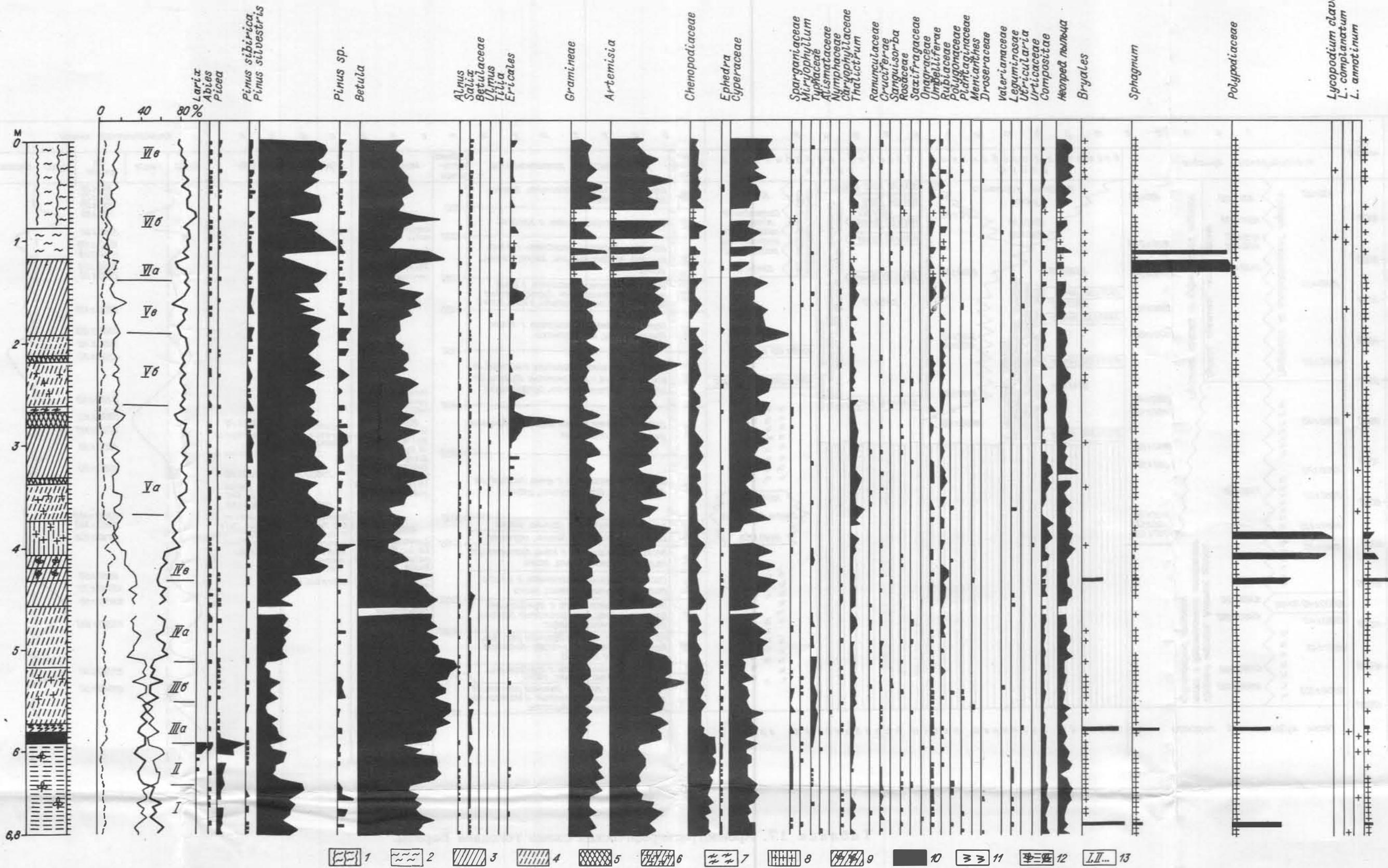


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника болота Гладкое.

1-10 - торф: 1 - светло-бурый, травяно-осоковый, с остатками древесины, средней степени разложения, 2 - светло-бурый, тростниково-осоковый, средней степени разложения, 3 - светло-бурый, гипново-

низинный, гипново-осоковый, низинный, 4 - светло-бурый, гипновый, 5 - темно-серый (гумусированный прослой), осоково-низинный, 6 - светло-бурый, осоково-гипновый, 7 - светло-бурый, тростниково-рогозовый, с остатками осок, 8 - черный, древесно-травяной, высокой степени разложения, 9 - темно-коричневый, тра-

вяно-древесный, плотный, сильно разложившийся, 10 - черный, травяной, плотный, очень высокой степени разложения; 11 - гиттия серовато-черного цвета, постепенно переходящая в голубовато-серую супесь; 12 - переслаивание голубовато-серой супеси и темно-серого суглинка с органическими остатками; 13 - спорово-пыльцевые зоны подзоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе обобщены результаты исследований широкого круга методов – геологического, палинологического, карпологического, радиоуглеродного датирования и комплексного изучения археологических стоянок – в направлении реконструкции климатов прошлого. Эти данные легли в основу расчленения и корреляции голоценовых отложений, а широкое использование результатов радиоуглеродной хронометрии позволило впервые представить региональную геохронологическую шкалу голоцена Барабы. Необходимость создания региональных шкал подчеркивается рядом исследователей в связи с датированием скользящих во времени био- и литостратиграфических границ, отражающих метакронность развития природной среды в различных районах земного шара. Такой подход, вероятно, следует рассматривать как главное направление геохронологических исследований на пути дальнейшего совершенствования и создания глобальной геохронологической шкалы не только голоцена, но и всего четвертичного периода.

