

ФОНДЫ  
Геологического института  
Академии наук СССР  
ИНВ. №

Н. В. КИНД

ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ПОЗДНЕГО  
АНТРОПОГЕНА  
ПО ИЗОТОПНЫМ  
ДАНЫМ

---

N. V. KIND

LATE QUATERNARY  
GEOCHRONOLOGY ACCORDING  
TO ISOTOPES DATA

*Transactions, vol. 257*



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1974

Н. В. КИНД

ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА  
ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

*Труды, вып. 257*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.  
Книд Н.В. Труды ГИН, вып. 257. М., "Наука".

Более ста радиоуглеродных дат для хорошо изученных разрезов верхнечетвертичных отложений позволили наметить геохронологическую шкалу позднего антропогена Сибири. Сравнение ее с геохронологическими данными для Северной Америки, Европы и океанических областей доказывает одновременность крупных и мелких изменений климата, во всяком случае для северного полушария. Вместе с тем вызванные ими природные процессы протекали существенно различно в зависимости от конкретной физико-географической обстановки каждого региона. В отношении ледниковых процессов можно говорить об их хронологической гетеродинамии, т.е. о различии в интенсивности оледенений при их одновременности и однонаправленности. Выявление причин этих различий может пролить свет на проблему крупных материковых оледенений антропогена.

Табл. 17. Иллюстраций 103. Библ. 468 назв.

**Редакционная коллегия:**

академик А.В.Пейве (главный редактор),  
академик В.В.Меннер, В.Г.Гербова, П.П.Тимофеев

**Ответственный редактор**

**К.В.Никифорова**

**Editorial board:**

Academician A.V. Peive (Editor-in-chief),  
Academician V.V.Menner, V.G.Gerbova, P.P.Timofeev

**Responsible editor**

**K.V.Nikiforova**

## ВВЕДЕНИЕ

Широкие корреляции антропогенных отложений и синхронизация геологических событий, протекавших на отдаленных друг от друга территориях, составляют одну из главных задач четвертичной геологии. Это – тот путь, по которому всегда следовали ученые для воссоздания истории позднейшего этапа развития нашей планеты. Но только недавно появилась реальная возможность проводить эти корреляции, опираясь на строго объективные критерии. Таким критерием могут служить в первую очередь данные абсолютной геохронологии.

Развитие за последние два десятилетия целого комплекса новых радиологических методов определения возраста четвертичных отложений вызвало в свою очередь бурное развитие геохронологических исследований, направленных на создание шкалы "абсолютного" летосчисления. Разработка такой шкалы в значительной мере сводится к хронологической привязке тех глобальных изменений климата и сопутствующих им оледенений, которые и составляют главную особенность антропогена.

Как известно, изучая многие явления, протекавшие на суше и в океанических областях, можно получить информацию о колебаниях климата в прошлом. Однако надежность и полнота этой информации весьма различны. Наиболее детальная реконструкция палеоклиматов до последних лет опиралась на изучение процессов, протекавших на континентах. В северных широтах или горных областях они регистрируются по следам крупных оледенений, стадий или отдельных ледниковых подвижек. Во внеледниковых областях неоценимый материал может дать изучение лёссовых разрезов, ископаемых почв и криогенных текстур. Исключительно ценную информацию о тонких колебаниях климата дает история растительности. Для океанических областей имеются свои пути реконструкции палеоклиматов. Это – изучение палеотемператур океанических вод, эвстатических изменений уровня Мирового океана, состава донных осадков и т.д. Каждый из этих путей имеет свои трудности, нередко понижающие точность полученных данных.

Вместе с тем возможности самих методов абсолютного датирования и надежность результатов их применения также весьма различны. Наиболее надежным до последнего времени остается радиоуглеродный метод, но возможности его, к сожалению, весьма ограничены. Сравнительно недавно разработанные методы датирования, использующие распад короткоживущих изотопов урановых рядов, еще далеки от совершенства, несмотря на значительные успехи, достигнутые как у нас, так и за рубежом. Результаты их применения часто противоречивы, в особенности для возраста свыше 150–200 тыс. лет. Более "молодые" даты, особенно для морских отложений, подкрепленные рядом контрольных измерений, могут считаться достаточно надежными. Все это в равной мере относится и к "молодым" калий–аргоновым датам, с той лишь разницей, что достоверность их имеет не обратную, а прямую зависимость от возраста. В связи с этим достаточно стройная геохронологическая шкала может быть разработана пока только для самых верхов антропогена и, в особенности, для того отрез-

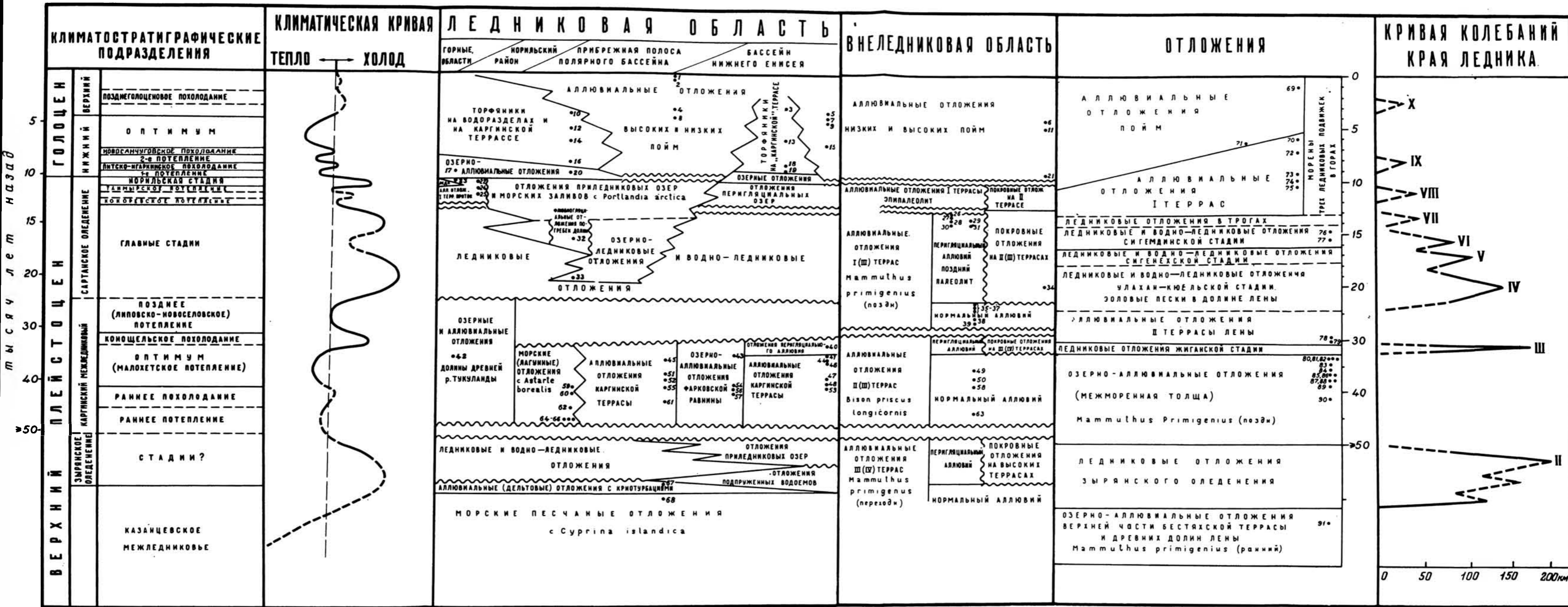


Рис. 67. Сопоставление стратиграфии и абсолютной геохронологии Приверхоянья и Приенисейской Сибири

Точками с номерами показано положение датированных по  $C^{14}$  проб: 1 - 220±140 (ГИН-21); 2 - 765±85 (ГИН-22); 3 - 3600±170 (ЛГ-34); 4 - 3700±100 (ГИН-23); 5 - 4000±90 (ГИН-235); 6 - 4150±90 (ГИН-110); 7 - 4220±210 (ЛГ-28); 8 - 4330±160 (ГИН-24); 9 - 4530±110 (ЛГ-27); 10 - 4610±190 (ЛЕ-382); 11 - 4900±50 (ГИН-307); 12 - 5700±50 (ГИН-321); 13 - 6030±100 (ГИН-181); 14 - 6800±200 (ГИН-25); 15 - 7400±140 (ГИН-234); 16 - 8500±250 (ГИН-26); 17 - 9140±50 (ГИН-263); 18 - 9200±40 (ГИН-179); 19 - 9400±120 (ГИН-180); 20 - 9540±50 (ГИН-260); 21 - 9700±90 (ГИН-209); 22 - 10 500±60 (ГИН-314); 23 - 10 700±200 (ГИН-315); 24 - 11 450±250 (Т-297); 25 - 11 700±300 (МО-3);

26 - 12 180±120 (ЛЕ-770); 27 - 12 940±270 (ЛЕ-528); 28 - 13 300±50 (ГИН-91); 29 - 13 330±100 (ГИН-90); 30 - 14 320±330 (ЛЕ-469); 31 - 15 480±320 (ЛЕ-540); 32 - 15 300±200 (ГИН-421); 33 - 19 900±500 (ГИН-311); 34 - 20 900±300 (ГИН-117); 35 - 24 100±300 (ГИН-308); 36 - 24 800±120 (ГИН-162); 37 - 26 300±900 (ЛГ-19); 38 - 27 200±350 (ГИН-208); 39 - 28 800±500 (ГИН-237); 40 - 32 500±700 (ГИН-99); 41 - 33 600±400 (ГИН-350); 42 - 34 300±350 (ГИН-356); 43 - 34 800±500 (ГИН-349); 44 - 35 400±300 (ГИН-140); 45 - 35 500±900 (ГИН-258); 46 - 35 800±600 (ГИН-76); 47 - > 35 900 (ЛГ-33); 48 - 36 900±400 (ГИН-98); 49 - 37 000±1900 (ГИН-61); 50 - 37 950±1150 (КСМ-10); 51 - 38 200±1200 (ГИН-259); 52 - 39 100±1000 (ГИН-257); 53 - 39 700±460 (ГИН-328); 54 - 40 200±1100 (ГИН-346); 55 - 40 300±800 (ГИН-319); 56 - 40 300±700 (ГИН-348); 57 - 40 900±1500 (ГИН-347); 58 - 41 600±1300 (КСМ-11); 59 - 42 000±700 (ГИН-264); 60 - 42 200±1000 (ГИН-387);

61 - 43 500±700 (ГИН-256); 62 - 46 000±900 (ГИН-370a); 63 - 47 000±1000 (КСМ-41); 64 - > 37 000 (ГИН-374); 65 - > 45 800 (ГИН-369a); 66 - > 51 000 (ГИН-3736); 67 - > 48 000 (ГИН-255); 68 - > 45 000 (ГИН-101); 69 - 1560±40 (ГИН-273); 70 - 6200±100 (ГИН-222); 71 - 6700±50 (ГИН-274); 72 - 7100±40 (ГИН-271); 73 - 9160±170 (ГИН-272); 74 - 9820±50 (ГИН-384); 75 - 10 325±35 (ГИН-153); 76 - 15 100±60 (ГИН-332); 77 - 15 800±60 (ГИН-333); 78 - 29 500±250 (ГИН-345); 79 - 30 400±300 (ГИН-224); 80 - 33 600±700 (ГИН-339); 81 - 33 700±800 (ГИН-155); 82 - 33 900±900 (ГИН-337); 83 - 34 400±360 (ГИН-337); 84 - 35 000±700 (ГИН-342); 85 - 35 600±1000 (ГИН-225); 86 - 35 700±500 (ГИН-340); 87 - 36 800±350 (ГИН-336); 88 - 36 800±300 (ГИН-226); 89 - 37 300±700 (ГИН-343); 90 - 40 700±600 (ГИН-149); 91 - > 45 000 (ГИН-154)

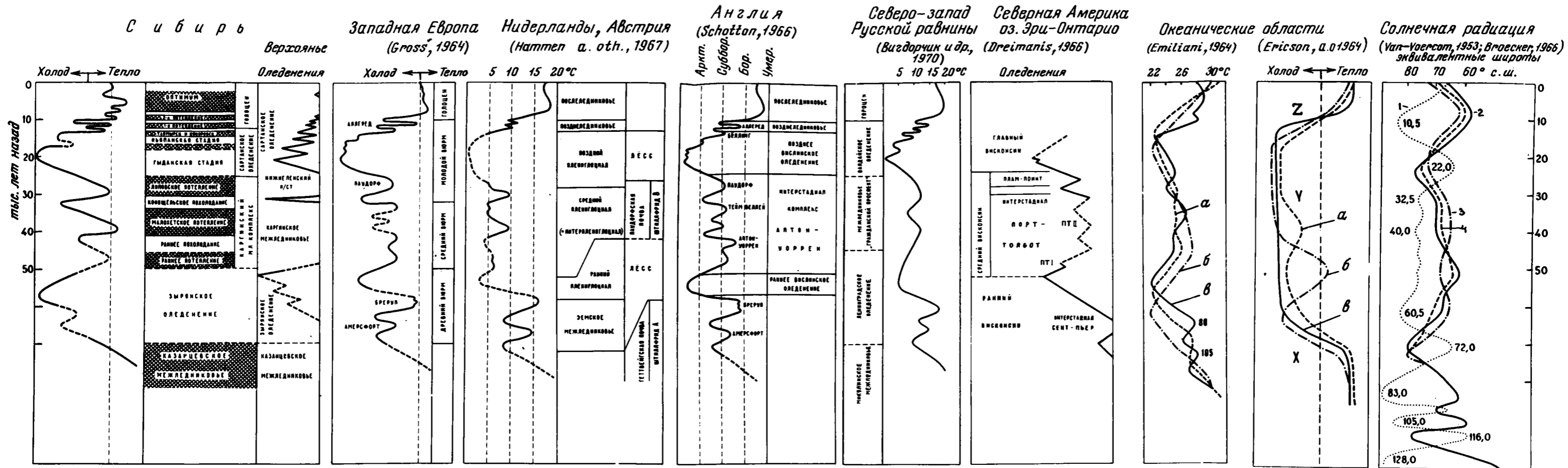


Рис. 102. Сопоставление некоторых геохронологических схем, климатических и "ледниковых" кривых позднего антропогена для территории Евразии, Северной Америки и для океанических областей, сравнение их с кривыми солнечной радиации

1 - для зимнего периода; 2 - для летнего периода (по Ван-Вуркому); 3, 4 - для летнего периода (по Брэккеру); а - скв. А-179-4; б - скв. А-172-4; в - генерализованная кривая. X, Y, Z - зоны Эриксона

ка времени, на который распространяется радиоуглеродный метод. Именно для этого отрезка наблюдается хорошее совпадение шкал, построенных на совершенно различных системах информации.

Геохронологическую шкалу, опирающуюся на радиоуглеродный метод, впервые начали разрабатывать в США и Западной Европе. Значительные успехи, достигнутые в этом направлении, дали возможность сопоставить во времени крупные ледниковые события, протекавшие на обоих континентах. Уже на первых порах применения радиоуглеродного метода была установлена одновременность последнего крупного позднеплейстоценового оледенения и одного из поздних интерстадиальных потеплений. Это подкрепило уже существовавшую идею о синхронности изменений климата на Земле. По мере накопления фактов это положение все больше подтверждалось. Большое значение имели геохронологические исследования в СССР, которые начали проводиться и бурно развернулись за последнее десятилетие.

До недавнего времени территория Азиатской части нашей страны представляла собой в этом отношении "белое пятно", что препятствовало широким геохронологическим сопоставлениям в пределах всего северного полушария. Сейчас мы располагаем уже большим числом радиоуглеродных дат, которые дают возможность более точно расшифровать последние страницы геологической истории этой огромной территории. Попытка сопоставить во времени главные черты позднечетвертичной истории Сибири — смену климатов и ледниковые явления — с геохронологией других территорий северного полушария составляет главное содержание работы.

В основу ее положены многолетние исследования автора, направленные на разработку "абсолютной" геохронологической шкалы позднего плейстоцена и голоцена применительно к территории Сибири. Работы проводились совместно с радиоуглеродной группой лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР. Использованы также даты, полученные другими отечественными лабораториями. Главными опорными районами для этих исследований были выбраны приенисейская часть Сибири и Приверхоянье, где стратиграфия верхнего антропогена разработана особенно полно. Здесь же проведены и полевые исследования. В соответствии с этим значительная часть работы посвящена рассмотрению позднечетвертичных отложений указанных районов, характеристике датированных разрезов и их стратиграфическому и палеоклиматическому обоснованию. Полученные данные позволили внести некоторые изменения и уточнения в стратиграфию и подразделение верхнего антропогена. Они же легли в основу разработанной автором схемы "абсолютной" геохронологии позднего плейстоцена и голоцена Сибири.

Геохронологические исследования в Сибири как бы перекинули "мост", соединяющий Северо-Американский континент с Евразийским, и в значительной мере облегчили межконтинентальную корреляцию геологических и климатических событий позднего антропогена, составляющую содержание второй части работы. В ней приведены основные материалы по геохронологии Северной Америки и Европы. Рассмотрены также данные по палеоклиматам, полученные для океанических областей. При этом автор не ставил себе целью исчерпывающую характеристику палеоклиматов и тем более высказывать какие-либо суждения о причинах их изменчивости. Основной упор сделан на установление возраста рубежей климатических изменений и связанных с ними геологических событий и на их корреляцию. Далеко не исчерпан круг вопросов, охватывающих понятие "палеогеографические изменения". Так, совершенно в стороне остались, например, сложная проблема "аридов" и "плювиалов" и тесно связанный с ней вопрос об истории замкнутых водоемов. Предпочтение отдается ледниковым событиям и отчасти — эволюции ландшафтов.

Сравнительный анализ природных процессов, одновременно протекавших как в пределах Сибири, так и на более обширных территориях, дал возможность обосновать некоторые теоретические положения, касающиеся синхронности изменений климата, характера их проявления на различных территориях и связи их с оледенениями.