Климатические изменения, происходившие в голоцене на территории лесостепной зоны Барабы, в общем виде отражены в ходе кривых тепло- и влагообеспеченности (см. табл. 17). В конце сартанского оледенения глубокая температурная депрессия и аридизация климата сменяются потеплением, которое сопровождается значительным увеличением влажности. Однако ход кривых тепло- и влагообеспеченности не был плавным и постепенным, а испытывал тенденцию волнообразных колебаний, отражая циклический характер ландшафтно-климатических изменений многовекового ранга в конце плейстоцена. Для территории Барабы в позднеледниковье фиксируются две крупные волны прихода тепла и влаги, общие для всех районов Северной Евразии. Они соответствуют беллингу (13 000–12 000 лет назад) и аллереду (11 800–11 000 лет назад) – хронологическим интервалам, рассматриваемым в качестве хронозон представленной выше стратиграфической шкалы. Анализ палеоботанического материала позволяет говорить, что нарастание температур в эти фазы потепления достигало современных или близких к ним величин. Что касается влагообеспеченности, то она, несомненно, была на уровне современной или даже несколько выше ее. Два позднеледниковых максимума на кривых тепло- и влагообеспеченности разделены кратковременным (12 000–11 800 лет назад), но довольно глубоким минимумом, отвечающим похолоданию среднего дриаса. В это время на территории Барабы вновь восстанавливается перигляциальный тип растительности с тундрово-степными группировками. Предголоценовый этап завершается позднеледниковым похолоданием, выраженным на климатической кривой наиболее глубокими минимумами тепло- и влагообеспеченности территории Барабинской лесостепи.

Анализируя ход климатической кривой по ее двум основным показателям: температуре и влажности, важно отметить, что на границе позднеледниковья и голоцена (10 200 лет назад) соотношение этих параметров климата меня-

ется. В позднеледниковье климатические колебания носили однонаправленный характер: подъем и спад температур сопровождался повышением и понижением увлажненности территории. В голоцене же ход температурной и влажностной кривых приобретает разнонаправленный характер: снижение температур приводит к увеличению влажности, а повышение – к иссушению, т.е. климатические показатели развивались в противофазе. Объяснение причин такого различия в соотношениях климатических показателей следует, на наш взгляд, искать в происходящей общей перестройке и формировании зональной структуры территории Северной Евразии. Они в первую очередь связаны, безусловно, с колебаниями солнечной активности и некоторыми другими космическими факторами. Однако определенный ответ вряд ли может быть получен на основании анализа данных только по территории Барабы, без привлечения более обширного материала по другим территориям земного шара.

Собственно голоценовую климатическую кривую на основании данных палеоботанических и радиоуглеродных исследований можно разделить на два крупных отрезка. Первый соответствует бореальному и атлантическому периодам и характеризуется более или менее плавным и постепенным нарастанием температур и аридизацией климата. Хотя при этом мы и не исключаем возможность каких-либо кратковременных пульсаций векового ранга в состоянии климата Барабы. Однако амплитуда этих пульсаций не выходила за пределы, которые могли бы вывести из квазиравновесного состояния природные экосистемы. Смена экологической обстановки была обусловлена, как нам представляется, лишь постепенным нарастанием количественных изменений тепло- и влагообеспеченности территории, которые на определенном этапе приводили к качественному скачку. Кульминационного момента эти изменения достигли во второй половине атлантического периода, на рубеже 5,5–6,0 тыс. лет назад. В это время по ряду признаков геологического и палеоботанического характера вполне определенно реконструируется климат со среднегодовыми температурами воздуха выше и с количеством атмосферных осадков значительно ниже современных. На территории современной Барабинской лесостепи господствует злаково-разнотравный степной ландшафт, характерный для умеренного теплого пояса с недостаточным увлажнением. Смещение границ ландшафтных зон к северу в это время составляет порядка 400–500 км. Второй отрезок климатической кривой охватывает суббореальный и субатлантический периоды и, в отличие от первого, характеризуется, напротив, падением температур и увеличением влажности. Меняется и сам характер кривых тепло- и влагообеспеченности, приобретает волнообразное поведение. На спадающей в целом ветви температурной кривой выделяются четыре холодных пика, разделенных тремя температурными максимумами. Симметричные им максимумы и минимумы отчетливо проявляются и на влажностной кривой. Наибольшее похолодание фиксируется в первой половине суббореального периода, в интервале 4–5 тыс. лет назад. Несколько уступает ему по амплитуде похолодание в начале субатлантического периода (2360–1300 лет назад). Среднегодовая температура во время этих похолоданий была ниже современной примерно на 2°, а осадков выпадало на 75–100 мм больше. Амплитуды двух других холодных пиков были значительно меньше рассматриваемых выше. Из трех температурных максимумов второго отрезка климатической кривой своей наибольшей амплитудой выделяется потепление, отвечающее малому климатическому оптимуму голоцена (1300–600 лет назад). В это время во второй раз после атлантического оптимума на территории Барабинской лесостепи широко распространяются степные осоково-злаковые ассоциации с эфедрой. Смещение ландшафтно-климатических зон к северу в малый климатический оптимум нам представляется бесспорным, однако для оценки его амплитуды мы не располагаем необходимыми данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Э.В., Волков И.А. Стоянка древнего человека в Барабинской степи (Волчья Грива) // Проблемы четвертичной геологии Сибири. – М.: Наука, 1969. – С. 142–149.
- Арсланов Х.А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена // Радиоуглерод. – Вильнюс, 1971. – С. 205–214.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И. Определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом образцов древесины и торфа по фракции целлюлозы // Тр. Всесоюз. совещ. по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". – Тбилиси, 1970а. – С. 47–50.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И. Увеличение надежности определения возраста ископаемых костей радиоуглеродным методом // Тр. Всесоюз. совещ. по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". – Тбилиси, 1970б. – С. 67–74.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И. и др. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом // Геохимия. – 1968. – № 2. – С. 198–206.
- Арсланов Х.А., Козырева М.Г. К вопросу о датировании современных почв радиоуглеродным методом // Северо-запад европейской части СССР. – Л., 1976. – С. 99–113.
- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И. О синтезе ацетилена из CO_2 для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом // Тр. Всесоюз. совещ. по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". – Тбилиси, 1970. – С. 55–60.
- Арсланов Х.А., Филонов Б.А. О загрязнении образца посторонним углеродом при синтезе карбида лития // Методические исследования в области абсолютной геохронологии. – М., 1976. – С. 85–86.
- Архипов С.А., Левина Т.П., Паньчев В.А. Палинологическая характеристика голоценовых торфяников из долины средней и нижней Оби / Палеопалинология Сибири. – М., 1980. – С. 123–128.
- Бадер О.Н. Проблема смещения ландшафтных зон в голоцене и археология // Первобытный человек и природная среда. – М., 1974. – С. 225–230.
- Базилевич Н.И. Тилы засоления природных вод и почв Барабинской низменности // Тр. Почвенного института им. В.В. Докучаева. – М., 1953. – Т. 36. – С. 172–433.
- Белецкая И.П. Морфология и морфометрия озерных котловин Петропавловского Прииртышья // Географические науки. – Алма-Ата, 1976. – Вып. 6. – С. 67–71.
- Берг Л.С. Некоторые соображения о послеледниковых изменениях климата и о лесостепе // Вопросы географии. – М., 1950. – Вып. 23. – С. 57–84.
- Бердовская Г.Н. К палеогеографии озера Чаны // Пульсирующее озеро Чаны. – Л., 1982. – С. 33–40.
- Бронзов А.Я. Глиняные болота на южной окраине Западно-Сибирской равнинной тайги // Почвоведение. – 1936. – № 2. – С. 224–245.
- Будыко М.И. Эволюция биосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 488 с.
- Букреева Г.Ф., Вотах М.Р., Черноусов С.И. Геологическая и палинологическая характеристика пойменных отложений реки Оби в районе Новосибирска // Палинология и стратиграфия четвертичных отложений бассейнов рек Оби и Енисея. – М., 1966. – С. 45–55.
- Букреева Г.Ф., Полещук В.П. Барабинская степь // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелищениновое и четвертичное время. – М., 1970. – С. 128–164.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 255 с.

- Волков И.А., О гривном рельефе Ишим-Тобольского междуречья // Геология и геофизика. - 1961. - № 9. - С. 115-118.
- Волков И.А., К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. - Новосибирск, 1962. - С. 34-47.
- Волков И.А., Ишимская степь (рельеф и покровные лёссовидные отложения). - Новосибирск, 1965а. - 75 с.
- Волков И.А., Покровные лёссовидные отложения юга Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. - М., 1965б. - С. 440-450.
- Волков И.А., Позднечетвертичная субэаральная формация. - М.: Наука, 1971. - 254 с.
- Волков И.А., Палеогеографическое значение некоторых радиоуглеродных датировок на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. - 1973. - № 2. - С. 3-8.
- Волков И.А., Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. - М., 1976. - Т. 1. - С. 264-289.
- Волков И.А., Новейшая история котловины по геологическим данным // Пульсирующее озеро Чаны. - Л., 1982. - С. 14-25.
- Волков И.А., Архипов С.А., Четвертичные отложения района Новосибирска. - Новосибирск: ИГиГ, 1978. - 89 с.
- Волков И.А., Волкова В.С., О позднеледниковом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Тр. Института геол. и геофиз.- Новосибирск, 1964. - Вып. 44. - С. 109-129.
- Волков И.А., Волкова В.С., Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. - Новосибирск, 1982. - С. 101-108.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И., Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние, 1969. - 332 с.
- Волков И.А., Гуртова Е.Е., Фирсов Л.В. и др., Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 34-40.
- Волков И.А., Зыкина В.С., Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. - 1977. - № 7. - С. 83-94.
- Волкова В.С., Левина Т.П., Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М., 1982. - С. 186-192.
- Волкова В.С., Левина Т.П., Голоцен как эталон для изучения межледниковых эпох Западной Сибири // Палиоэстратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние, 1985. - С. 74-84.
- Вотах М.Р., Палинология и стратиграфия четвертичных отложений Южного Приобья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1969. - 28 с.
- Герасимов И.П., К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины // Исследования подземных вод СССР. - Л., 1934. - Вып. 5. - С. 31-55.
- Герасимов И.П., Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. - 1940. - № 5. - С. 38-46.
- Герасимов И.П., Марков К.К., Ледниковый период на территории СССР. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. - 462 с.
- Герасимов И.П., Чичагова И.А., Некоторые вопросы радиоуглеродного датирования почвенного гумуса // Почвоведение. - 1971. - № 10. - С. 3-11.
- Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков А.В. и др., Палинологическая характеристика и датирование по ^{14}C торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная зона) // Типы болот СССР и принципы их классификации. - Л., 1974. - С. 194-200.
- Городецкая М.Е., Некоторые особенности гривно-ложбинного рельефа юго-запада Западной Сибири в связи с вопросом его генезиса // Изв. АН СССР. - Сер. геогр. - 1962. - № 1. - С. 90-96.
- Городецкая М.Е., О генезисе и возрасте Западно-Сибирских грив // Структурная и климатическая геоморфология. - М., 1966. - С. 166-172.
- Горшенин К.П., Почвы южной части Сибири. - М.: География, 1955. - 590 с.
- Градобоев Н.Д., Прудникова В.М., Сметанин И.С., Почвы Омской области. - Омск, 1960. - 217 с.

- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемой пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. – М.: ОГИЗ – Географгиз, 1948. – 224 с.
- Громов В.И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района // Тр. Ин-та геол. наук. – М., 1940. – Вып. 28. – № 8. – С. 1–47.
- Грязнов М.П. История древних племен верхней Оби // Мат. исслед. по археологии. – М.; Л., 1956. – № 48. – С. 7–85.
- Гуделис В.К. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы // Научные сообщения Института геол. и геогр. АН ЛитССР. – Вильнюс, 1957. – Вып. 4. – С. 18–34.
- Гуделис В.К. К вопросу о проведении стратиграфической границы плейстоцен – голоцен на территории последнего оледенения // Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода. – М., 1961. – С. 76–80.
- Доктуровский В.С. Болота, строение и развитие их. – Бендеры, 1915. – 302 с.
- Ермолова Н.М., Марков Ю.Н. Датирование археологических образцов из могильников эпохи бронзы Южной Сибири // Древние культуры Евразийских степей. – Л., 1983. – С. 95–98.
- Завельский Ф.С. Радиоуглеродное датирование и теоретические модели кругооборота углерода в почвах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1975. – № 1. – С. 27–34.
- Завельский Ф.С. Радиоуглеродное датирование ископаемых (погребенных) почв с учетом кругооборота углерода // Тр. Всесоюз. совещ. по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". – Тбилиси, 1978. – С. 423–430.
- Западно-Сибирская низменность // Абрамович Д.И., Крылов Г.В., Николаев В.А. и др. – М.: География, 1963. – 262 с.
- Зубаков В.А. Вторая половина позднего плейстоцена и голоцен // Геохронология СССР. – Л., 1974. – С. 303–314.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – М.: Наука, 1981. – 204 с.
- Зыкина В.С., Орлова Л.А., Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология и палеогеографические условия поселений эпохи поздней бронзы и раннего железа в районе оз. Чаны // Использование методов естественных и точных наук при изучении древней истории Западной Сибири. – Барнаул, 1983. – С. 11–15.
- Иванова И.К. Ископаемый человек и его культура // Стратиграфия СССР. – М., 1982. – Полумот 1: Четвертичная система. – С. 382–411.
- Илометс М.А., Кофф Т.А., Пуннинг Я.–М.К. и др. О проблемах хроно- и биостратиграфического расчленения голоценовых озерно-болотных отложений // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М.: Наука, 1987. – С. 67–73.
- Ильвес Э.О., Лийва А.А. Определение абсолютного возраста субфоссильных костей радиоуглеродным методом // Изв. АН ЭССР. Сер. биол. – 1964. – Т. 13, № 1. – С. 40–44.
- Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.–М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. – Таллинн, 1974. – 232 с.
- Ильвес Э.О., Пуннинг Я.–М., Лийва А.А. Радиоуглеродное датирование субфоссильных костей // Изв. АН ЭССР. Сер. биол. – 1968. – Т. 17, № 4. – С. 431–433.
- Ильина И.С., Лапшина Е.И., Лавренко Н.Н. Растительный покров Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 248 с.
- Кац Н.Я., Кац С.В. О позднечетвертичной истории ландшафта южной части Западной Сибири // Почвоведение. – 1949. – № 8. – С. 441–456.
- Кац Н.Я., Кац С.В. Об эволюции ландшафта южной части Западной Сибири по данным изучения торфяника // Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. – М., 1950. – С. 63–84.
- Кац Н.Я., Кац С.В., Кипиани М.Г. Палеокарпология и ее методика // Частные методы изучения истории современных экосистем. – М.: Наука, 1979. – С. 25–35.
- Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.П. Атлас растительных остатков в торфах. – М.: Недра, 1977. – 371 с.
- Кац С.В. Этапы развития растительности Западной Сибири в голоцене // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР. – М., 1957. – Вып. 13. – С. 118–124.
- Кенигссон Л.–К. Хроностратиграфическое подразделение голоцена // 27-й Международный геологический конгресс. – М., 1984. – Т. 1. – С. 52–57.
- Кинд Н.В. Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 195–201.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 256 с.

Кинд Н.В., Алексеев В.А. Применение различных углеродсодержащих ископаемых материалов для определения абсолютного возраста по радиоуглероду // Абсолютная геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1963. – С. 70–88.

Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. – 1976. – № 2. – С. 92–98.

Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – С. 143–149.

Косарев М.Ф. Бронзовый век Западной Сибири. – М.: Наука, 1981. – 280 с.

Крылов П.Н. Очерк растительности Сибири // Стат. эконом. бюл. – Томск, 1919. – № 17. – С. 1–24.

Крылов П.Н. Флора Западной Сибири. – Томск: Томск. бот. об-во, 1927. – Т. 1. – 307 с.

Кудряшов В.В. К вопросу о пограничном горизонте среднерусских торфяников // Вестн. торф. дела. – 1918. – № 4. – С. 11–16.

Кузьмина М.С. Растительность Барабы // Исследования Барабинской низменности. – М., 1953. – С. 106–171.