## Часть I

# ГЕОХРОНОЛОГИЯ СИБИРИ

### Глава I

## К ИСТОРИИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА СИБИРИ

Самая первая радиоуглеродная дата для Сибири —  $11\,700 \pm 300$  л.н. (Mo-3)<sup>1</sup> — была получена в 1954 г. по древесине ископаемой лиственницы, отобранной Б.А.Тихомировым из мамонтового горизонта на северном берегу Таймырского озера (Виноградов, 1954). В это время начала свою деятельность первая отечественная радиоуглеродная лаборатория, организованная А.П.Виноградовым и ныне покойным А.В.Трофимовым в Институте геохимии и аналитической химии им. Вернадского (ГЕОХИ). В эти же годы М.Н.Алексеев сделал первую попытку применить метод радиоуглеродного датирования при изучении четвертичных отложений в бассейне р. Вилюй. Большинство образцов, отобранных им из аллювия низких террас и проанализированных в лаборатории ГЕОХИ, показало возраст более 30 000 лет (Mo-138 — 141) (Виноградов и др., 1959; Алексеев, 1961).

Позднее в той же лаборатории была датирована серия образцов из голоценовых отложений, отобранных Ю.А.Лаврушиным в 1960 г. в бассейне р. Индигирки. Опробованию подвергались древесина и торф из аллювиальных осадков низкой и высокой поймы р. Индигирки и ее притоков, а также из послеледниковых осадков, выполняющих термокарстовые западины. Было получено 10 радиоуглеродных дат в интервале  $8670 \pm 270$  (Mo-232) и  $3700 \pm 145$  л.н. (Mo-226) (Лаврушин и др., 1963).

Детальное изучение стратиграфических соотношений опробованных толщ и проведенные Р.Е.Гитерман спорово-пыльцевые анализы позволили авторам наметить первую схему расчленения и радиоуглеродной хронологии голоцена для Сибирского Севера. Было установлено, что внутриголоценовое потепление, или "климатический оптимум", в бассейне р. Индигирки хорошо фиксируется по положению в разрезах остатков древовидной березы и по значительному содержанию в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесных пород и кустарников. Начало его определяется датой  $8670 \pm 270$  л.н. (Mo-232), полученной по древесине березы из основания озерно-аласных отложений, выполняющих термокарстовую западину на поверхности первой надпойменной террасы Индигирки. Средняя часть разреза охарактеризована датой  $6850 \pm 225$  л.н. (Mo-245), которая, по-видимому, синхронна оптимуму этого потепления. Время его окончания определяется датой  $4770 \pm 280$  л.н. (Mo-229) по стволу той же древовидной березы у верхней границы ее распространения в разрезе высокой поймы р. Эрчи. Более молодая дата  $4125 \pm 180$  л.н. (Mo-227) относится к основанию видимой части разреза высокой поймы Индигирки. По палеоботаническим данным, она характеризует начало похолодания, которое в дальнейшем привело к отступанию древесной растительности на юг и формированию мощных ледяных жил в высоких широтах бассейна Индигирки.

<sup>1</sup>Лет назад, или возраст от 1950 г.

Полученные материалы по расчленению толщ голоцена в целом согласуются с теми представлениями о хронологии внутриголоценовых колебаний климата, которые существовали у западноевропейских исследователей.

Систематические исследования, направленные на разработку "абсолютной" геохронологической шкалы верхнего отрезка четвертичной системы применительно к территории Сибири, начали проводиться с 1962 г. Геологическим институтом АН СССР, располагавшим к этому времени собственной радиоуглеродной лабораторией. В качестве первоочередного района для этих исследований был выбран бассейн нижнего течения Енисея, где стратиграфия четвертичных отложений изучена достаточно полно. Именно на основании детальных работ на территории Приенисейского Севера и смежных районов В.Н.Саксом была разработана стратиграфическая схема четвертичных отложений севера Сибири, которая, несмотря на некоторые изменения и дополнения, внесенные в нее при позднейших исследованиях, до настоящего времени представляется наиболее полной. На этой же территории располагаются стратотипические разрезы для ряда выделенных В.Н.Саксом горизонтов среднего и верхнего плейстоцена: санчуговского, казанцевского, каргинского. Все это позволяет считать район Нижнего Енисея опорным. Существенно и то, что он занимает промежуточное положение между Западной и Восточной Сибирью.

Первые специальные исследования проводились в 1962 г. автором совместно с Л.Д.Сулержицким и С.Л.Троицким (Институт геологии и геофизики СО АН СССР) по долинам Енисея и его притоков от с. Казанцево до Туруханска. Было изучено 20 разрезов верхнечетвертичных отложений и отобрано несколько десятков проб древесины и торфа из отложений всех основных стратиграфических горизонтов: от казанцевского до голоцена включительно. Результаты определения первой серии этих образцов, полученные В.А.Алексеевым в лаборатории ГИН АН СССР, были освещены в ряде публикаций (Кинд и др., 1964; Чердынцев и др., 1964; Алексеев и др., 1965).

Для каргинских отложений в разрезе одноименной террасы на р. Малая Хета были получены две даты:  $28\ 800 \pm 400$  л.н. (ГИН-27) для средней части видимого разреза аллювия, которому отвечают оптимум потепления, и  $21\ 700 \pm 1700$  л.н. (ГИН-55) для его верхней части, для которой на спорово-пыльцевой диаграмме намечается похолодание (Алексеев и др., 1965, рис. 1). Три даты -  $8500 \pm 250$  (ГИН-26),  $6800 \pm 280$  (ГИН-25) и  $4610 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-382) - были получены по древесине из торфяников, залегающих в понижениях на поверхности "каргинской" террасы и характеризующихся спорово-пыльцевыми спектрами, типичными для голоценового "климатического оптимума". Эти даты прекрасно согласуются с приведенными выше датами для бассейна Индигирки и подтверждают границы внутриголоценового потепления: от 8800-8500 до 4500 л.н. В хорошем согласии оказались и даты по высокой пойме Енисея: образец древесины из основания видимой части ее разреза показал возраст  $4330 \pm 160$  л.н. (ГИН-24).

На более высоком по течению отрезке Енисея опробовались аллювиальные отложения 30-метровой террасы в районе г. Игарка, залегающие с глубоким размывом на зырянских ледниковых и водно-ледниковых образованиях. В.Н.Сакс сопоставлял их с каргинским аллювием в разрезе на Малой Хете. Образец древесины из шахты Игаркинской мерзлотной станции с глубины 6,5 м показал возраст  $21\ 350 \pm 650$  л.н. (ГИН-28), который оказался "замороженным" по сравнению с ранее полученным в лаборатории ГЕОХИ для тех же отложений: старше 24 500 л.н. (Мо-4). На основании этих дат и двух дат из разреза на р. Малая Хета (ГИН-27 и 55) возрастные рамки каргинского межледниковья намечались примерно в 28 000-22 000 л.н. Это значительно изменило прежние представления о возрасте аллювиальных отложений в разрезе на Малой Хете; некоторые исследователи сопоставляли их с аллередом Европы. Залегающие выше водно-ледниковые образования, относимые к сартанскому оледенению, считались аналогом сальпаусселля Европы (Урванцев и др., 1958; Зубаков, 1963). Полученные материалы по абсолютной хронологии в низовьях Енисея дали основание сопоставить каргинское теплое время с паздурфским интерстадиалом Европы и плам-пойн-

том Северной Америки, сартанское оледенение – с вьюром 3 и классическим висконсинном, а зырянское оледенение – с вьюром 1 и вьюром 2 Европы (Кинд, 1963б; Чердынцев и др., 1964; Алексеев и др., 1965). Следует, однако, указать, что все перечисленные даты были получены в самые первые месяцы работы радиоуглеродной лаборатории ГИН по этилбензолному варианту сцинтилляционного метода счета  $C^{14}$ . Этот вариант, как выяснилось, оказался недостаточно надежным для древних образцов, так как он включает некоторые химические реакции, при которых возможно поглощение воздушного  $CO_2$ , а следовательно, и замоложение возраста по  $C^{14}$  против истинного. Вскоре он был заменен значительно более совершенным – бензолным вариантом, который исключает подобные неточности и, кроме того, расширяет предел определения возраста.

Из-за расхождения дат ГИН-28 и Мо-4 образец древесины из каргинских отложений у г. Игарка был вторично измерен по бензолу и показал значительно более древний возраст:  $35\ 400 \pm 300$  л.н. (ГИН-140). Близкими по возрасту оказались и залегающие в аналогичных стратиграфических условиях считающиеся также каргинскими песчано-галечные и галечно-валунные отложения в средней части разреза второй 30–35-метровой террасы Енисея на отрезке Игарка – Туруханск ( $35\ 800 \pm 600$  л.н., ГИН-76, и  $36\ 900 \pm 400$  л.н., ГИН-98) и третьей террасы р. Нижней Тунгуски у фактории Учами ( $37\ 000 \pm 1900$  л.н., ГИН-61). Все эти отложения перекрываются монотонной толщей горизонтальнослоистых тонкозернистых осадков со следами криогенных нарушений, которым ранее приписывался сартанский возраст и которые оказались не моложе 32 000 лет ( $32\ 500 \pm 700$  л.н., ГИН-99). К этому же времени было получено несколько близких дат из интерстадиальных отложений Нижней Лены:  $40\ 760 \pm 580$  (ГИН-149),  $36\ 800 \pm 1300$  (ГИН-226),  $35\ 600 \pm 1000$  (ГИН-226),  $35\ 600 \pm 100$  л.н. (ГИН-155) (Чердынцев и др., 1966). Таким образом, встал вопрос о существовании значительного позднезырянского потепления в интервале примерно 40 000–35 000 л.н. (Кинд, 1965, 1966, 1967; Kind, 1967). К этому потеплению относился глубокий врез и накопление нижних, скрытых под урезом реки пачек аллювия каргинской террасы в разрезе на р. Малая Хета (Кинд, 1967, табл. 1, рис. 1). К собственно каргинским отложениям по-прежнему относилась верхняя видимая часть аллювия в том же разрезе.

Тем временем накапливался материал по другим территориям Сибири – более южной части бассейна Енисея, бассейнам Оби, Лены, Индигирки, Колымы. Почти все образцы отбирались из геологически хорошо изученных разрезов, в которых стратиграфические соотношения были достаточно ясными. Многие из них были охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами, позволившими в сочетании с литологическими исследованиями расшифровать тонкие климатические изменения и более уверенно судить об их геологическом возрасте. Полученные по таким разрезам даты служили ценным подкреплением для разрабатываемой геохронологической шкалы. Тем не менее нередко результаты радиоуглеродного датирования противоречили предполагаемому геологическому возрасту тех или иных отложений и заставляли исследователя пересмотреть и изменить свои первоначальные представления. Таким образом, сочетание геологических и геохронологических исследований оказалось очень плодотворным.

В среднем течении Енисея, южнее Красноярска, Э.И. Равским и С.М. Цейтлиным в 1961 г. было изучено геологическое положение верхнепалеолитических стоянок Кокоревской группы. Два сближенных горизонта ископаемых почв непосредственно выше культурных слоев в разрезе второй надпойменной террасы Енисея первоначально относились авторами к каргинскому межледниковью. Соответственно возраст стоянок и вмещающего культурные слои перигляциального аллювия террасы считался зырянским, а возраст покровных суглинков над почвами – сартанским (Равский, 1961). Серия радиоуглеродных дат по углям из культурных слоев стоянок, полученных в лабораториях ГИН и Ленинградского отделения Института археологии, в интервале от  $15\ 460 \pm 320$  (ЛЕ-540) до  $13\ 300 \pm 50$  л.н. (ГИН-91) заставила авторов изменить прежние представления о возрасте этих отложений. Появилось основание говорить о небольшом (возможно,

двукратном) позднесартанском потеплении моложе 13 000 л.н. (Кинд, 1965; Равский, Цейтлин, 1965; Цейтлин, 1965; Kind, 1967). С этим же потеплением сопоставлялись и даты по остаткам таймырского мамонта ( $11\,700 \pm 300$  л.н., Мо-3, и  $11\,450 \pm 250$  л.н., Т-297), условия захоронения которого и данные палеоботанических исследований вмещающих отложений свидетельствовали о том, что гибель его относится к предголоценовому потеплению (Тихомиров, 1950; Заклинская, 1959; Попов, 1959; Кинд, 1965). Позднее это позднесартанское потепление, которое сопоставлялось нами с аллерёдом Европы, было зафиксировано по спорово-пыльцевым спектрам для других районов Сибири.

В ряде случаев каргинский возраст приписывался еще более молодым образованиям, которые после радиоуглеродного датирования оказывались раннеголоценовыми. Так, в низах разреза на р. Улу-Горхон в Забайкалье, по данным Э.И.Равского и Л.В.Голубевой, спорово-пыльцевые спектры характеризуют лесной ландшафт, выше сменяющийся безлесным. На этом основании авторы считали нижнюю часть аллювия террасы каргинской, а верхнюю – сартанской. Радиоуглеродная дата для основания террасы показала раннеголоценовый возраст нижней пачки аллювия:  $10\,170 \pm 140$  л.н. (ГИН-142). Совершенно аналогичная ошибка в определении геологического возраста произошла и для аллювия р. Самалдыкан – правого притока Нижней Лены, в разрезе которого наблюдалась та же закономерность в смене спорово-пыльцевых спектров. Возраст по  $C^{14}$  древесины из нижних горизонтов этой террасы, представленной на определение С.А.Горкушей (ВАГТ), оказался также раннеголоценовым:  $10\,325 \pm 35$  л.н. (ГИН-153) (Чердынцев и др., 1966). Позднее многочисленными датами по  $C^{14}$  был подтвержден позднесартанский – раннеголоценовый возраст первых надпойменных террас левобережных притоков Нижней Лены, ранее считавшихся каргинско-сартанскими. Дальнейшие исследования низких террас и пойм в бассейне Оби и некоторых притоков Енисея показали, что похолодание, зафиксированное в разрезах Улу-Горхон и Самалдыкан выше датированного горизонта аллювия, имеет возраст около 9700–9500 л.н. (Кинд, 1967, 1969а; Кинд и др., 1969).

Особенно яркий пример коренного пересмотра стратиграфии четвертичных отложений на основании радиоуглеродного датирования можно привести для территории Нижней Лены (Жиганский район). В этом районе в течение многих лет проводится геологическая съемка силами 3-й экспедиции ВАГТ, в результате которой были детально закартированы разновозрастные ледниковые водноледниковые, аллювиальные и другие генетические типы четвертичных отложений и надежно установлены их стратиграфические взаимоотношения. Возрастная привязка различных толщ отвечала разработанной еще в 1961 г. Г.Ф.Лунгерстаузенем стратиграфической схеме для территории Якутии. В 1966 г. в этом районе автором совместно с Л.Д.Сулержишким и В.В.Колпаковым (ВАГТ) проводились геологические и геохронологические исследования по долине р. Ундюлон – правому притоку Лены и по самой Лене в районе Жиганска. Подробнее на результатах этих исследований мы остановимся ниже. Здесь же укажем только, что датирование нескольких десятков образцов, отобранных нами в 1966 г. и позднее В.В.Колпаковым на других участках Приленской Якутии, заставило существенно изменить прежние представления о стратиграфическом положении многих толщ не только поздней, но и среднеплейстоценового возраста и даже поставить вопрос о замене старой стратиграфической схемы новой и приближении ее к западносибирской схеме (Кинд и др., 1971).

Приведенных примеров достаточно, чтобы иметь представление о том, каким путем развивались и углублялись наши познания в области абсолютной геохронологии верхнего антропогена Сибири и какое влияние они имели для стратиграфических исследований.

Накопленный геохронологический материал и имевшиеся к тому времени около 50 радиоуглеродных дат позволили наметить значительно более подробную, по сравнению с первоначальной, геохронологическую схему изменений климата и главных геологических событий, протекавших на территории Сибирского Севера в позднечетвертичное время и сопоставить их с событиями других отде-

ленных территорий (Кинд, 1965, 1966, 1967; Kind, 1967). Было подтверждено соответствие во времени сартанского оледенения главному вюрму и главному висконсину, позднесартанского потепления (между 13 000 и 11 000 л.н.) аллерёду и ту-криксу; установлена одновременность перелома климата на рубеже плейстоцена и голоцена (10 300±100 л.н.), внутриголоценового потепления 4500–3800 л.н.) и последующего похолодания (около 3000 л.н.). Позднезырянское потепление в интервале примерно 40 000–35 000 л.н. имеет аналоги в ряде районов Западной Европы и Северной Америки.

Что касается каргинского межледниковья, то продолжительность его по-прежнему оценивалась от 30 000 до 24 000 л.н. на основании двух первых дат, полученных в Малохетском районе (ГИН-28 и 55), и ряда дат для других участков бассейнов Енисея и Оби. Мы не забывали, однако, что даты из стратотипического разреза каргинской террасы р. Малая Хета были получены по этилбензолу, что заставляло нас относиться с некоторым сомнением к их достоверности. Учитывая это обстоятельство, а также удревление возраста древесины из разреза шахты в г. Игарка после измерения ее по бензолу, мы сочли необходимым провести повторные полевые исследования и отбор проб из разреза каргинской террасы р. Малая Хета и других опорных разрезов этого района. Работы были проведены в 1966 г. Л.Д.Сулержишким (ГИН) совместно с С.Л.Троицким и Н.А.Халфиной (Институт геохимии и геофизики СО АН СССР), а в 1968 г. Л.Д.Сулержишким и Н.А.Халфиной. С особой тщательностью с помощью глубоких расчисток были послонно отобраны образцы древесины и торфа значительного объема из вечномерзлых пород в разрезе пойменного аллювия каргинской террасы р. Малая Хета и ниже по течению Енисея – из правобережных обнажений на участке р. Казанка – мыс Каргинский. Образцы подвергались скрупулезной предварительной химической очистке и перемерялись по несколько раз. Как и ожидалось, образцы из разреза каргинской террасы показали значительно более древний возраст по  $C^{14}$  (от 43 000 до 35 000 л.н.) (Чердынцев и др., 1969) по сравнению с прежними датами ГИН-28 и ГИН-55. Близкими по возрасту оказались и отложения у Каргинского мыса, которые В.Н.Сакс (Сакс, Антонов, 1945) считал морскими аналогами каргинского аллювия, а С.Л.Троицкий (1966, 1967а) относил к более древним – казанцевским отложениям.