Куркин К.А. О филоценогенезе и селектоценогенезе в связи с геохимической эволюцией ландшафтов (на примере Барабинской лесостепи) // Теоретические проблемы фиценологии и биоценологии. – М., 1970. – С. 58–72.

Левина Т.П. Развитие растительности в низовьях Енисея и средней Оби в голоцене // Палеопалинология Сибири. – М., 1980. – С. 128–141.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология Тоджинской впадины на рубеже позднеледникового и раннего голоцена // Оледенение и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – С. 119–127.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А. Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – С. 136–143.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Скабичевская Н.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология на рубеже плейстоцена и голоцена Предалтайской равнины // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – С. 00–00.

Левковская Г.М. История голоценового облесения Арктики в свете радиоуглеродных дат // Итоги биостратиграфических, литологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. – Уфа, 1977. – С. 15–36.

Левковская Г.М., Кинд Н.В., Завельский Ф.С. и др. Абсолютный возраст торфяников района г. Игарка и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. – 1970. – № 37. – С. 94–102.

Лисс О.А., Березина Н.А., Куликова Г.Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. – М., 1976. – Вып. 6. – С. 69–85.

Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздней и послеледниковой истории Балтики // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР. – 1934. – Т. 4, вып. 1. – С. 17–34.

Мартынов В.А. Основные черты геоморфологии Кулундинской степи // Вестн. Зап.-Сиб. геол. управл. – 1957. – Вып. 1. – С. 31–39.

Мартынов В.А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи) // Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода. – М., 1961. – Т. 3. – С. 89–99.

Мартынов В.А. К истории формирования озер Кулундинской степи // Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. управл. – 1963. – № 2. – С. 50–55.

Мартынов В.А. Верхнеледниковые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. – М., 1966. – С. 9–22.

Мартынов В.А. Геологические и геоморфологические критерии природного районирования Новосибирской области // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Сибири. – Новосибирск, 1980. – С. 2–7.

Мартынов В.А., Проблемы четвертичной геологии внеледниковой области Западной Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. – С. 78–84.

Мартынов В.А., Корявова И.И., Самсонов Г.Л., Стасов В.И. Геологические и гидрогеологические условия оз. Чаны // Пути преобразования речного стока на юге Сибири. – Новосибирск, 1984. – С. 122–136.

Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Никитин В.П. и др. Геоморфологическое строение долины р. Оби в районе г. Новосибирска. – Новосибирск, 1977. – 35 с.

Михайлов Н.И. Западная Сибирь // Физико-географическое районирование СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – С. 310–341.

Молодин В.И. Эпоха неолита и бронзы лесостепного Обь–Иртышья. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 158 с.

Молодин В.И. Бараба в эпоху бронзы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 199 с.

Нейштадт М.И. Торфяные болота Барабинской лесостепи // Тр. центр. торф. опытн. станции. – 1936. – Т. 1. – С. 75–87.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 404 с.

Нейштадт М.И. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. – М.: Наука, 1965а. – С. 66–68.

Нейштадт М.И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. – М.: Наука, 1965б. – С. 112–132.

Нейштадт М.И. Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 5–12.

Нейштадт М.И. О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. – М.: Наука, 1971. – С. 7–13.

Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1983. – № 2. – С. 103–109.

Нейштадт М.И., Стеклов Н.А. О некоторых терминах голоцена и его подразделений // XI Конгресс ИНКВА: Тез. докл. – М., 1982. – Т. 3. – С. 232–233.

Николаев В.А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. – Новосибирск, 1962. – Вып. 27. – С. 4–23.

Николаев В.А. Интересная находка голоценовой флоры в районе Новосибирска // Тр. ИГиГ СО АН СССР. – Новосибирск, 1962. – Вып. 27. – С. 68–71.

Николаев В.А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины // Западно-Сибирская равнина. – М., 1970. – С. 226–255.

Николаев В.А. Рельеф // Новосибирская область: природа и ресурсы. – Новосибирск, 1978. – С. 5–25.

Николаев В.А., Мизеров Б.В., Белецкая Н.П. и др. Рельеф южных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа Северной Азии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – С. 11–47.

Николаев В.А., Пилькевич Н.В. Гривный рельеф и мелиорация Новосибирской области // Оценка природных ресурсов Новосибирской области. – Новосибирск, 1972. – С. 17–32.

Николаев В.А., Пилькевич И.В., Пучкова Д.В. Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – С. 166–178.

Окладников А.П. Сибирь в древнекаменном веке. Эпоха палеолита // История Сибири. – Л., 1968. – Т. 1. – С. 37–94.

Окладников А.П., Григоренко Б.Г., Алексеева Э.В., Волков И.А. Стоянка верхнепалеолитического человека Волчья Грива (раскопки 1968 г.) // Материалы полевых исследований Дальневосточной экспедиции. – Новосибирск, 1971. – Вып. II. – С. 87–131.

Орлова В.В. Климат СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – Вып. 4. – 360 с.

Орлова Л.А. Выделение коллагена из ископаемых костей для радиоуглеродного датирования // Радиоуглерод. – Вильнюс, 1971. – С. 187–190.

Орлова Л.А. Радиоуглеродный возраст ископаемых остатков мамонта на территории СССР // Изв. СО АН СССР. – Сер. общест. наук. – 1979. – Вып. 2. – С. 89–97.

Орлова Л.А. Химическая обработка костей для радиоуглеродного датирования // Физико-химические методы исследования в геологии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. - С. 153-161.

Орлова Л.А., Панычев В.А. Погребенные почвы и проблема надежности датирования их по радиоуглероду // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. - С. 28-36.

Орлова Л.А., Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология и история оз. Чаны в среднем-позднем голоцене // Стратиграфия плейстоцена Сибири. - Новосибирск, 1985. - С. 20-29.

Орлова Л.А., Панычев В.А. Радиоуглеродное датирование дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. - С. 125-135.

Орлова Л.А., Панычев В.А., Николаева И.В. Распределение изотопа ^{14}C в различных углеродсодержащих материалах и фракциях палеопочв в связи с геологическими условиями захоронения // ZPI-Mitt., 3 Arbeitstag, Isot. Natur. 15-18 NOV., 1983. - Leipzig, 1984. - Vol. 1, N 84. - S. 304-312.

Панадиади А.Д. Барабинская низменность. - М.: Географгиз, 1953. - 232 с.

Панин П.С., Мелеск Х.Х. Почвенный покров и районирование мелиоративных мероприятий // Новосибирская область: природа и ресурсы. - Новосибирск, 1978. - С. 125-147.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - 103 с.

Парунин О.Б., Гракова И.В. Методика получения карбида лития из небольших количеств карбонатного материала // Радиоуглерод. - Вильнюс, 1971. - С. 185-187.

Петров Б.Ф. Происхождение рельефа Барабы // Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. - 1948. - № 12. - С. 93-97.

Пилькевич И.В. Гривный рельеф южной части Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - Новосибирск, 1974. - 23 с.

Полунин Г.В. О крупном захоронении мамонтов в Барабинской степи // Мат. по геол., гидрогеол., геофиз. и полезным ископаемым Западной Сибири. Сер. нефт. геол. - Л., 1961. - Вып. 14. - С. 46-48.

Поползин А.Г. Озера Обь-Иртышского бассейна. - Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. - 350 с.

Поползин А.Г. Ресурсы озер Новосибирской области и их хозяйственное значение // Оценка природных ресурсов Новосибирской области. - Новосибирск, 1977. - С. 104-112.

Пульсирующее озеро Чаны. - Л., 1982. - 252 с.

Пуннинг Я.-М.К. Методы датирования позднекайнозойских отложений: возможности и ограничения // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М.: Наука, 1987а. - С. 8-15.

Пуннинг Я.-М.К. Пути и задачи повышения достоверности данных датирования кайнозойских образований // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. - М., 1987б. - С. 283-285.

Серебряный Л.Р. Стратиграфия голоцена на территории СССР // Стратиграфия СССР. - М., 1984. - Полутом 2: Четвертичная система. - С. 499-517.

Серебряный Л.Р., Раукас А.В. Трансбалтийская корреляция краевых ледниковых образований позднего плейстоцена // Верхний плейстоцен, Стратиграфия и абсолютная геохронология. - М.: Наука, 1966. - С. 12-27.

Серебряный Л.Р., Раукас А.В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. - Вильнюс; Балтика, 1967. - Т. 3. - С. 235-250.

Старик И.Е. Ядерная геохронология. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. - 630 с.

Старик И.Е., Арсланов Х.А., Кленер И.Р. Улучшенная методика химической подготовки образцов для датирования по радиоуглероду сцинтилляционным методом // Радиохимия. - 1963. - Т. 5, № 3. - С. 198-205.

Страхов Н.М. Особенности накоплений $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$ в слабоминерализованных водоемах аридных зон // Основы теории литогенеза. - М., 1962. - Т. 3. - С. 85-136.

Сукачев В.Н. О пограничном горизонте торфяников в связи с вопросом о колебании климата в послеледниковое время // Почвоведение. - 1914. - № 1-2. - С. 47-74.

- Сулержицкий Л.Д. Надежность ^{14}C дат по костям млекопитающих // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. - М., 1987. - С. 291-293.
- Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - 292 с.
- Тюремов С.Н. Торфяные месторождения и их разведка. - М.; Л.: Госэнергоиздат, 1949. - 464 с.
- Тюремов С.Н. Возраст торфяных месторождений и история развития древесной растительности // Торфяной фонд РСФСР. Сибирь, Дальний Восток. - М., 1956. - С. 114-128.
- Федорович Б.А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии // Материалы по четвертичному периоду СССР. - М.; Л., 1950. - Вып. 2. - С. 221-233.
- Федорович Б.А. Вопросы происхождения лесса в связи с условиями его распространения в Евразии // Тр. Института географии АН СССР. - 1960. - Вып. 80. - С. 96-117.
- Федорович Б.А. О происхождении и палеогеографии Прииртышских равнин // Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода. - М., 1961. - Т. III. - С. 346-352.
- Фейлинг-Хансен Р.В. Корреляционная схема позднечетвертичных отложений Норвегии // Тр. Научно-исследовательского института геологии Арктики. - М., 1965. - Т. 145. - С. 25-40.
- Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П. и др. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника Болото Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. - С. 96-117.
- Фирсов Л.В., Орлова Л.А. Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчья Грива // Материалы полевых исследований дальневосточной археологической экспедиции. - Новосибирск, 1971. - Вып. II. - С. 132-134.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Абсолютные датировки позднелепесточных - голоценовых террас Верхнего Приобья // Геология и геофизика. - 1971. - № 8. - С. 88-97.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Вакуумная установка для синтеза бензола // Физико-химические методы исследования в геологии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. - С. 171-174.
- Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.П. и др. Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. - 1974. - № 41. - С. 121-127.
- Хотинский Н.А. Сопоставление схем зонального деления поздней и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней // Докл. АН СССР. - 1964. - Т. 156, № 1. - С. 74-77.
- Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта - Сернандера // Голоцен. - М.: Наука, 1969. - С. 78-90.
- Хотинский Н.А. Некоторые проблемы дальнейшей корреляции голоценовых отложений на основе радиоуглеродной хронологии и пыльцевой стратиграфии // Проблемы периодизации плейстоцена. - Л., 1971. - С. 114-117.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. - М.: Наука, 1977. - 200 с.
- Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М., 1982. - С. 142-147.
- Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. - М.: Наука, 1987. - С. 39-45.
- Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. - М.: Наука, 1979. - 286 с.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. - М.: Наука, 1985. - 158 с.
- Чичагова О.А., Левитан Д.Г. Опыт применения радиоуглеродного метода для определения возраста почв // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1962. - № 2. - С. 80-84.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоактивного датирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1975. - № 5. - С. 111-120.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Радиоуглеродные исследования открыто-закрытых систем (на примере ^{14}C -датирования почв) // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. - М., 1987. - С. 303-305.