Эти новые данные заставили нас пересмотреть вопрос о продолжительности каргинского межледниковья, значительно расширив его возрастные рамки (Кинд, 1969б; Кинд и др., 1969). В новом широком объеме каргинское межледниковье, или каргинский межледниковый комплекс, понималось как весь интервал времени между зырянским (более 50 000 л.н.) и сартанским (примерно 25 000–10 500 л.н.) оледенениями, который включает по крайней мере три теплых интервала и два разделяющих их похолодания. Среднее потепление (41 000–35 000 л.н.) – собственно каргинское потепление, установленное по стратотипу каргинского горизонта, – было, по-видимому, максимальным. Что касается последнего предсартанского потепления в интервале примерно 30 000–25 000 л.н. (каргинское межледниковье в прежнем понимании), то стратотип его оказался неизвестным, так как этому времени в низовьях Енисея отвечал размыт. Ряд дат из других районов Сибири, однако, подтвердил существование значительного потепления, устанавливаемого по спорово-пыльцевым спектрам, которое совпадало по времени с паудорфом Европы и плам-пойнтом Северной Америки. Все каргинское межледниковье в широком понимании хорошо сопоставляется со средним вюрмом и средним висконсином и их аналогами на территории Старого и Нового Света (Кинд, 1969б). Новые представления о продолжительности каргинского межледниковья хорошо подтвердились и датами, полученными Х.А.Арслановым в лаборатории ВОСЕГИ для некоторых разрезов вторых надпойменных террас в бассейнах Енисея и Оби (Зубаков, 1967), а также многочисленными датами нашей лаборатории для Приверхоянья (Чердынцев и др., 1969).

Кроме каргинских отложений в районе Енисейского Севера, анализировались образцы из более молодых отложений, отобранных в низовьях Енисея, и образ-

цы из Норильского района, предоставленные В.Д.Крюковым (Норильская научно-исследовательская экспедиция НИИГА). Полученные результаты оказались очень ценными для уточнения хронологии событий поздне- и послеледниковья (Кинд, Крюков, 1968; Кинд, 1969а). Подтвердился сартанский возраст (около 20 000 л.н.) последнего покровного оледенения на территории Енисейского Севера. Была доказана одновременность последней, норильской, стадии горно-долинного оледенения с сальпаусселья и верхним дриасом Европы на основании даты  $10\ 700 \pm 200$  л.н. (ГИН-315) для водно-ледниковых образований этой стадии в районе Норильского плато. Удалось также уточнить границу поздне- и послеледниковья Сибири ( $10\ 300 \pm 100$  лет от современности) и более детально расшифровать историю климатических изменений в первой половине голоцена.

В 1967 г. в лаборатории ВСЕГЕИ Х.А.Арслановым было получено около 20 радиоуглеродных дат для отобранных В.А.Зубаковым образцов из различных районов Западной Сибири. Эти даты в сочетании с радиоуглеродными датами других лабораторий дали возможность наметить радиометрическую шкалу верхнего плейстоцена и голоцена Западной Сибири (Зубаков, 1967). Эта схема, несмотря на излишнюю дробность и обилие местных названий для мелких, недостаточно обоснованных подразделений, несомненно, представляет собой еще одну ступень на пути к разработке шкалы абсолютного летосчисления позднего антропогена Сибири. Особенно интересны результаты датирования позднеледниковых и голоценовых отложений; с помощью палинологических исследований они помогли уточнить возраст некоторых рубежей изменений климата. Большую ценность представляют даты:  $12\ 600 \pm 150$  л.н. (ЛГ-39) и  $12\ 260 \pm 160$  л.н. (ЛГ-41), которые подтверждают существование теплого интервала (автор называет его новомаранским), синхронного бёллингу Европы, а также даты:  $15\ 850 \pm 680$  л.н. (ЛГ-36) и  $16\ 500 \pm 150$  л.н. (ЛГ-12) для внутрисартанского межстадиала (таб-яхинская, или ишинская, межфаза), который находит себе аналоги как в Сибири (Нижняя Лена), так и на более отдаленных территориях.

Так постепенно накапливался материал по абсолютной геохронологии Сибири, еще недавно представлявшей собой в этом отношении "белое пятно". Сейчас имеется уже большое число радиоуглеродных дат, которые делают возможным более точно расшифровать последние страницы истории геологического развития, эволюции климата и природы этой обширной территории.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАТИРОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ

### НИЗОВЬЯ ЕНИСЕЯ (РАЙОН УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО ПОРТА)

#### Основные черты геологического строения

Район Усть-Енисейского Порта расположен на стыке двух крупных морфо-структурных областей: Таймырской депрессии (или Северо-Сибирской низменности) на востоке и Западно-Сибирской низменности на западе. Как указывает В.Н.Сакс, в геологическом и орографическом отношении обе области не различаются. В этой связи долина Енисея представляет собой условную границу между этими двумя областями. Постепенное погружение их привело к накоплению мощной толщи мезозойских и кайнозойских отложений и определило особенности рельефа территории — его равнинность, заболоченность и обилие озер. Отдельные возвышенные участки на водоразделах, имеющие часто меридиональное простирание, не превышают в среднем 100 м и лишь в отдельных местах достигают высот порядка 150 м над уровнем моря. Характерно присутствие крупных бугров мерзлотного происхождения типа булгуниных. Положительные формы рельефа окружены обширными низинами с абсолютными отметками до 70 м. Характерны также меридионально и субмеридионально ориентированные депрессии, днища которых превышают уровень Енисея на 50–60 м.

Существенный элемент рельефа представляют террасы Енисея и его притоков, в особенности первая надпойменная, так называемая каргинская терраса высотой 20–30 м и высокая пойма, поднимающаяся до 8 м над уровнем Енисея. Низкая пойма развита слабо. Еще более локально на левом берегу Енисея встречается терраса высотой 9–10 м, которая иногда заливается водой и не имеет самостоятельного значения (Сакс, Антонов, 1945, стр. 69). Каргинская терраса и высокая пойма местами достигают ширины 10 км. Поверхности их идеально ровные; для высокой поймы типичны старицы, озера, древние протоки. От водораздельного плато они отделены четким, часто крутым уступом. Подобные уступы высотой до 50 м и более, прорезанные сетью оврагов, характерны и для берегов Енисея там, где он непосредственно подмывает коренной берег.

Строение толщи четвертичных отложений района Усть-Енисейского Порта впервые описали В.Н.Сакс и К.В.Антонов на основании проведенной здесь в 1939 г. площадной геологической съемки масштаба 1:100 000, опирающейся на многочисленные данные бурения и более поздних маршрутных исследований на смежных территориях. В обобщающей эти исследования работе, посвященной геоморфологии и четвертичной геологии района (Сакс, Антонов, 1945), представлена и обоснована первая схема стратиграфии четвертичных отложений севера Сибири, которая получила окончательное оформление в монографиях В.Н.Сакса 1948 и 1953 гг. Указанные работы служат до настоящего времени основой для понимания геологической истории северных территорий Сибири в антропогене, и на них неизменно ссылаются и опираются все последующие исследователи Енисейского Севера. В работе 1945 г. в районе Усть-Енисейского Порта впервые описаны стратотипы главнейших подразделений, которые легли в основу единой стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной и Восточной Сибири. В дальнейшем придется неоднократно возвращаться к взглядам В.Н.Сакса на строение и возраст отдельных толщ и на корреляцию их с четвертичными

отложениями других участков Приенисейской Сибири. Поэтому целесообразно подробнее остановиться на геологическом строении этого ключевого района, в особенности на строении интересующей нас верхней части четвертичного разреза в том виде, как он был представлен и описан В.Н.Саксом (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1963), указав одновременно на те изменения и дополнения, которые позднее были внесены в первоначальную схему как самим автором, так и его учениками.

Четвертичные отложения сплошным плащом покрывают всю территорию района, залегая на неровной, местами глубоко расчлененной поверхности, сложенной меловыми породами. Общая мощность их оценивается более чем в 100 м, достигая 200 м и более в пределах узких погребенных каньонов северо-западного простирания, выявленных буровыми скважинами в районе Усть-Енисейского Порта. Соответственно подошва четвертичной толщи располагается на 40–75 и до 150 м (в пределах указанных каньонов) ниже уровня Енисея.

На днищах погребенных каньонов залегают самые нижние горизонты четвертичных отложений – валунино-галечные образования мощностью до 12 м, с галькой и валунами преимущественно траппового состава. В.Н.Сакс рассматривает их как продукт перемыва морены наиболее древнего до самаровского оледенения.

Выше по разрезу в пределах каньонов залегают аллювиальные пески с древесной лиственницы, мощностью до 80 м, относимые В.Н.Саксом к межледниковью, предшествовавшему максимальному самаровскому оледенению. Последнему в районе отвечают преимущественно валунино-галечные отложения – продукты перемыва морены мощностью до 20 м и (значительно реже) валунные суглинки. Отложения самаровского оледенения покрывают все междуречные пространства и вне глубоких каньонов ложатся непосредственно на меловые породы, составляя, таким образом, основание разреза четвертичной толщи.

Самаровские отложения в районе Усть-Енисейского Порта повсеместно перекрываются межледниковыми осадками мессовского горизонта – невыдержанной по мощности и фациально изменчивой толщей серых косослоистых аллювиальных песков с прослоями галечников и растительного детрита. Мощность их достигает 70 м, кровля лежит на 5–10 м, местами на 50 м ниже современного уровня Енисея. На них лежат с размывом морские слои, имеющие внизу преимущественно глинистый состав (санчуговский горизонт), выше – песчаный (казанцевский горизонт).

Санчуговские осадки имеют мощность от 10 до 90 м, подошва их лежит в среднем на 40–60 м ниже уровня моря, опускаясь в пределах древней долины Енисея на 80–90 м. Кровля санчуговских осадков располагается на высотах от –40 до +30 м. Это самые древние отложения, выходящие на дневную поверхность; они слагают основания многих береговых обрывов. Особенно полный их разрез, осмотренный нами в 1962 г., вскрыт р. Санчуговкой (непосредственно севернее Усть-Енисейского Порта), по которой и получил название этот горизонт. Слагающие его суглинки и супеси имеют характерное оскольчатое строение, содержат линзы и прослои песков и отдельную гальку. Местами санчуговские суглинки переполнены валунами и галькой, что придает им облик морской морены. В.Н.Сакс (1953, 1959) объясняет их присутствие перемывом более древних ледниковых образований, в особенности выносом в море берегового припая и речного льда. Они содержат сравнительно глубоководную холодноводную фауну с типичными для них *Portlandia lenticulata* Möll. и *Arca glacialis* Gray.

Казанцевские песчаные и супесчаные отложения в рассматриваемом районе ложатся на санчуговские осадки без ясно выраженного несогласия. В.Н.Сакс (1953, стр. 252), однако, отмечал признаки значительного обмеления и опреснения в пограничных слоях обеих толщ. Более поздними исследованиями С.Л.Троицкого (1966, стр. 48–60) было установлено, что между санчуговскими и казанцевскими осадками повсеместно существует угловое несогласие, что позволяет рассматривать казанцевские отложения как самостоятельный седиментационный цикл.



В казанцевских песчаных осадках, имеющих мощность не более 30 м, содержится сравнительно мелководная и теплолюбивая фауна с типичными бореальными формами: *Cyprina islandica* L., *Zirphaea crispata* L., *Neptunea despecta* L. var. *carinata* Lam.

Абсолютные отметки кровли казанцевских отложений внутри Северо-Сибирской низменности составляют около 50 м, повышаясь к северу и северо-востоку. Так, в изученных нами разрезах у г. Дудинка (см. ниже) верхние горизонты казанцевских песков залегают на высоте около 100 м над уровнем Енисея, а на р. Яряхамал (в 20 км севернее Усть-Енисейского Порта) – на отметке около 70 м. На р. Пясины, по данным В.Н.Сакса, они поднимаются до 120–160 м над уровнем моря. В верхних частях разреза казанцевские морские пески переходят часто в косослоистые пески с прослоями галечников и обильными остатками древесины, отложенными, несомненно, водными потоками – возможно, в дельтах рек. Как правило, в них наблюдаются мерзлотные деформации, свидетельствующие о значительном похолодании – предвестнике зырянского оледенения.

Все три горизонта – мессовский, санчуговский и казанцевский – объединены В.Н.Саксом в единую “межледниковую толщу”. Позднейшие исследования С.Л.Троицкого межледниковой толщи в более северных районах и детальное изучение содержащейся в ней фауны позволили расчленить ее на пять слоев (А–Д) и сопоставить их с описанным разрезом межледниковых осадков в районе Усть-Енисейского Порта. При этом слою А отвечает мессовский горизонт (в более северных районах Енисейского залива он представлен уже морскими осадками), слоям Б, В, Г – санчуговский горизонт, слою Д – казанцевский горизонт (Троицкий, 1966; стр. 43, 44). Некоторые изменения были внесены С.Л.Троицким в трактовку пограничных слоев между санчуговским и казанцевским горизонтами.

Одновременно начало развиваться другое направление в изучении четвертичных отложений Приенисейского Севера, возглавляемое группой геологов НИИГА. Были проведены ревизия данных большого числа буровых скважин, палинологическое изучение кернов и анализ содержащейся в них микрофауны. В результате этих исследований возникла и оформилась система взглядов на возраст и генезис кайнозойских отложений района, резко отличная от взглядов В.Н.Сакса и его последователей – С.А.Стрелкова, С.Л.Троицкого и др. Новая концепция вкратце сводилась к следующему (Загорская и др., 1965). Возраст всей толщи послеледниковых отложений до верхов санчуговского горизонта был понижен и оценивался как плиоцен–раннечетвертичный. Эти отложения, включая валунные суглинки самаровского горизонта, рассматривались как единая морская толща, формировавшаяся в течение длительного отрезка времени в однородной и теплой климатической обстановке. Признаки похолодания, по мнению авторов, отмечаются лишь в самых верхах санчуговских отложений; оно совпадает со временем регрессии моря и, возможно, с началом самаровского среднеплейстоценового оледенения. Казанцевская ингрессия, относимая к позднему плейстоцену, происходила в теплых условиях; осадки ее прислонены к нижнеледниковым мессовско–санчуговским отложениям; в верхних частях их появляются признаки нового похолодания, которое отвечает началу зырянского оледенения.

Ревизия схемы В.Н.Сакса проведена и в работах Н.Я.Слободина, О.В.Суздальского (1968–1970 гг.), а для смежного Норильского района – в работах В.В.Рогожина и В.Д.Крюкова (1969–1971 гг.). Соответственно было разработано несколько схем, в которых отдельным стратиграфическим подразделениям были приданы местные названия. Однако в сопоставлении этих схем между собой, равно как и со схемой В.Н.Сакса, существуют резкие разногласия и значительная путаница.

Это направление в своем крайнем развитии привело к полному отрицанию некоторыми исследователями континентальных оледенений на Севере Сибири и к признанию всех развитых на ее территории валунных суглинков морскими

осадками. Мы не ставим себе задачей ни разбор, ни критику этой весьма спорной и с нашей точки зрения неприемлемой концепции – тем более, что разгоревшаяся вокруг нее в последние годы широкая и острая дискуссия касается преимущественно нижних частей разреза четвертичных отложений, находящихся за пределами радиоуглеродного датирования. Поэтому после краткого отступления мы возвращаемся к описанию геологического строения рассматриваемого района с тех позиций, которые стоят ближе к нашим представлениям о палеогеографии Сибирского Севера в антропогене.

На межледниковых казанцевских песках лежат развитые повсеместно ледниковые и водно-ледниковые отложения зырянского горизонта, которые представляют собой верхний член разреза водораздельных плато. В окраинных частях Северо-Сибирской низменности, вблизи окружающих ее с юга и севера возвышенностей, зырянские отложения представлены ледниковыми образованиями – валунными суглинками и супесями мощностью до 80 м. В центральной части, в частности в районе Усть-Енисейского Порта, это преимущественно песчаные отложения, к югу частично сменяющиеся валунными суглинками (бассейн Енисея на отрезке Потапово – Туруханск) с валунами почти исключительно траппового состава, происходящими со Среднесибирского плоскогорья. В районе Усть-Енисейского Порта они имеют очень непостоянную мощность, до 30 м максимумом<sup>1</sup>.

Неравномерная мощность песков обусловила возникновение холмистого рельефа. Показательно, что именно на холмах мощность их особенно велика, а верхние их горизонты обогащены галькой и валунами. Преобладание песков среди зырянских отложений в районе Усть-Енисейского Порта и недостаточная изученность окружающих территорий первоначально привели В.Н.Сакса к идее о морском происхождении зырянской толши при участии ледникового материала в окраинных частях депрессии (Сакс, Антонов, 1945, стр. 95–98). Позднее, по мере накопления фактического материала, В.Н.Сакс изменил свою точку зрения на генезис песчаных отложений в районе Усть-Енисейского Порта, признав их флювиогляциальными, преимущественно зандровыми образованиями, которые формировались перед краем ледника. Значительную роль при этом играли широкие поля мертвых льдов. На их поверхности накапливались выносимые тальными водами флювиогляциальные пески, которые при последующем таянии льда отлагались в форме камов (Сакс, 1953, стр. 254). Такое объяснение генезиса песчаных осадков представляется нам наиболее логичным, так как проливает свет на происхождение своеобразного рельефа междуречий, изменчивую мощность песков и особенности распределения в них крупнообломочного материала. Подобные широкие камовые и друмлинные поля наблюдались автором в северных районах Среднего Запада США, где они также связаны с таянием мертвого льда, поля которого оставлял после себя висконсинский ледник при своем отступании.