- Членова Н.Л. Хронология памятников карасукской эпохи. - М., 1972. - 163 с.
- Шарпенсил Г.В. Радиоуглеродное датирование почв // Почвоведение. - 1971. - № 1. - С. 34-42.
- Шнитников А.В. Озера Западной Сибири и Северного Казахстана и многовековая изменчивость увлажненности степей // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. - 1957. - Т. V. - С. 5-63.
- Шнитников А.В. Озера Западной Сибири - индикаторы колебаний общей увлажненности их бассейнов // Тр. Лабор. озеровед. АН СССР. - 1963. - Т. XV. - С. 4-74.
- Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. - Л., 1969. - 245 с.
- Шнитников А.В. Большие озера Срединного региона и некоторые пути их использования // Озера Срединного региона. - Л., 1976. - С. 5-133.
- Шнитников А.В. История бассейна в эпоху позднего голоцена и историческое время // Пульсирующее озеро Чаны. - Л., 1982. - С. 25-33.
- Шулия К.С., Луянас В.Ю., Кибилда З.А. и др. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений котловины озера Бебрукас // Тр. Института геологии. - Вильнюс, 1967. - Вып. 5. - С. 231-238.
- Andersson G. Svenska växtvorldens historia. - Stockholm, 1896. - 136 p.
- Bennet C.L. Radiocarbon dating with accelerators (Direct detection of ^{14}C promises to revolutionize radiocarbon dating) // American Scientist. - 1979. - Vol. 67. - P. 450-457.
- Bennet C.L., Beukens R.P., Clover M.R. et al. Radiocarbon Dating with Electrostatic Accelerators; Dating of Milligram samples / Sci. - 1978. - Vol. 201, N 4353. - P. 345-347.
- Berglund B.E. Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. 1. Late-Glacial time // Opera Botanica. - 1966. - Vol. 12, N 1. - P. 1-180.
- Berglund B.E. Holocene chronology // GFF. - 1982. - Vol. 104, pt 3. - P. 256-259.
- Blytt A. Forsog til en Theori om Indvandringen of Nordes Flora // Nyt Mag. Naturvid. - 1876a. - N 21. - P. 279-362.
- Blytt A. Immigration of the Norwegian flora. - Oslo: Gammexmeyer, 1876b. - 89 p.
- Bowler I.M., Polach H.A. Radiocarbon analyses of soil carbonates; an evolution from paleosoils in southeastern Australia // Paleopedology - origin, nature and dating of paleosols. - Israel, 1971. - P. 97-108.
- Broecker W.S., Kulp J.L. The radiocarbon method of age determination // American antiquity. - 1956. - Vol. 22, N 1. - P. 1-11.
- Brown R.M., Andrews H.R., Ball G.C. et al. ^{14}C content of ten meteorites measured by tandem accelerator mass spectrometry // Earth and Planetary Sci. Letters. - 1984. - Vol. 67, N 1. - P. 1-9.
- Campbell C.A., Paul E.A., Rennie D.A., McCallum L.I. Applicability of the carbon dating method of analysis to soil humus studies // Soil. Sci. - 1967. - N 104. - P. 217-224.
- Costin A.B., Polach H.A. Dating soil organic matter. Applicability to buried soils in the Koscinski area N.S.W. // Atomic Energy in Australia. - 1969. - N 12. - P. 7413.
- Donner J. The Quaternary of Finland // The Quaternary. - N.Y. - London - Sidney, 1965. - Vol. 1. - P. 199-276.
- Erdtman G. Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwestschweden. - Uppsala, 1921. - 173 p.
- Fairbridge R.W. Holocene Postglacial or Recent epoch // The Encyclopedia of Geomorphology. - N.Y., 1968. - P. 525-536.
- Fegri K. Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. 2. Zur spätquartären Geschichte Jerens. Bergens Mus. Arbck. 1939-1940 // Naturv. rekke. - 1940. - N 7. - P. 1-201.
- Geyh M.A., Bensler I.H., Roeschman G. Problems of dating pleistocene and Holocene soils by radiometric methods // Paleopedology - origin, nature and dating of paleosols. - Israel, 1971. - P. 63-75.

Godwin H. Radiocarbon dating and Quaternary history in Britain // Proc. Roy. Soc. London. Ser. B. - 1961. - Vol. 153, N 952. - P. 287-320.

Hafsten U. A subdivision of the Late Pleistocene Period on a synchronous basis, intended for global and universal usage // Palaeogr., Palaeochim., Palaeocol. - 1970. - N 7. - P. 279-296.

Iversen J. The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. - Uppsala Universitets Arsskrift, 1958. - 210 p.

Iversen J. Naturens udvikling siden sidste istid // Danmarks Natur 1. - Copengagen, 1967. - P. 345-445.

Libby W.E. Radiocarbon dating. - Chicago - London - Cambridge, 1955. - 175 p.

Mangerud J., Andersen S.A., Berglund B.E., Donner J.I. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // Boreas. - 1974. - Vol. 3, N 3. - P. 109-126.

Mörner N.-A. The Pleistocene / Holocene boundary: a proposed boundary - stratotype in Gothenburg, Sweden // Boreas. - 1976. - Vol. 5, N 4. - P. 193-275.

Müller K.A. Radioisotope dating with a cyclotron // Sci. - 1977. - N 196. - P. 489-494.

Neustadt M.I. The lower Holocene boundary // Proc. VII Congr. Internat. Assoc. Quaternary Palaeology. - New Haven, London: Vale Univer. Press, 1967. - P. 415-425.

Neustadt M.I., Firsov L.V., Orlova L.A., Panythey V.A. Some Peculiarities of Holocene Processis in Western Siberia // Geoforum Oxford England. - 1974. - P. 35-54.

Nilsson T. Ein neues Standartpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen // Danske Vidensk. Biol. - 1935. - N 5. - P. 27-58.

Nilsson T. Standartpollendiagramme und ^{14}C - Datierungen aus dem Ageruds Mosse im mittleren Schonen // Lunds Universitets Arsskrift, N.F. - 1964. - Avd. 2, Bd 59, N 7. - S. 1-52.

Olson E.A. The problem of sample contamination in radiocarbon dating - Columbia Univ., 1963. - 230 p.

Olsson L., Blake W. Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitzbergen // Norsk Geol. Tidsskr. - 1961-1962. - Bd 18, N 1-2. - S. 47-64.

Polach H.A., Costin A.B. Validity of soil organic matter radiocarbon dating buried soils in snowy mountains southeastern Australia as example // Paleopedology - origin, nature and dating of paleosols. - Israel, 1971. - P. 86-96.

Post von L. The prospect for pollen analysis in the study of the Earth's climatic history // New Phytologist. - 1946. - Bd 45. - S. 194-217.

Richard A. Müller, Edward J. Stephenson, Terry S. Mast. Radioisotope Dating with an Accelerator: A Blind Measurement. // Sci. - 1978. - Vol. 201, N 4353. - P. 347-348.

Scharpenseel H.W. Radiocarbon dating of soils - problems, troubles, hopes // Paleopedology - origin, nature and dating of paleosols. - Israel, 1971. - P. 77-81.

Sernander R. Studier öfver den Gotländska vegetationes utvecklingshistoria. - Uppsala, 1894. - 112 p.

Sinex F.M., Faris M.E. Isolation of gelatine from ancient bones // Sci. - 1959. - Vol. 129, N 3354. - P. 969.

Sorsa P. Pollenanalytische Untersuchungen sur spatquartären Vegetations and Klimaentwicklung in östlichen Nordfinland // Ann. Botan. Fennici. - 1965. - N 2. - P. 301-413.

Stahl A. Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torf - moore // Mitt. 23. Gorsch. Mecklenburg. Geol.Landesanstalt. - 1913. - P. 89-112.

The Pleistocene / Holocene boundary in South-Western Sweden.
Olausson E. edit. - Uppsala, 1982. - 228 p.

Tolonen K. Über die Entwicklung der Moore in finnisch Nordkarelien // Ann. Bot. Fennici. - 1967. - N 4. - P. 219-416.

Turner C., West R.G. The subdivision and zonation of interglacial periods // Eiszeitalter und Gegenwart. - 1968. - N 19. - S. 93-101.

Weber S.A. Die ursprüngliche vegetation and Aufbau der nordwestdeutschen Hochmoore // Sitzungber Naturwiss. Vereins. - Bremen, 1898.- S. 187-193.

Weber S.A. Über die Moore, mit besonderer Berücksichtigung der zwischen Unterweser und Untereibe liegenden // Jahresber Männer Morgenstern. - 1900. - N 3. - S. 453-486.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. <u>Основные проблемы голоцена и методика исследований</u>	5
Климатостратиграфия и геохронология голоцена	—
К методике радиоуглеродного датирования	14
Глава II. <u>Общие сведения о районе исследований</u>	20
Геолого-геоморфологическое строение и гидрографическая сеть	—
Климат, почва, растительность, животный мир	25
К истории изученности голоценовых отложений Барабы	28
Глава III. <u>Стратиграфия и палеоклиматическая интерпретация датированных разрезов</u>	30
Новосибирское Приобье	—
Восточно-Барабинский район	57
Западно-Барабинский район	76
Глава IV. <u>Древний человек на территории Барабы</u>	97
Палеолит	98
Неолит	100
Эпоха бронзы	101
Глава V. <u>Хроностратиграфия голоцена Барабы</u>	106
Заключение	115
Список литературы	117

Научное издание

Орлова Любовь Александровна

ГОЛОЦЕН БАРАБЫ
(стратиграфия и радиоуглеродная хронология)

Редактор издательства Л.М. Акентьева

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Пискун

Технический редактор Н.М. Остроумова

Корректоры Р.К. Червова, И.А. Абрамова

ИБ № 34647

Сдано в набор 22.11.89. Подписано к печати 03.05.90.
МН-01433. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 10,4+вкл. Усл. кр.-отт. 11,2.
Уч.-изд. л. 12,2. Тираж 500 экз. Заказ № 918.
Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука".
Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.