Первоначально различались две основные стадии отступления зырянского ледника – караульская и ньпанская (Сакс, 1953; Стрелков, 1954, 1965); последняя считалась В.Н.Саксом и К.В.Антоновым максимальной. Конечно-моренный пояс ньпанской стадии пересекает Енисей выше Усть-Енисейского Порта и отчетливо прослеживается по его левобережью к северу и западу от Дудинки, по р. Сухой Дудинке и далее – вдоль края Среднесибирского плоскогорья. Позднейшими исследованиями было установлено более широкое распространение ровного зырянского оледенения. По представлениям С.А.Стрелкова (1965; Стрелков и др., 1959) и С.Л.Троицкого (1966), ледник в пределах Таймырской низменности представлял собой единый покров, который питался льдами, наступающими с Таймырского и Путоранского центров оледенения. Отсюда ледник прод-

---

<sup>1</sup>И.Г.Загорская, О.В.Суздальский и В.Я.Слободин относят их к верхам морской среднеплейстоценовой кочовской свиты, что весьма сомнительно, принимая во внимание свежесть рельефа.

вигался в пределы Западно-Сибирской низменности и достигал главного водораздела Гыданского полуострова, от которого максимальная стадия продвижения зырянского ледника и получила название гыданской (Троицкий, 1966, стр. 187). Самой поздней стадией зырянского оледенения, которую В.Н.Сакс (1953) называл норильской, а Н.Н.Урванцев и С.Л.Троицкий – сартанской (Урванцев и др., 1958), считалось горное и горно-долинное оледенение Среднесибирского плоскогорья, оставившее после себя конечноморенные образования на его окраинах.

По мнению В.Н.Сакса, эта стадия отделена от более древних максимальных стадий зырянского оледенения значительным интервалом времени, в течение которого накапливались морские и речные отложения каргинского горизонта.

Каргинские отложения в бассейне Енисея слагают надпойменную террасу высотой 20–30 м и прислоняются к более древним четвертичным образованиям. Подошва их залегает на 25–40 м ниже уреза Енисея, а общая мощность составляет, таким образом, около 60 м. Севернее Усть-Енисейского Порта эта терраса морская и сложена сильно изменчивым комплексом песков, суглинков, супесей и глин с известковистыми конкрециями. В средних частях разреза часто наблюдается обогащение пород валунами. Морская каргинская терраса описана В.Н.Саксом по берегам многих рек Приенисейского Севера. На побережье Енисейского залива высота ее достигает 100 м, в нижнем и среднем течении Пясины – 40–50 м. В пределах бассейна Енисея, верхнего отрезка Пясины, Хатанги и оз. Таймыр высота ее не более 30 – 35 м.

Песчаные и супесчаные отложения в нижней части разреза каргинской морской террасы содержат обильную фауну пеллеципод, гастропод, ракообразных, брахиопод, морских ежей и мшанок, свидетельствующих о нормальной солености морского бассейна и лучших, чем в современном Карском море, температурных условиях. Как основная особенность каргинской морской фауны отмечается отсутствие в ней типичных для казанцевских отложений бореальных форм: *Cyprina islandica* L., *Zirphaea crispata* L. и др. В отличие от казанцевских слоев здесь резко преобладают арктические и аркто-бореальные виды: *Astarte borealis* Chemn., *Cardium ciliatum* Fabr., *Macoma calcarea* Chemn., *Mya truncate* L. и др. Каргинское море, таким образом, было холоднее казанцевского, но теплее санчуговского.

Выше по разрезу в морских террасах наблюдается обогащение осадков крупнообломочным материалом. В средней же части разреза прослеживается горизонт глин ленточного строения с известковистыми конкрециями, которые в более северных районах содержат колонии *Portlandia arctica* Gray, свидетельствующие об опреснении бассейна и достаточно низких температурах его вод. Этот ингрессивный бассейн существовал, по мнению В.Н.Сакса, одновременно с ледниковым покровом, сохранившимся на Таймыре и Среднесибирском плоскогорье; талые воды этих ледников способствовали опреснению заливов и появлению ленточной слоистости в глинах.

В более южных частях Северо-Сибирской низменности морские осадки нижних частей разреза каргинской террасы сменяются аллювиальными, слагающими надпойменную террасу Енисея в районе Усть-Енисейского Порта и рек Агапы, Пясины, Малой Хеты. В районе Усть-Енисейского Порта каргинская терраса имеет высоту 20–30 м. В ее аллювии обнаружена фауна пресноводных моллюсков, характеризующая климат более теплый, чем современный. В нем же, как и в прибрежно-морских каргинских отложениях, содержатся остатки наземных млекопитающих позднего палеолитического комплекса: мамонта, бизона, лошади, овцебыка и др. В средней части террасы (как и в морских террасах более низких отрезков Енисея) отмечается обогащение валунами, присутствие которых В.Н.Сакс объяснял "возросшей активностью тепловой эрозии на прилегающих водоразделах, сложенных зырянскими породами" (Сакс, 1953, стр. 257). В средней части разреза прослеживается горизонт ленточных глин с известковистыми конкрециями – осадков древнего опресненного залива.

К каргинским отложениям В.Н.Сакс относил и самые верхние горизонты, участвующие в строении надпойменной террасы – супеси и торфяники, выполняющие впадины на ее поверхности и изобилующие ископаемыми льдами. Эти отложения связаны по времени с окончательной регрессией каргинского моря. С ней же и с началом вреза совпадает продвижение к северу зоны лесной растительности, о чем можно судить по обилию древесных макро- и микроостатков в торфяниках, венчающих разрез каргинских террас. Эту толщу В.Н.Сакс считал послеледниковой.

Таковы в общих чертах представления В.Н.Сакса о строении каргинских отложений, изложенные в его трудах (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953).

Последующими исследованиями постепенно вносились некоторые исправления и уточнения в изложенные представления. Эти изменения во взглядах на возраст и генезис сложно построенной толщи так называемой каргинской террасы развивались следующим путем.

Исследования С.Л.Троицкого в 1951–1952 гг. берегов Енисейского залива, а в 1955 г. бассейна р. Агапы привели его к убеждению об отсутствии морских каргинских отложений в Приенисейском Севере. Морские осадки в нижних частях разреза каргинской террасы Енисея на отрезке р. Казанка – мыс Каргинский, выделенные В.Н.Саксом в качестве стратотипа морских каргинских отложений, были отнесены С.Л.Троицким к казанцевским отложениям, слагающим, по его мнению, цоколь этой террасы (Троицкий, 1966). Позднее В.Н.Сакс также поколебался в своих первоначальных воззрениях на возраст этой толщи, считая, что вопрос о каргинской трансгрессии требует дальнейшего изучения (Сакс, 1959, стр. 150).

Лежащие над морскими осадками, а выше по Енисею – над пойменным аллювием грубые супеси с валунами и галькой и перекрывающие их ленточные глины с известковистыми конкрециями, которые В.Н.Сакс считал осадками позднекаргинской ингрессии, были отнесены С.Л.Троицким к сартанскому времени. Он считал их перигляциальными образованиями, накопление которых происходило синхронно формированию сартанского моренного пояса в пределах плато Путорана (Урванцев, 1957; Урванцев и др., 1958), что в целом не противоречит точке зрения В.Н.Сакса, который, как указывалось выше, связывал накопление ленточных глин также с последним горным оледенением Среднесибирского плоскогорья. Залегающие выше ленточных глин супеси и торфяники после их детального палеоботанического изучения (Баркова, 1960, 1961; Белевич, 1961; и др.) были уверенно отнесены к голоцену. Таким образом, к собственно каргинским отложениям стали относить только пойменный аллювий, вскрытый в нижних частях естественных разрезов каргинской террасы Енисея выше Усть-Енисейского Порта.

Несколько позднее радиоуглеродные даты, полученные в результате наших, совместно с С.Л.Троицким, исследований 1962 г., в целом подтвердили указанное возрастное подразделение отложений каргинской террасы (Кинд и др., 1964; Чердынцев и др., 1964; Алексеев и др., 1965; Кинд, 1965; Троицкий, 1966). При специальных повторных исследованиях, проведенных в 1966 г. С.Л.Троицким, Л.Д.Сулержицким и Н.А.Халфиной, было установлено, что валунные супеси в разрезе каргинской террасы на р. Малая Хета и ниже по течению – в районе мыса Каргинского – представляют собой типичную морену, которая парагенетически связана с подстилающими и перекрывающими их ленточными глинами с конкрециями. Впервые к типично ледниковым образованиям их отнес еще в 1939 г. Г.Е.Рябухин. Эта точка зрения в дальнейшем не нашла себе приверженцев; как цитировалось выше, В.Н.Сакс высказывался об их генезисе весьма неопределенно, равно как и С.Л.Троицкий, который считал их отражением ледниковых событий, протекавших в горах Путорана, и связывал их накопление "с массовым поступлением в русло Енисея выносов с окраин Среднесибирского плоскогорья" (Троицкий, 1966, стр. 86).

Установление моренных образований в разрезе каргинских террас наряду с датами по  $C^{14}$  для подстилающих и перекрывающих их отложений внесло суще-

ственные изменения в первоначальные представления об истории формирования каргинской террасы и палеогеографии последней ледниковой эпохи Приенисейской Сибири (Троицкий, 1967а; Кинд, 1967). Самые нижние горизонты – русловый аллювий каргинской террасы, скрытый под урезом Енисея, – относились к позднезырянскому потеплению, верхние пойменные осадки – к каргинскому межледниковью (Кинд, 1967, табл. 1). Залегающие над каргинским аллювием ледниковые образования сопоставлялись с сартанским, по Н.В.Кинд, или позднезырянским, по терминологии С.Л.Троицкого, оледенением, отвечающим вюрму Западной Европы.

Пересмотрев весь ранее накопленный материал по распространению и условиям залегания морен и краевых форм стадий зырянского оледенения и проведя ревизию описания некоторых скважин, С.Л.Троицкий, а вслед за ним и С.А.Архипов пришли к заключению, что послекаргинское оледенение, которому отвечает морена в разрезе каргинской террасы р. Малая Хета, соответствует максимальной гыданской стадии зырянского оледенения. Краевые формы караульской, няпанской и норильской стадий представляют собой стадии отступления этого позднезырянского ледника (Троицкий, 1967а,б; Архипов, 1967, 1968, 1969).

Вопрос о распространении более ранней (докаргинской) стадии зырянского оледенения (ермаковской, по терминологии указанных авторов), морена которой прослеживается в доколе II надпойменной террасы Енисея вплоть до р. Турухан, остался, по существу, невыясненным.

Ленточные глины ингрессионного бассейна по-прежнему считались позднеледниковыми, возраст их оценивался С.Л.Троицким в 14 000–12 000 лет. Таким образом, каргинская терраса рассматривалась как озерно-ледниковая, формирование которой происходило в фазу осолонения водоемов, отмеченную появлением в ленточных глинах 50-метровых террас Агапы и Пясины колоний *Portlandia arctica* Gray (Сакс, 1953; Троицкий, 1966; Гудина и др., 1968).

#### Характеристика разрезов и радиоуглеродные даты

На территории района Усть-Енисейского Порта датировались по  $C^{14}$  древесина и торф из следующих толщ: 1) казанцевских морских песков и позднеказанцевских аллювиальных (дельтовых?) отложений; 2) каргинских аллювиальных отложений; 3) каргинских (?) морских осадков; 4) позднеледниковых и голоценовых озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений; 5) голоценовых аллювиальных отложений высокой поймы. Местоположение изученных и датированных разрезов показано на рис. 1.

1. Казанцевские отложения. Отложения казанцевского горизонта изучались и датировались по  $C^{14}$  в двух разрезах: в долине р. Ярьяхамал (приток р. Муксунихи) в 50 км к северу от устья р. Сухой Дудинки и у г. Дудинка.

Разрез на р. Ярьяхамал изучался нами в 1962 г. Маршрутом были пересечены водораздел между р. Сухая Дудинка, впадающей справа в Енисей в 40 км ниже Усть-Енисейского Порта, и р. Ярьяхамал. Водораздельная слабо всхолмленная поверхность представляет собой типичный равнинно-холмистый ледниковый ландшафт, который был сформирован после отступления последнего покровного ледника. Для него характерно обилие озер и присутствие отдельных холмов или бугров, на поверхности которых наблюдаются высыпки и россыпи валунно-галечного материала, а в мелких ручьях – скопления крупных валунов. На правом берегу р. Ярьяхамал в нескольких береговых обрывах высотой до 35 м (абс. отм. около 85 м) обнажается мощная толща песков, подстилаемая санчугтовскими суглинками, скрытыми под крупными оползнями, закрывающими нижнюю часть обнажений. Казанцевские морские пески сменяются выше косо-слоистыми аллювиальными (дельтовыми?) песчаными отложениями, к ним прислоняется толща водно-ледниковых образований, залегающих в понижениях рельефа.

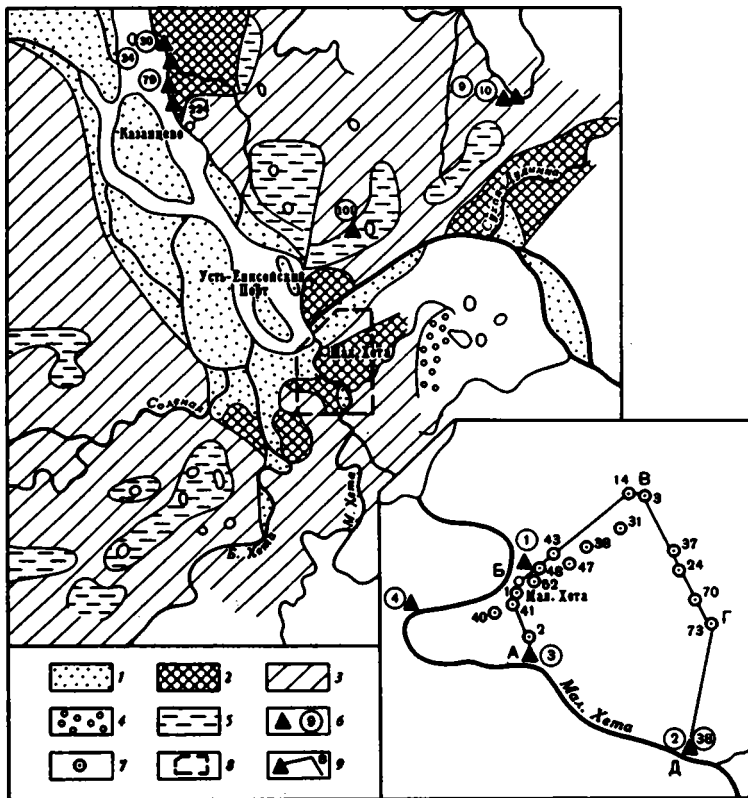


Рис. 1. Обзорная карта района Усть-Енисейского Порты с элементами геоморфологии. По В.Н. Саксу (1945)

1 - пойма и высокая пойма; 2 - первая надпойменная - каргинская терраса; 3 - равнинно-холмистый ледниковый рельеф; 4 - конечно-моренные образования; 5 - заболоченные озера; 6 - обнажения, описанные в тексте; 7 - скважины; 8 - контур Малохетского участка; 9 - линия геологического разреза (см. рис.4)

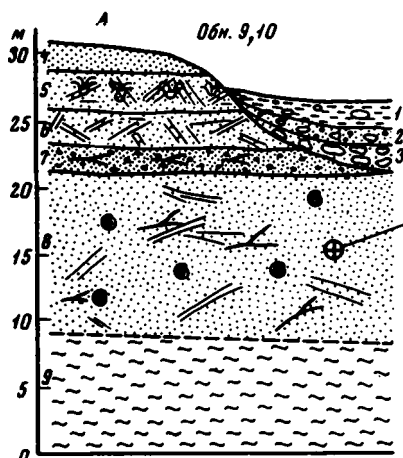
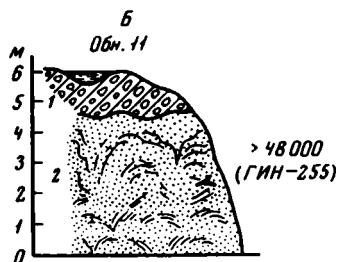


Рис. 2. Строение верхней части казанцевских отложений

А - обнажения 9 и 10 на р. Яръя-хамал; Б - обн. 11 у г. Дундинка.,

Описание в тексте



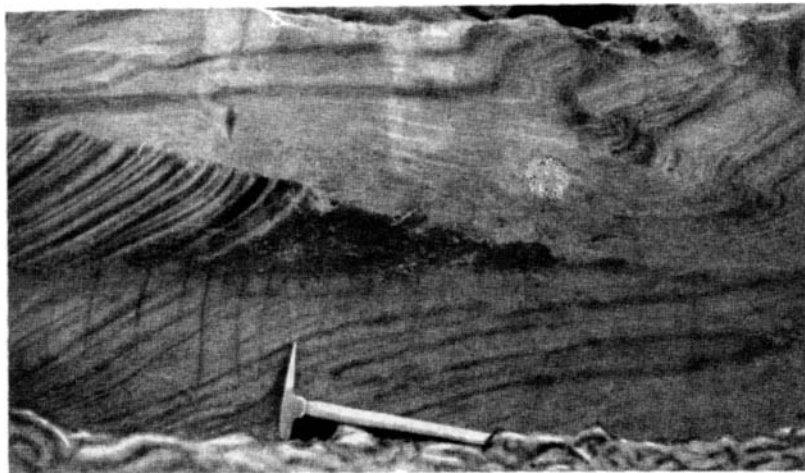


Рис. 3. Аллювиальные (дельтовые?) отложения в верхах казанцевской толщи на р. Яряхамал (обн. 9, слой 5)

Сводный разрез по двум обнажениям (9 и 10) представляется в следующем виде (рис. 2, А)<sup>1</sup>:

		Мощность, м
lg Q <sub>II</sub> <sup>4</sup>	1. Глины темно-коричневые и темно-серые, слабослоистые; содержат очень редко рассеянную гальку и мелкие валуны . . . . .	около 3
lg Q <sub>II</sub> <sup>4</sup>	2. Песок палево-серый, мелкозернистый, хорошо промытый, с единичными валунами и галькой, со слабо выраженной почти горизонтальной слоистостью . . . . .	0,8
lg Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	3. Валунино-галечная толща. С размывом ложится на слой 4 . . . . .	0,07-1
al Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>	4. Палево-желтые хорошо сортированные мелко- и среднезернистые пески. . . . .	1-1,5
	5. Желтые и желтовато-серые средне- и крупнозернистые косослоистые (в целом) пески со следами мелких нарушений (типа криотурбаций) и смятий в верхней части пачки (рис. 3) . . . . .	около 2
m Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>	6. Те же косослоистые пески, желтовато-серые, хорошо промытые, но без следов нарушений . . . . .	1,5
m Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>	7. Серые средне- и мелкозернистые пески с горизонтальными и наклонными прослоями железенных песков, содержащих обильные обломки древесины, иногда крупные куски стволов. . . . .	1,2
m Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>	8. Мощная пачка серых и желто-серых, хорошо промытых, преимущественно среднезернистых косо- и диагональнослоистых песков с обильными остатками древесины и с крошкой бурого угля. Ниже по склону песчаная толща сильно нарушена оползнями, возможно, связанными с выходами в основании санчуговских суглинков (слой 9). . . . .	около 20

<sup>1</sup> Описание разрезов дано сверху вниз.

Верхние 15 м этого разреза подвергались детальному литолого-минералогическому изучению (Шумилова, 1968). Песчаную толщу, залегающую под водно-ледниковыми образованиями слоев 1-3, С.Л.Троицкий и Е.В.Шумилова относят к самым верхам казанцевских отложений. Четкая сортированность песков, тип слоистости и преобладание угловатых зерен с присутствием отдельных переотложенных хорошо окатанных песчинок дают основание Е.В.Шумиловой отнести эту толщу к прибрежным и аллювиальным осадкам. Минералогический состав песков также резко отличает их от более древних морских казанцевских толщ. Преобладание в тяжелой фракции моноклинного пироксена (в среднем 73%), а в легкой - плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, пониженное содержание акцессорных минералов и, наконец, присутствие обломков эффузивов отражают петрографический состав траптовой формации Среднесибирского плоскогорья, которое, по-видимому, и было в это время основной питающей провинцией. Для самых верхов песчаной толщи с криогенными нарушениями типично резкое возрастание выхода тяжелой фракции. Образец древесины из слоя 8 показал возраст по  $C^{14}$  больше 45 000 л.н. (ГИН-101).

Второй разрез казанцевских отложений, из которого датировался образец древесины, расположен на правом берегу р. Енисея у северной окраины Дудинки. Здесь коренной берег имеет абсолютную высоту 100-110 м, поверхность его слегка всхолмлена и сложена типичной мореной. Между отдельными холмами располагаются небольшие котловинки, занятые озерами. В стенке песчаного карьера (обн. 11, 1962 г.) вскрываются (см. рис. 2,Б):

- |                                    |    |  |
|------------------------------------|----|--|
|                                    |    | Мощность, м  |
| g Q <sub>III</sub> <sup>2(?)</sup> | 1. | Темно-серые, иногда черно-бурые суглинки с беспорядочно рассеянными в них галькой и валунами размером до 1 м и более в диаметре. В нижней части - линзы внутриморенных песков. Мощности моренной покрывки, судя по превышению окружающих холмов, около 6-8 м. . . . . видимая 2-3  |
| al Q <sub>III</sub> <sup>1</sup>   | 2. | Пески светлые, палево-серые, преимущественно мелкозернистые, хорошо промытые, косослоистые, с тонкими линзовидными прослоями галечников, гравия и темной супеси, переполненной растительными остатками. На контакте с валунными суглинками - отчетливые смятия типа местных гляциодислокаций и криотурбаций. Грандча со слоем 1 резкая, неправильная . . . . . около 5-6 |

Древесина из слоя 2 с глубины около 4 м показала возраст по  $C^{14}$  более 48 000 лет (ГИН-255). Этот слой косослоистых песков является аналогом слоев 4-7 обн. 9 и 10 на р. Яряхамал и представляет собой верхний член разреза казанцевской толщи - ее аллювиальный вариант. Его накопление, видимо, предшествовало зырянскому оледенению, о чем свидетельствуют криогенные нарушения в верхах песчаной толщи. Обращает на себя внимание более высокое положение кровли казанцевских отложений по сравнению с разрезом на р.Яряхамал, особенно с районом Усть-Енисейского Порта и левобережья Енисея, где она, как правило, располагается на абсолютных отметках порядка 50 м (см. выше геологический очерк района).

2. Каргинские аллювиальные отложения. Радиоуглеродное датирование образцов древесины и торфа проводилось из аллювия каргинской террасы в ее разрезе на р. Малая Хета. В 1962 и 1966 гг. изучались два разреза этой террасы: первый - в 17 км выше устья р. Малая Хета на ее правом берегу, в 0,5 км выше р. Подъяха; второй - в 7 км выше ее устья на том же правом берегу. Уступ террасы на этом отрезке имеет высоту 23-25 м; на водораделах Малая Хета - Енисей и Малая Хета - Большая Хета высота ее поверхности подни-



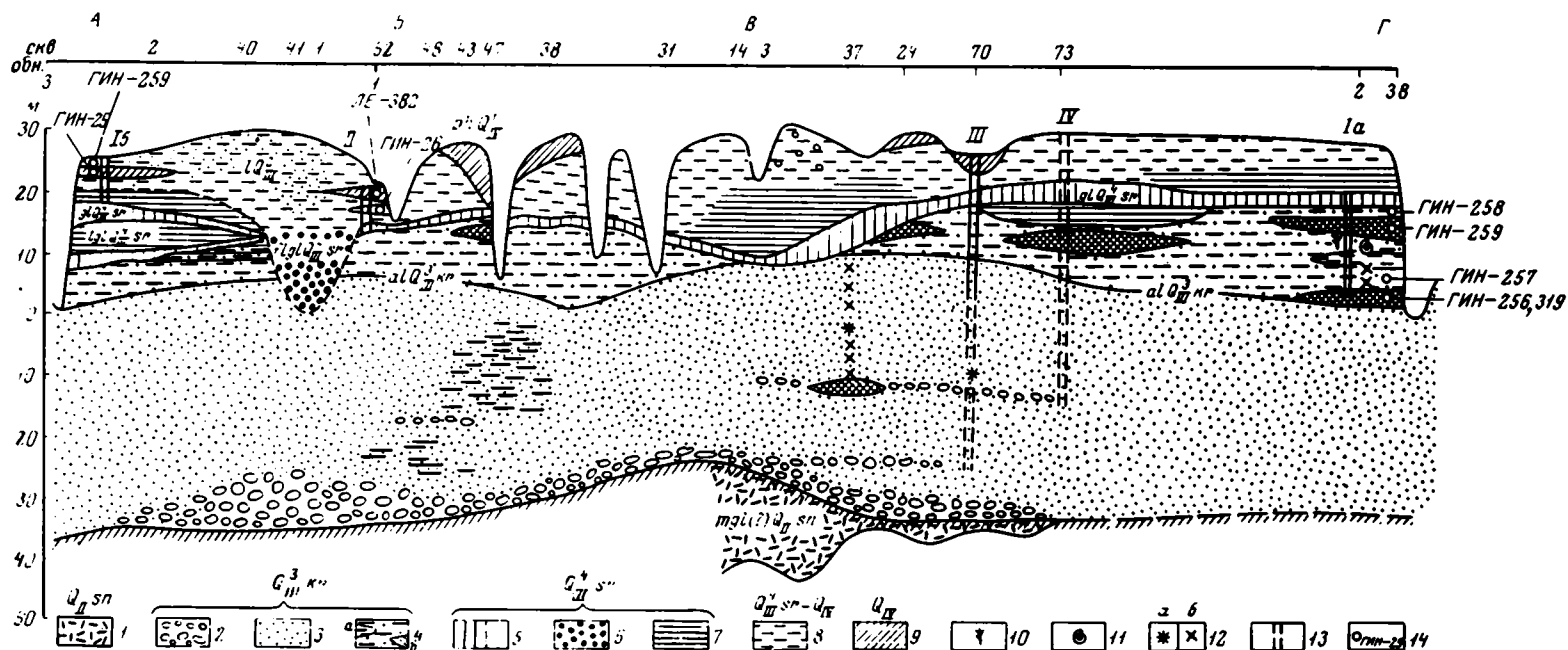


Рис. 4. Строение каргинской террасы в районе пос. Малая Хета (разрез по линии АБВГ – см. рис. 1). По В.Н. Саксу и С.Л. Троичиному

1 – санчуговские суглинки и супеси; 2 – русловые галечники с примесью валунов; 3 – русловые пески; 4 – пойменные слоистые алевриты с линзами гиттий (а) и торфа (б); 5 – валунные суглинки; 6 – флювиогляциальные галечники и пески; 7 – озерно-ледниковые ленточные глины; 8 – позднесартанские и голоценовые озерные алевриты; 9 – голоценовые торфяники; 10 – кости *Rangifer tarandus*; 11 – пресноводные моллюски; 12 – диатомовые водоросли (а – богатые комплексы, б – единичные находки); 13 – спорово-пыльцевые диаграммы: I а, б – по О.В. Матвеевой (а – нижняя часть, б – верхняя часть; см. рис. 10); II–IV – по М.В. Барковой (см. рис. 11, 16); 14 – места взятия радиоуглеродных проб и их лабораторный номер

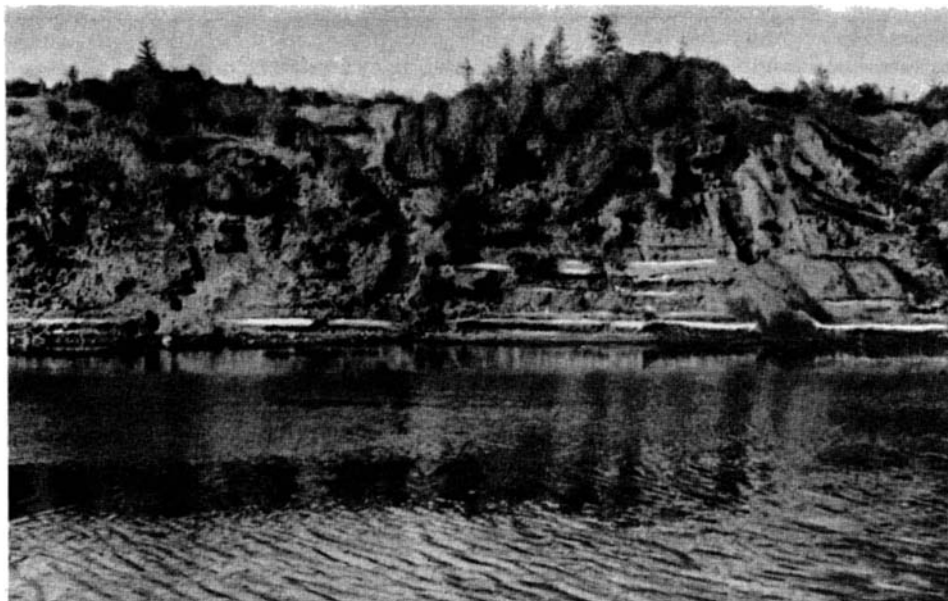


Рис. 5. Уступ каргинской террасы на р. Малая Хета. Общий вид обн. 2. Видны две расчистки

мается до 30 м над уровнем Енисея. Строение каргинской террасы на указанном отрезке показано на рис. 4 и 5. Как видно из описания геологического разреза, составленного по естественным обнажениям и ряду глубоких скважин, основание каргинского аллювия располагается на 30–35 м ниже уреза Енисея. Видимая часть разреза вскрывает только верхнюю пачку типично пойменного и отчасти старичного аллювия, имеющего мощность в естественных разрезах от 8–10 до 16–18 м. На размытой и неровной поверхности аллювия залегают

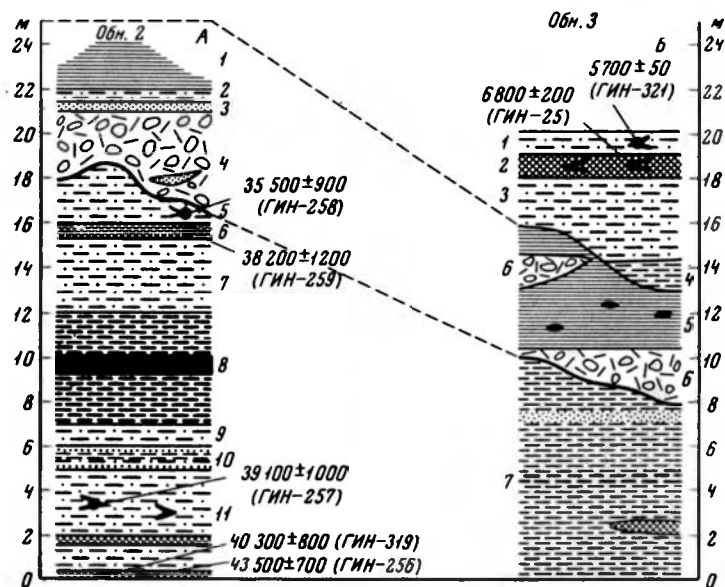


Рис. 6. Разрезы каргинской террасы на р. Малая Хета

Описание в тексте

ледниковые и озерно-ледниковые отложения сартанского возраста, которые в свою очередь перекрываются озерно-аллювиальными и озерно-болотными позднеледниковыми и голоценовыми образованиями, выполняющими понижения на поверхности каргинской террасы.

Ниже приводится подробное описание двух изученных опорных разрезов каргинской террасы, включая верхние пачки, представленные более молодыми и генетически отличными образованиями. Описание дается по наблюдениям автора 1962 г. и дополнено данными С.Л.Троицкого и Л.Д.Сулержицкого, полученными при исследованиях 1966 г.

В обнажении, расположенном в 17 км выше устья р. Малая Хета (обн. 2, 1962 г.), с высоты 20 м над урезом реки вскрываются (рис. 6,А):

		Мощность, м
	1. Глины серые и алевроиты тонкослоистые. Содержат мергелистые конкреции чаще всего лепешковидной формы. В верхней части слоистость ленточного типа . . . . .	3
	2. Супеси светло-серые, плитчатые . . . . .	0,4
	3. Пески тонкослоистые, желтовато-серые, средне- и тонкозернистые, типа ленточных. . .	0,5
	4. Валунные супеси и суглинки, темно-серые и зеленовато-серые, содержащие беспорядочно рассеянные валуны, щебень, гальку и гравий (рис. 7 и 8). Число грубых обломков размером более 1 см в диаметре составляет 80-260 на 1 м <sup>2</sup> вертикального сечения стенки. Число валунов диаметром 10-15 см составляет 10-12 на ту же площадь. Встречаются валуны до 1,2 м в диаметре. Состав грубообломочного материала преимущественно трапповый (долериты и базальты), много палеозойских терригенных и карбонатных пород, типичных для северо-западных окраин Среднесибирского плоскогорья . . . . .	2,5-3
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	5. Супеси палево-серые, очень тонкие, без следов слоистости . . . . .	1,5
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	6. Торф сфагновый, желтовато-бурый, рыхлый. .	0,4
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	7. Супеси серовато-палевые, тонкослоистые. .	3,4
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	8. Темно-серые до черных суглинки, супеси и иловатые глины. Содержат макроостатки растительного детрита, особенно обильного в средней части пачки. Здесь же - прослой черных иловатых сильно пахучих гиттий мощностью около 20 см . . . . .	около 6
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	9. Темно-серая, слегка сплюснутая супесь без ясных следов слоистости. . . . .	0,5
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	10. Пачка переслаивающихся серых супесей, серых суглинков и желтовато-серых тонкозернистых песков. В прослоях супесей наблюдается волнистая микрослоистость (рис. 9) . . .	1,3
g Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	11. Пачка горизонтальнослоистых темно-серых супесей и суглинков с прослоями торфа и тонких глинистых песков. На высоте от 2-5 до 4 м встречаются куски древесины с выцветами вивьанита. Кверху толща становится более песчанистой, наблюдается слоистость типа "годичной". . . . .	5

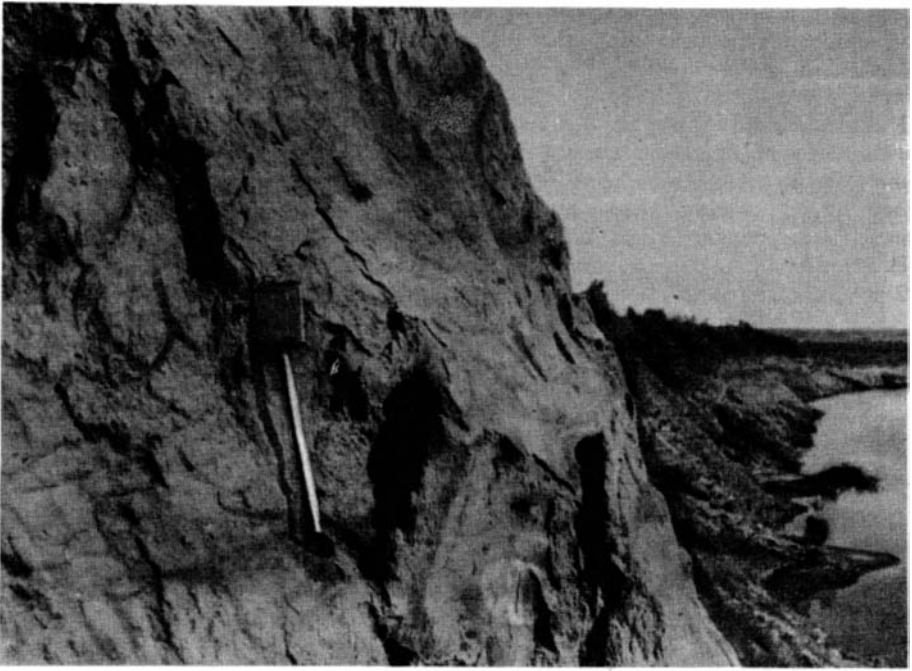


Рис. 7. Сарганская морена на р. Малая Хета (обн. 2, слой 4)



Рис. 8. Валунные супеси (деталь обн. 2)

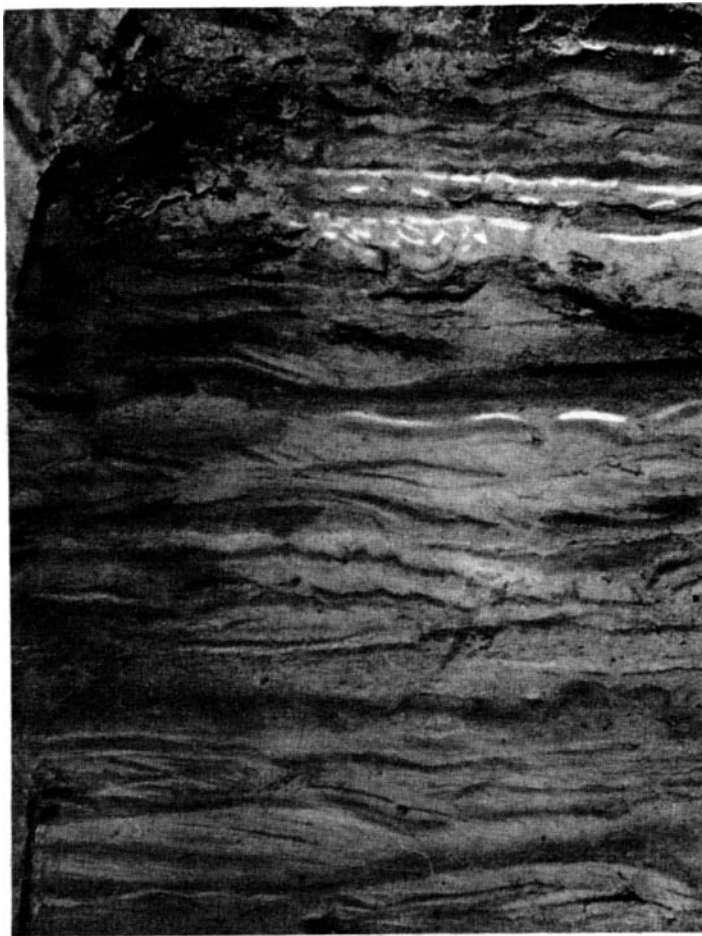


Рис. 9. Каргинский аллювий пойменной фации (обн. 2, слой 10)

Второе обнажение каргинской террасы (обн. 3, 1962 г.), расположенное в 10 км ниже по течению Малой Хеты, вскрывает более полно верхнюю часть разреза. Верхи аллювиальной пачки здесь размыты и видимая мощность ее соответственно значительно меньше, чем в обн. 2.

Ниже приводится описание разреза (см. рис. 6,Б):

		Мощность, м
lph Q <sub>IV</sub>	1. Супеси темно-серые, гумусированные, с растительными остатками . . . . .	0,8
lph Q <sub>IV</sub>	2. Торф темно-бурый, плотный, включающий крупные стволы деревьев и обломки древесины, шишки ели, кору березы и другие растительные остатки . . . . .	0,3
lph Q <sub>IV</sub>	3. Те же супеси, что в слое 1, . . . . .	1,0
L Q <sub>III-IV</sub>	4. Супеси тонкие, серовато-палевые, однородные, с ржавыми пятнами . . . . .	
lg Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	5. Ленточные глины с мергелистыми конкрециями преимущественно лепешковидной формы (аналог слоя 1 обн. 2). Граница со слоем 4 неровная, с размывом . . . . .	до 6

gQ<sup>4</sup>  
III

6. Валунно-галечные супеси и суглинки (аналог слоя 4 обн. 2). С размывом ложатся на слой 7 . . . . . до 5
7. Пачка переслаивающихся серовато-палевых супесей, серых суглинков и очень тонких синевато-черных, слегка пахучих глин с линзами торфа (отвечает слоям 5-11 обн. 2) . . . . . видимая 8-10

Расчистками 1966 г. было установлено, что ленточные глины слоя 5 выше по течению вновь перекрываются валунными суглинками. Таким образом, обе толщи парагенетически связаны между собой и представляют единый комплекс ледниковых и водно-ледниковых образований послекаргинского возраста.

В пойменных аллювиальных отложениях каргинской террасы у р. Подъяха на высоте 10-12 м известна находка *Rangifer tarandus*. Этим же слоям, по видимому, отвечает приведенная В.Н.Саксом (1953, стр. 213) фауна пресноводных моллюсков следующего видового состава: *Valvata piscinalis* Müll., *V. alpestris* Küst., *V. proaliens* Schad., *Sohaerium corneum* L., *Sch. corneum scaldianum* Norm., *Sch. scaldianum westerlandi* Cl., *Pisidium casertatum* Poli, *P. pulchellum* Jeffer., *P. lilljeborgi* Cl., *P. conventus* Cl., *P. amnicum* Müll., *P. amnicum alongatum* Raud., *Radix auricularia logotis angularis* Rossm., *R. pereger elongata* Cl. Состав пресноводной фауны указывает на то, что во время отложения этих слоев климат был теплее современного.

Из пойменных осадков каргинского аллювия в обн. 2 (слои 9-11) Н.А.Халфиной (1970) изучены 13 проб на содержание диатомовых. Всего было установлено более 170 видов и разновидностей. Особенно большое их разнообразие отмечается для уровня 6 м над урезом реки. Ниже число их составляет 20-30. Здесь преобладают виды *Eunotia* Ehr., *Comphonema* Ag. и *Synedra* Ehr. Большинство видов имеет широкое географическое распространение; в меньшем количестве присутствуют аркто-альпийские виды. Этой части разреза свойственны диатомовые обрастания и литорали стоячих водоемов. На уровне 6 м в массе появляется *Gyrosigma baicalensis* Skv. - эндемичный байкальский вид, а также другие байкальские виды. Большую роль начинают играть планктонные *Melosira* Ag. В целом абсолютное большинство видов диатомовых - пресноводные; присутствуют и солоноватоводно-пресноводные, а также шесть видов и разновидностей галофилов (особенно в верхней части изученного разреза).

Подводя итог рассмотрению диатомовых из каргинских отложений, Н.А.Халфина пишет: "Нижняя часть исследованных отложений . . . формировалась в зарастающих мелководных водоемах, вероятно пойменного типа, в сравнительно теплых климатических условиях. Верхние же слои (около 6 м над уровнем реки. - Н.К.) образовались, вероятно, при затоплении поймы в большом открытом бассейне, во время похолодания" (Халфина, 1970, стр. 432).

Ранее диатомовые из каргинского аллювия (скв. 37 и др.) изучались А.М.Белевич (1961). Было установлено более 80 видов и разновидностей - главным образом порядка Pennales. Кроме пресноводных, отмечаются единичные солоноватоводные виды и даже солоноводно-морская *Nitischia distans*, а также некоторые байкальские виды - *Cyclotella baicalensis* Sky. и *Pinnularia timopheevi* Skab.

Большое значение для палеогеографических реконструкций каргинского времени имеют палинологические данные. На рис. 10 приведена сводная диаграмма для всего видимого разреза каргинской террасы (обн. 2 и 3), составленная О.В.Матвеевой (Алексеев и др., 1965). При рассмотрении ее нижней половины можно проследить, что основанию видимой части аллювия отвечает широкое распространение темнохвойных пород, максимум которых падает примерно на уровень 3-6 м выше уреза воды (слои 10 и 11). Незначительное участие

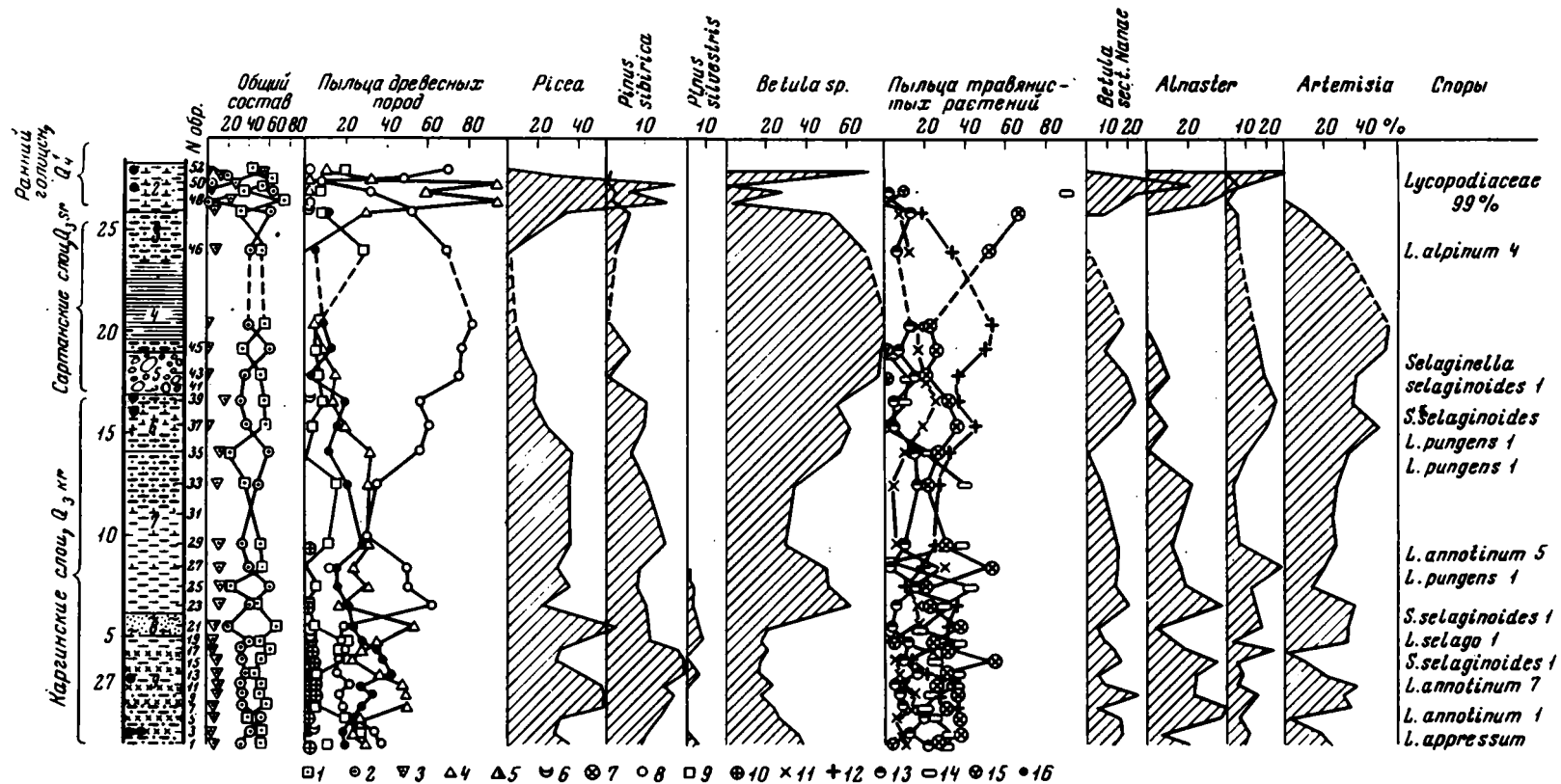
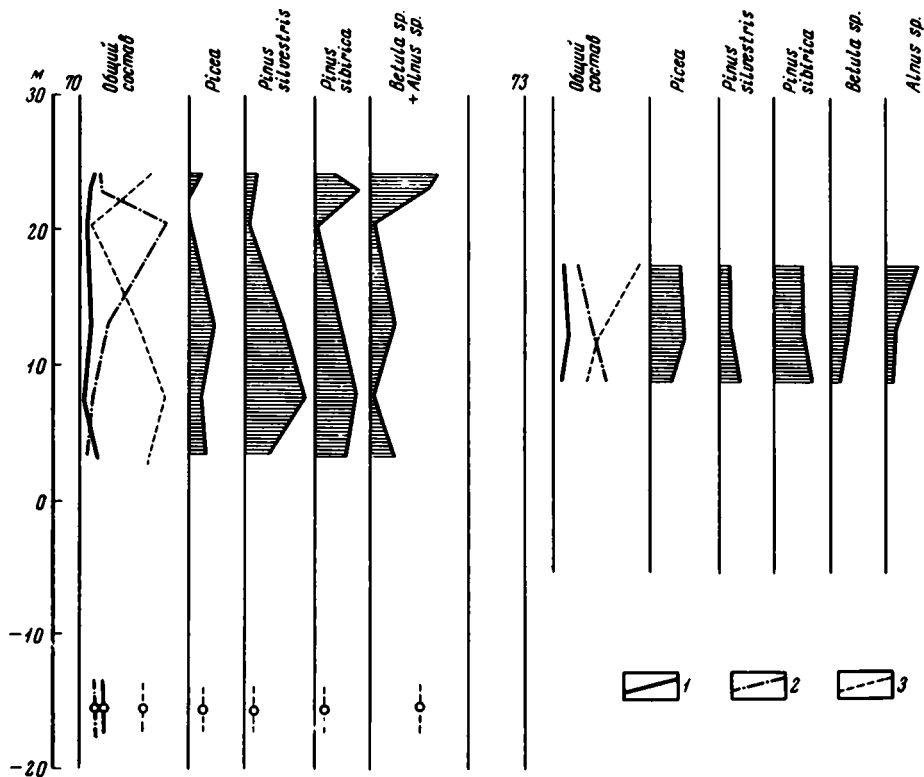


Рис. 10. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма каргинских, сартанских и нижнеголоценовых отложений каргинской террасы р. Енисея в нижнем течении р. Малой Хеты; разрезы обнажений 2 (слой 5–9) и 3 (слой 2–4). По О.В. Матвеевой (Алексеев и др., 1965, рис. 1)

Условные обозначения для спорово-пыльцевых диаграмм (рис. 10, 17, 36, 38, 50): 1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца кустарников и трав; 3 – споры; 4 – ель; 5 – пихта; 6 – лиственница; 7 – суммарное содержание пыльцы сосен (*Pinus silvestris*+*P. sibirica*); 8 – береза; 9 – ольха; 10 – ива; 11 – лебедовые; 12 – полынь; 13 – злаки; 14 – осоки; 15 – вересковые; 16 – места отбора образцов на  $C^{14}$ . Условные обозначения для стратиграфической колонки см. рис. 4



принимает береза<sup>1</sup> (редкостойные леса). Открытые участки, по заключению О.В.Матвеевой, были заняты травянистой, отчасти кустарниковой растительностью болотно-луговых и разнотравно-злаковых ассоциаций с ограниченным распространением лебедовых. Выше по разрезу темнохвойные породы постепенно замещаются березой; в составе травянистых группировок увеличивается содержание лебедовых, а плауны представлены только арктическими видами. Таким образом, климатическая обстановка времени накопления аллювиальной толщи изменялась от сравнительно прохладной и сухой (для самого основания толщи) к относительно теплой (для этих широт) и влажной (с оптимумом, отвечающим слоям на высоте 3–6 м) и затем вновь к более умеренной. Самым верхним слоям, непосредственно подстилающим морену, отвечает похолодание, проявившееся в резком увеличении пыльцы березы, которая еще выше по разрезу (сартанские слои) полностью вытесняет темнохвойные породы. К этому же уровню разреза аллювия относится начало сокращения болотных растительных группировок (особенно осок) и увеличение содержания полыни и отчасти лебедовых.

Сходную картину распределения спорово-пыльцевых спектров по разрезу каргинских аллювиальных отложений можно наблюдать при рассмотрении трех диаграмм (рис. 11), составленных М.В.Барковой по скважинам 73-К, 70-К и 47-К Малохетского участка (Баркова, 1961). Введя поправку на некоторую произвольность высотной привязки образцов, отвечающих не определенно-

<sup>1</sup>Расчленение пыльцы березы и ольхи на кустарниковые и древовидные формы удалось произвести О.В.Матвеевой только для верхней части разреза, где она хорошо сохранилась.



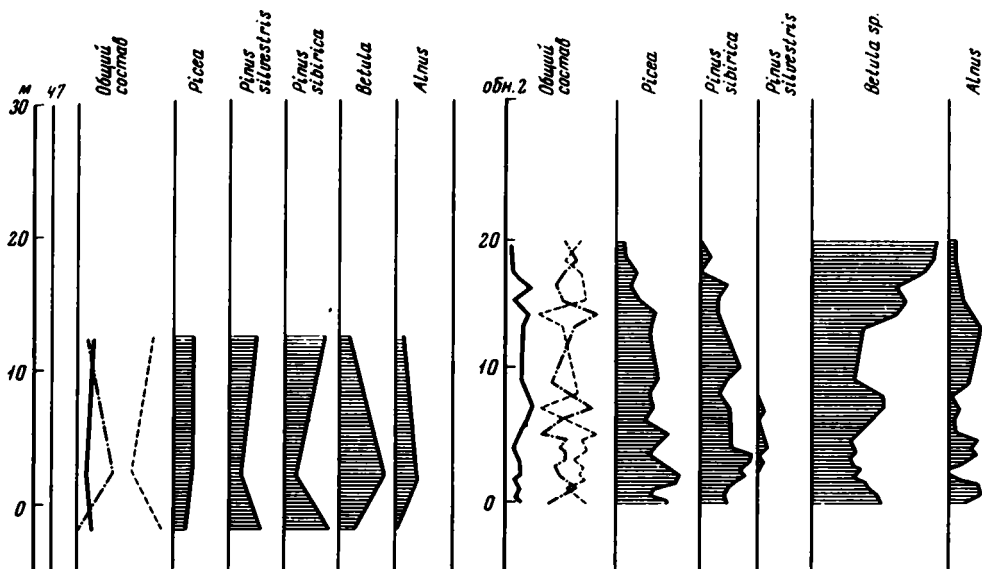


Рис. 11. Спорово-пыльцевые диаграммы для каргинских аллювиальных отложений на р. Малая Хета. По М.В. Барковой (скв. 70, 73, 77) и О.В. Матвеевой (обн. 2) (см. рис. 1, 4)

1 - споры; 2 - пыльца трав; 3 - пыльца деревьев

му уровню, а целому интервалу керна, нетрудно видеть, что максимум содержания темнохвойных пород, в частности наиболее показательных *Pinus silvestris* и *P. sibirica*, падает также на среднюю часть аллювия (примерно от 3–5 до 8–10 м над урезом реки). Выше и ниже по разрезу, так же как и на диаграмме О.В. Матвеевой, роль их в спектре уменьшается и, наоборот, возрастает содержание *Betula sp.* и *Alnus*. Интересно, что на диаграмме для скв. 77-К спектры слоев аллювия, скрытого ниже уреза реки, вновь приобретают сходство со спектрами средней части видимого разреза каргинского аллювия. Это в известной мере подтверждает существование кратковременного ухудшения климата во время накопления самых низов видимой части аллювия.

Ближние палеогеографические выводы вытекают при рассмотрении состава макрофлористических остатков из прослоев торфа в пойменных алевролитах с высоты 0,3 м над урезом Малой Хеты (обн. 2). Здесь В.П. Никитиным были определены: *Chara* spp. (7), *Mnium* sp. (3 фрагмента веточек), Bryales (много веточек), *Salvinia* sp. (1 микроспорангий, 2 фрагмента мегаспор), *Selaginella selaginoides* (L.) Link. (22 мегаспоры), *Larix* sp. (25 фрагментов хвоянок), *Picea* sp. (1 фрагмент хвоянок), *Typha* spp. (3), Gramineae gen. gen. (13 семян), *Carex* spp. (60 орешков), *Heleocharis acicularis* (L.) Roem. et Schult (2 орешка), *Heleocharis palustris* R. Br. (54 орешка), *Juncus arcticus* Willd. (60 семян), *Juncus* sp. (6 семян), *Betula humilis* Schrenk (44 орешка), *Betula nana* L. (53 орешка, 1 чешуйка), *Rumex* sp. (1 фрагмент доли околоцветника), *Chenopodium rubrum* L. (3 семени), *Corispermum squarrosum* L. (1 семя), *Amaranthus* sp. (4 семени), *Cerastium* sp. (15 семян), *Melandrium* sp. (1 семя), Caryophyllaceae gen. gen. (11 семян), *Batrachium* sp. (1 семя), *Paraver* cf. *nudicaule* L. (3 семени), *Roripa palustris* (Layss.) R. Br. (29 семян), *Cruciferae* gen. (3 семени), *Comarum palustre* L. (1 семя), *Dasiphora fruticosa* (L.) Rydb. (5 семян), *Potentilla supina* L. (7 семян), *Po-*

*tentilla* spp. (9 семян), *Callitriche* sp. (1 семя), *Viola* sp. (1 семя), *Hippuris vulgaris* L. (1 плодик), *Umbrelliferae* gen.? (1 фрагмент), *Chamaedaphne calyculata* L. (1 семя), *Vaccinium* cf. *uliginosum* L. (5 семян), *Androsace septentrionalis* L.? (1 деформированное семя), *Naumburgia thyriflora* (L.) Reichb. (1 семя), *Scrophulariaceae* gen.? (1 семя), *Patrinia rupestris* (Pall.) Yuss. (1 семя).

По заключению В.П.Никитина, в составе флоры наряду с многими видами, свойственными современной тайге и тундре, присутствует ряд форм, типичных для более южных районов. В целом состав отвечает сравнительно теплым климатическим условиям.

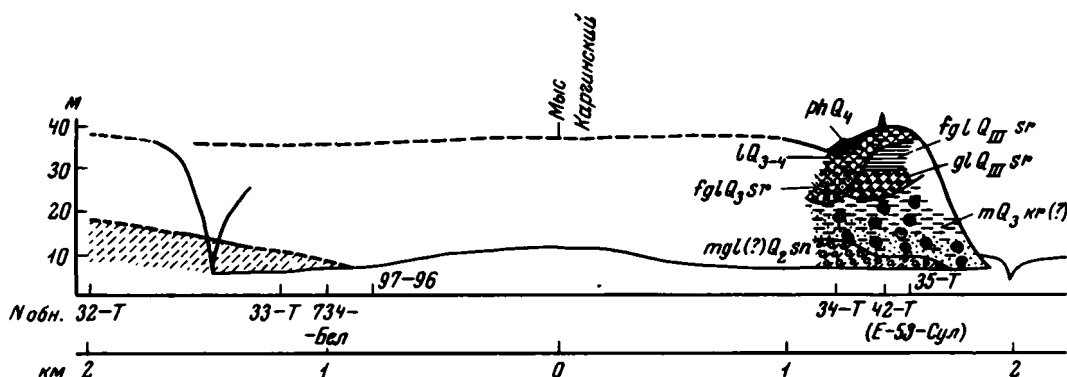
Радиоуглеродные даты для каргинских аллювиальных отложений показали, что возраст их видимой части составляет от 43 500±700 (ГИН-258) до 35 500±900 л.н. (ГИН-258) (см. рис. 6). Последняя дата относится к слоям, залегающим близко к границе размыта в обн. 2. Таким образом, время завершения аккумуляции пойменной фации каргинского аллювия осталось невыясненным.

Анализируя данные спорово-пыльцевого и диатомового анализа и сопоставляя их с радиоуглеродными датами, можно прийти к выводу, что оптимум каргинского потепления падает примерно на 40 000 л.н. (слон в интервале 3–6 м). Окончание его близко к 35 000 л.н., а начало падает примерно на 43 000–42 000 л.н. Более теплый, чем современный, климат этого отрезка времени позволяет отнести его к рангу межледникового.

Если рассматривать спектры самых низов спорово-пыльцевой диаграммы как свидетельства начала потепления или, что то же самое, конца какого-то внутрикаргинского похолодания, которому отвечает, по-видимому, накопление верхней части скрытого под урезом реки аллювия, то можно предположить, что конец этого похолодания имеет возраст примерно 45 000–43 000 л.н. Время его начала не выяснено.

3. Морские каргинские (?) отложения. В разделе, посвященном геологическому строению района, указывалось на спорность вопроса о присутствии на территории Приенисейского Севера морских каргинских слоев. Говорилось также, что после исследований С.Л.Троцкого В.Н.Сакс несколько заколебался в своей прежней позиции, считая тем не менее, что вопрос о каргинской трансгрессии остается открытым и требует дополнительного изучения (Сакс, 1959).

В ранних работах В.Н.Сакса (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1948, 1953) в качестве стратотипа каргинских морских слоев приводились разрезы правобережной 30-метровой террасы Енисея на отрезке р. Казанка – мыс Каргинский, в частности разрез в 1 км выше устья р. Казанки (обн. 224-С) (рис. 12). Приводим его описание в том виде, как оно впервые было дано В.Н.Саксом и К.В.Антоновым (1945, стр. 99):



		Мощность, м
$Q_2^h$	1. Торф, залегающий отдельными линзами, вы- полняющими неровности кровли слоя 2 . . . . .	0,8
$Q_2^{1al}$	2. Суглинок пылеватый, красно-бурый, с про- слойками торфа . . . . .	1,2
$Q_2^{1m}$	3. Супесь пылеватая, палевого цвета . . . . .	0,9
$Q_2^{1_2}$	4. Суглинок серый, с галькой . . . . .	2,2
$Q_2^1$	5. Супесь серая, с прослоями суглинка, с ред- кими обломками фауны . . . . .	0,1
$Q_2^1$	6. Галечник с охристым цементом . . . . .	0,1
$Q_2^1$	7. Глина серо-коричневая, с галькой и мелкими валунами, с редкими обломками раковин и еди- ничными целыми створками <i>Astarte borealis</i> <i>Chemn. var. placenta</i> Mörch. . . . .	2,6
$Q_2^1$	8. Песок тонкозернистый, с прослоями серого суг- линка, более частыми в верхних горизонтах, с довольно обильной фауной четвертичных моллю- сков, особенно <i>Cardium</i> . . . . .	5,2

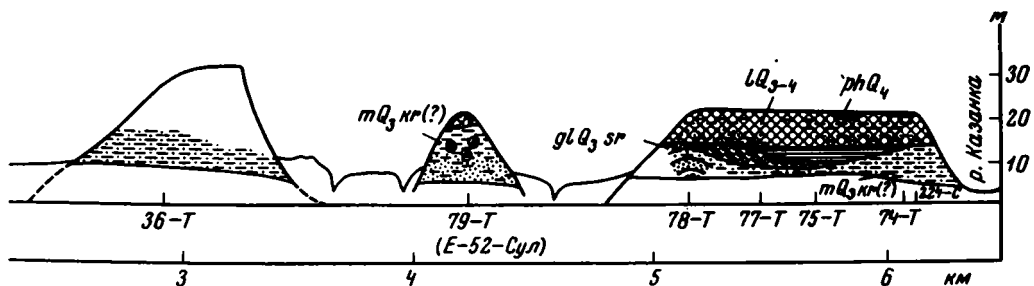
Основание разреза на 6 м выше уровня Енисея.

Для слоя 3 приводится список морской фауны: *Cardium ciliatum* Fabr., *C. groenlandicum* Chemn., *Astarte montagui* Dillw., *Tellina baltica* L., *T. calearea* Chemn., *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Natica clausa* Brod et Sow., *N. groenlandica* Beck. Здесь же определена микрофауна: *Nonion orbiculus* Brady, *Hoplophragmoides scitulum* Brady, *Elphidium incertum* Will. и морские диатомовые водоросли (слой 8): *Stephanopyxis turris* Ralfs. и *Melosira sulcata* var. *siberica* Gr. Как видно из описания обнажения 224-С, морскими каргинскими осадками В.Н.Сакс считает слои 3-8, а слой 2 относит к поздне-последледникового аллювию - аналогу маломощного покровного аллювия каргинской террасы в районе Усть-Енисейского Порта.

Проведенное С.Л.Троицким в 1959-1966 гг. детальное изучение разрезов на этом участке внесло существенные изменения в трактовку генезиса и возраста пород, слагающих обнажение 224-С (обн. 74-Т). Было установлено, что галечники слоя 6 представляют собой рубеж, отделяющий нижнюю морскую толщу от верхней - континентальной. Ниже по течению эти галечники переходят в типичную морену с валунами долеритов и известняков размером до 1,2 м в диаметре (С.Л.Троицкий вначале считал ее зырянской). Морена перекрывается ленточными глинами, выше по разрезу переходящими в слоистые алевроиты и глины с прослоями песка. Морские моллюски содержатся только в песках и алевро-

Рис. 12. Схема геологического строения правого берега Енисея у мыса Каргинского и номера описанных обнажений. По С.Л.Троицкому (индексы автора)

Описание в тексте



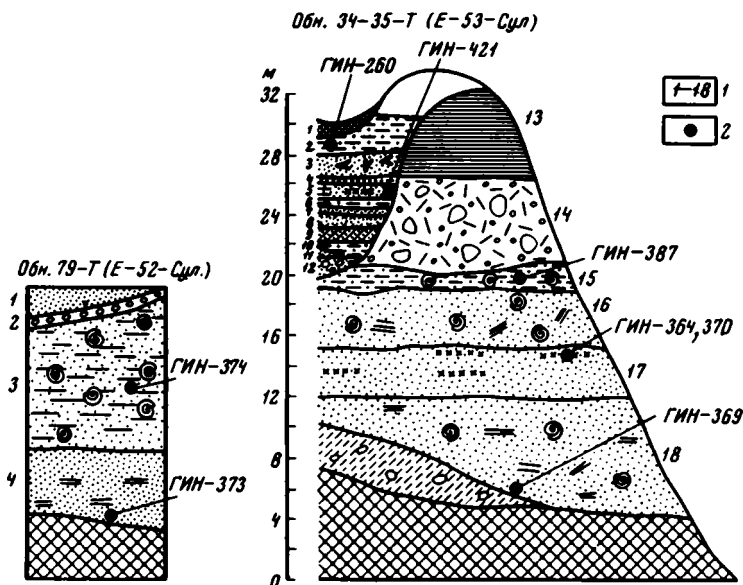


Рис. 13. Разрезы каргинской террасы в районе мыса Каргинского

1 - номера слоев (описание в тексте); 2 - места взятия радиоуглеродных проб (их лабораторный номер показан сбоку):  $9540 \pm 50$  (ГИН-260);  $15300 \pm 200$  (ГИН-421);  $42200 \pm 1000$  (ГИН-387);  $42000 \pm 700$  (ГИН-364);  $46000 \pm 900$  (ГИН-370);  $> 50000$  (ГИН-369); 37000 (ГИН-374);  $< 5100$  л.н. (ГИН-373)

ритах, залегающих ниже галечных и валунных отложений (слои 7-8, по В.Н.Саксу). В верхних частях морских отложений были установлены следы гляциодислокаций. Кровля их вниз по течению поднимается до 20 м у мыса Каргинского. Здесь на них залегают слой галечников, который С.Л.Троицкий (1966, стр. 82) первоначально относил к флювиогляциальным образованиям, а позднее - к основанию аллювия небольшой реки, впадающей в Енисей после отступления позднеледниковой ингрессионного бассейна, отложившего ленточные глины (рис. 13). Сравнительное изучение гранулометрического и минералогического состава, содержания коллоидных фракций и спорово-пыльцевых спектров морских и континентальных отложений в этих разрезах подтвердило их резкое генетическое и возрастное различие.

Морские слои, как уже отмечалось, отнесены С.Л.Троицким не к каргинским, а к казанцевским осадкам на основании находок створок *Cyprina islandica* L. и раковин *Vuccinum undatum* L. на некоторых участках бечевника Енисея (см. ниже), а также ревизии всех известных находок фауны из разрезов, относимых В.Н.Саксом к каргинским.

В 1966 г. С.Л.Троицкий и Л.Д.Сулержицким подробно изучалось обнажение у мыса Каргинского и отбирались образцы на  $C^{14}$ . В 1968 г. Л.Д.Сулержицкий и Н.А.Халфина продолжили исследования и дополнительный отбор проб на  $C^{14}$  из обнажения у мыса Каргинского (обн. 34 - 42 - 35-Е-53 и 79-Е-52). В результате этих исследований была установлена идентичность строения верхней части террасы на этом отрезке и каргинской террасы на р. Малая Хета. В обоих случаях разрез венчается пачкой ледниковых и озерно-ледниковых образований, залегающих на неровной, сильно размывтой поверхности подстилающих пород; на р. Малая Хета это аллювиальные отложения, у мыса Каргинского и выше - морские слои с фауной. На ледниковые образования ложатся озерно-аллювиальные супеси и алевриты, перекрытые торфяником, венчающие

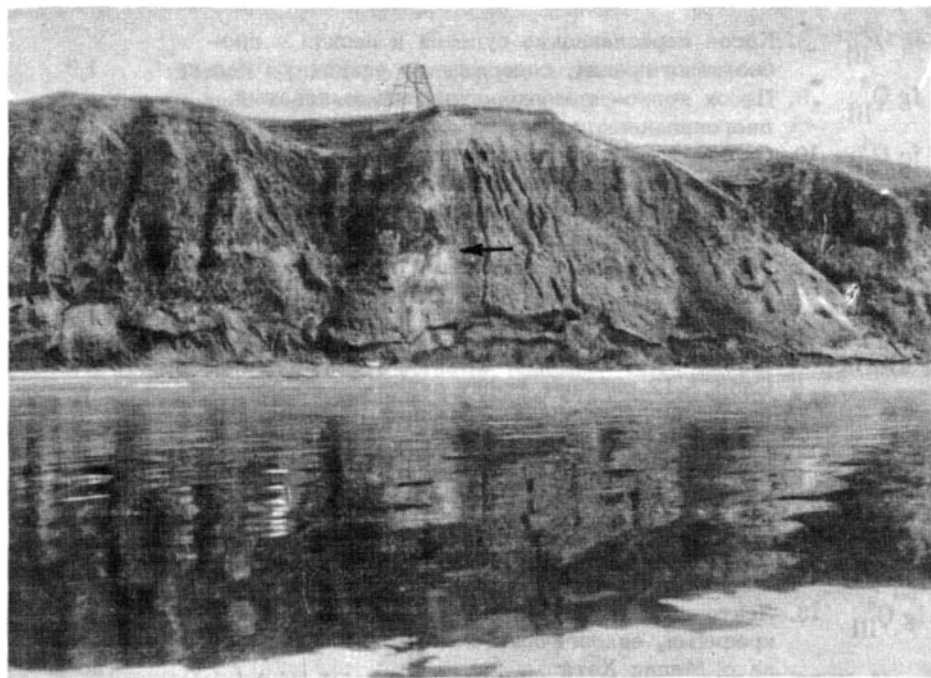


Рис. 14. Уступ каргинской террасы выше мыса Каргинского (обн. 34-Т)  
Стрелкой показана граница между морскими отложениями и сарганской морской

разрез террасы. В обоих разрезах были обнаружены небольшие погребенные долинки, врезанные в ленточные глины и морену (рис. 14, см. также рис. 4 и 12). Ниже мы приводим описание двух основных разрезов каргинской террасы около мыса Каргинского, из которых отбирались основные пробы на  $C^{14}$  (см. рис. 13). Описание дается по С.Л.Троицкому и Л.Д.Сулержицкому (индексы автора):

		Мощность, м
Обн. 34 - 42 - 35 (Е-53-Сул)		
ph Q <sub>IV</sub>	1. Торф следующего состава (сверху вниз): а) гипновый плотный - 0,15 м; б) травяно-древесный - 0,15 м; в) моховой с обилием семян - 0,4; г) древесно-травянистый - 0,30 м . . . . .	0,50
l Q <sub>IV</sub>	2. Супесь зеленовато-серая, пахучая . . . . .	0,5
l Q <sub>III-IV</sub>	3. Супесь палево-серая, с корнями растений и редкими тонкими стволами древесно-кустарниковой растительности . . . . .	1,7
al, l Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	4. Песок мелкозернистый, палево-желтый . . . . .	0,1
al, l Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	5. Песок тонко- и мелкозернистый, желтый, с бурыми торфянистыми прослоями с линзами и гнездами серой супеси . . . . .	1,3
al, l Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	6. Супесь желтая, с прослоями, примазками и пятнами супеси бурой и сизой окраски . . . . .	0,6
fg Q <sub>III</sub> <sup>4</sup>	7. Песок желто-бурый, разнозернистый, косослоистый, с линзами и прослоями крупно- и среднезернистого песка . . . . .	0,35

fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	8. Косое переслаивание супесей и песков с прослойками гравия, содержащего единичную гальку	1,0
fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	9. Песок тонко- и мелкозернистый, пылеватый, диагонально-слоистый . . . . .	1,5
fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	10. Супесь бурая, с сизыми разводами, со следами горизонтальной слоистости . . . . .	0,4
fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	11. Линза пестроокрашенного разнозернистого песка с примесью гравия . . . . .	0,1
fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	12. Галечник бурый, с охристыми пятнами и разводами. Галька мелкая и средних размеров составляет до 60% и заключена в разнозернистом песке . . . . .	0,9
	Слой 1-12 слагают толщу аллювиально-озерных и флювиогляциальных отложений, заполняющих небольшую погребенную долину, врезанную в нижележащие породы. В нижней части обнажения базальный галечник (слой 12) ложится непосредственно на морские слои, в верхней - супеси и пески (слои 3-5) залегают на ледниковых и водно-ледниковых образованиях.	
lg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	13. Ленточные супеси и глины с мергелистыми конкрециями, аналогичные слою 5 обн. 3 в разрезе на р. Малая Хета . . . . .	до 5
g Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	14. Морена - валунные супеси и суглинки, аналогичные слоям обн. 2 и 3 на р. Малая Хета . . . . .	до 5
m Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	15. Алеврит бурый, со следами слоистости и с крупными дискоидальными конкрециями . . . . .	до 3-7
m Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	16. Палевые мелко- и тонкозернистые пески с горизонтальными и косыми прослоями бурых супесей, многочисленными раковинами морских моллюсков. Встречаются целые банки <i>Astarte borealis</i> Chemn. var. <i>placenta</i> Mörch. и близких к ней форм <sup>1</sup> . . .	до 5
m Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	17. Те же пески, но более глинистые, с частыми прослоями намывного черного сильно разложившегося торфа мощностью до 5 см (рис. 15). Много раковин <i>Macoma baltica</i> (L.) и <i>Mitilus edulis</i> L. . . .	3,8
m Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	18. Пески мелкозернистые, желто-палевые, слоистые, с редкими прослоями коричневых алевритов. . . .	видимая 6-7
	Основание на 3,5 м выше уровня реки.	

Обн. 79-Т (Е-52-Сул) находится в 4,1 км выше мыса Каргинского на правом берегу Енисея. Здесь с высоты 18,5 м над урезом реки обнажаются (см. рис. 13):

fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	1. Пески желтые, среднезернистые, с гравийными прослоями и галькой (внизу). . . . .	видимая 3,2
fg Q <sup>4</sup> <sub>III</sub>	2. Галечник ржавый, косослоистый, с прослоями среднезернистого гравелистого песка и бурого алеврита. Содержит отдельные валуны. . . . .	до 1,5
m Q <sup>3</sup> <sub>III</sub>	3. Алевриты бурые, слоистые, крупноплитчатые (в сухом виде), внизу светло-желтые, с прослоями мелко- и среднезернистого песка. Со-	

<sup>1</sup>Сборы Л.Д.Сулержичского (1967 г.). Определения С.Л.Троицкого.

m Q <sup>3</sup> III	держат единичную гальку, известковистые конкреции и раковины морских моллюсков . . . . . 4. Пески мелкозернистые, внизу желтые,верху палевые, содержат прослой бурых алевроитов . . Основание разреза - 4-5 м над урезом Енисея.	7  до 3
-------------------------	--	---------------

Из слоя 3 с высоты около 10 м Л.Д.Сулержицким были собраны остатки морской фауны следующего состава (определения С.Л.Троицкого): *Balanus crenatum* Brüg (1 домик), *Euspira (Polvnius) Brod. et Sew.* (8 раковины), *Buccinum* sp. (3 неполные раковины), *Buccinum aff. fragile* G. Sars. (1 раковина) *Lora* sp. (1 раковина), *Serripes groenlandicus* Chemn. (2 створки), *Cardium ciliatum* Fabr. (в массе), *Astarte borealis* (Chemn.) var. *placenta* Mörch. (3 раковины), *Mascoa calcarea* (Chemn.) (в массе створки раковин), *Mya trincata* L. (12 раковин).

В своем заключении С.Л.Троицкий отмечает, что, несмотря на наиболее вероятный казанцевский возраст, в сборах нет определенно теплолюбивых видов и фауна имеет арктический облик.

Из правобережных обнажений каргинской террасы в разные годы производились сборы и определения остатков морской фауны. Учитывая спорность вопроса о возрасте вмещающих их осадков, остановимся более подробно на характеристике фауны.

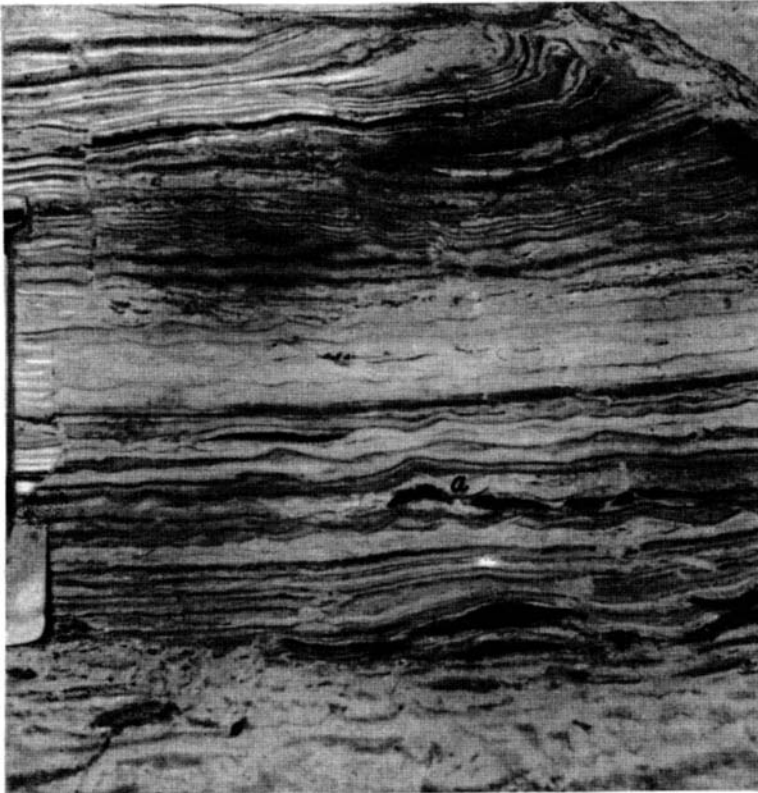


Рис. 15. Лагунные супеси и пески с прослоями торфа в обн. 34-Т (слой 17)

а - место взятия пробы торфа (ГИН-264, 370)

Распределение остатков морской фауны в обнажениях правого берега Енисея на отрезке р. Казанка – мыс Каргинский и ниже

Виды(подвиды)	224-С (74-Т)	79-Т (Б-51- Сул)	36-Г	35-Т	42-Т (Е-53- Сул)	34-Т	329-Бел	743-Бел	97-98 Дяб- нер	32-Т
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Бореальные</b>										
<i>Cyprina islandica</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+
<i>Buccinum undatum</i> L.	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-
<b>Субарктические</b>										
<i>Macoma baltica</i> L.	+	-	-	+	+	+	-	+	+	+
<i>Mytilus edulis</i> L.	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<b>Аркто-бореальные</b>										
<i>Astarte borealis</i> (Chemn.) f.	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>A. compressa</i> (L.)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Macoma calcarea</i> Chemn.	+	+	++	-	-	-	-	-	-	-
<i>Saxicava arctica</i> (L.)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Mya truncata</i> L.	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+
<i>Natica clausa</i> Brod. et Sow.	+	+	+	+	+	-	+	-	+	+
<i>Polynices pallidus</i> (Brod. et Sow.)	+	-	+	-	-	-	-	-	+	-
<i>Buccinum fragile</i> G.Sars.	-	+	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Balanus crenatus</i> Brüg.	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Leda pernula</i> (Mill.)	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Преимущественно арктические</b>										
<i>Astarte borealis</i> (Chemn.) var. <i>placenta</i> Mörch.	++	+	++	++	++	-	+	+	+	++
<i>A. montagui</i> Dillw.	+	-	-	-	+	-	+	-	+	-
<i>Trichotropis borealis</i> Brod. et Sow.	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>T. insignis</i> Midd.	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
<b>Арктические</b>										
<i>Cardium ciliatum</i> Farb.	+	++	+	+	-	-	+	-	-	+
<i>Neptunea borealis</i> Phill.	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Lora</i> sp.	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Высокоарктические</b>										
<i>Serripes groenlandicus</i> (Chemn.)	+	+	-	+	-	-	-	+	+	-

В табл. 1 приведены данные о распределении остатков фауны из разных точек разреза каргинской террасы на отрезке р. Казанка – мыс Каргинский (графы 1–7) и из трех обнажений ниже мыса Каргинского (графы 8–10). Данные по составу фауны приведены частично по сборам Л.Д. Сулержского (1968 г.), частично заимствованы из литературы (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953; Троицкий, 1966), частично же любезно сообщены нам С.Л. Троицким. Распределение остатков морской фауны по экологическим группам показано в табл. 2.

При рассмотрении табл. 1 бросается в глаза, что типичная для казанцевских отложений *Cyprina islandica* L. не встречается *in situ* ни в одном из обнажений на отрезке р. Казанка – мыс Каргинский. Находки ее были сделаны С.Л. Троицким только на бечевнике под обнажением 224-С непосредственно вблизи устья р. Казанки и в 2 км ниже (обн. 79). Наоборот, ниже мыса Каргинского (ниже обн. 34) она была встречена в двух обнажениях (743-Бел и 32-Т). Присутствие ее отмечается (устное сообщение С.Л. Троицкого) и по не-



которым правобережным притокам Енисея. Вполне возможно, что в первом случае находки ее (на бечевнике) связаны с выносом раковин по р. Казанцевой. Присутствие *Cyprina islandica* ниже мыса Каргинского объясняется, по-видимому, тем, что разрезы, в которых эта форма была найдена *in situ*, относятся уже не к каргинской террасе, а к коренному берегу Енисея. В пользу такого предположения свидетельствует появление санчуговских отложений в основании обн. 34, 42 и 35-С, которые представляют собой цоколь каргинской террасы; выше по течению он погружается и нигде не выходит на дневную поверхность. Ниже мыса Каргинского кровля санчуговских отложений повышается, одновременно увеличивается и высота берегового уступа (см. рис. 12). Таким образом, разрез у мыса Каргинского относится, вероятнее всего, к притыловой части каргинской террасы. Ниже по течению в береговых обрывах обнажается, по-видимому, нормальный разрез морских санчуговских и перекрывающих их казанцевских осадков.

Выше мыса Каргинского терраса имеет ровную, выдержанную по высоте площадку и нормальное строение, очень сходное, как отмечалось выше, со строением ее в районе Малой Хеты, с той лишь разницей, что комплекс ледниковых образований ложится не на аллювиальные, а на морские осадки.

Исходя из этих соображений (табл. 2) подсчет производился как для всех находок, приведенных в табл. 1 (графа 1), так и отдельно для обнажений выше мыса Каргинского (графа 2). При сравнении чисел в графе 2 с числами, приведенными В.Н.Саксом (1953) и С.Л.Троицким (1966) для всех разрезов каргинских отложений Приенисейского Севера (графы 3,4), бросается в глаза почти полное их тождество. Отличие от казанцевской фауны особенно ясно выявляется по содержанию бореальных и суббореальных видов - в казанцевских отложениях их заметно больше.

Очень интересные данные, подтверждающие умеренно теплый климат времени накопления морских каргинских отложений, были получены по составу макрофлористических остатков. Из косых пластов торфа с высоты 9,5 м над урезом Енисея в обн. 35-Т Е.В.Станищевой в 1967 г. были определены остатки следующих растений: *Carex* sp. (93 ост.), *C.sect. Vignea* (200), *Alnus fruticosa* (2), *Betula sect. Nanae* (26+2), *Comarum palustre* (151).

Более полный список флоры был получен из прослая лагунного торфа в основании морских слоев обн. 42-С (Е-53-Сул) с высоты 13,5 м над урезом Енисея. В.П.Никитиным были определены Bryales (много фрагментов веточек), *Sphagnum* (то же), *Azolla interglacialica* Nikit. (4 мегаспоры), *Salvinia* sp.

Таблица 2

Распределение остатков морской фауны (в %) по экологическим группам (правобережье Енисея ниже устья р. Казанки)

Группы видов	Каргинские отложения				Казанцевские отложения	
	Во всем обнажении (см. табл. 1)	На отрезке устья р.Казанки - мыс Каргинский	Данные для всех каргинских отложений		В.Н.Сакс, 1953	С.Л.Троицкий, 1966
			В.Н.Сакс, 1953	С.Л.Троицкий, 1966		
Бореальные	5,8	4	3	4	8	6
Субарктические	11,6	10	11	11	16	14
Аркто-бореальные	42,0	46	33	34	36	30
Преимущественно арктические	21,8	20	12	15	11	9
Арктические	11,6	14	30	32	24	32
Высокоарктические	7,2	6	11	4	5	9

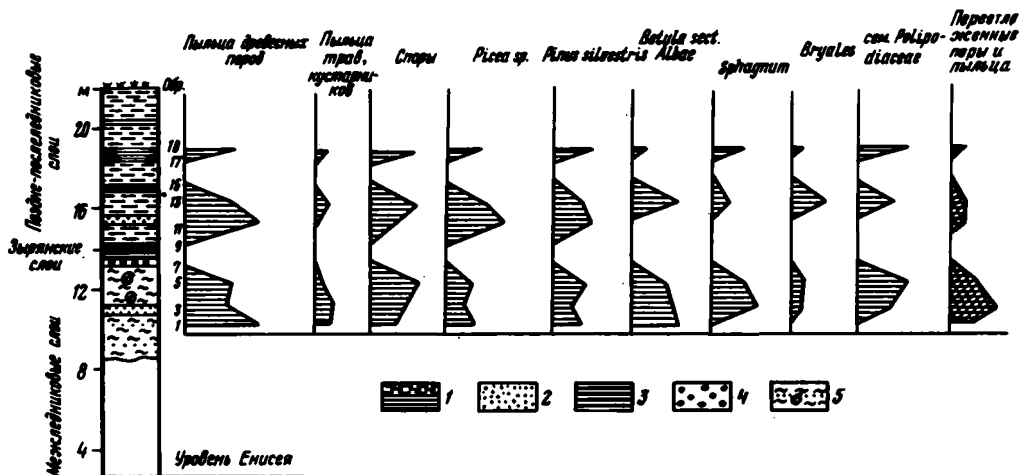


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений каргинской террасы в 1,2 км ниже устья р. Казанки (обн. 74-Т). По М.В. Барковой, (1961)

1 - переслаивание алевритов, песчанистых алевритов; 2 - пески и глинистые пески; 3 - ленточные глины; 4 - базальные галечники; 5 - алевриты и песчанистые алевриты с раковинами моллюсков

(1 микроспорангий), *Selaginella selaginoides* (L.) Link (2 мегаспоры), *Sparganium hyperboreum* Laest. (5 эндоспермов), *Potamogeton pectinatus* L. (1 ост.), *Potamogeton pectinatus* var. (1), *Potamogeton perfoliatus* L. (1 ост.), *Potamogeton pusillus* L. (1 ост.), *Potamogeton vaginatus* Turcz. (8 ост.), *Carex* sp. (36 орешков), *Heleocharis palustris* R. Br. (1 орешек), *Juncus arcticus* Willd. (10 семян), *Juncus* sp. (14 семян), *Betula* sp. (sect. *Nanae*) (1 орешек), *Atriplex hastata* L. (более 50 семян), *Chenopodiaceae* gen. gen. (1 семя, 8 фрагментов), *Batrachium* sp. (5 семян), *Comarum palustre* L. (19 семян), *Potentilla anserina* L. (1 семя), *Potentilla* sp. (1 семя), *Empetrum nigrum* L. (10 семян), *Hippuris vulgaris* L. (4 плодика), *Menyanthes trifolia* L. (много семян и фрагментов), *Azollites* cf. *polycephaloides* Nikit. (4 мегаспоры), переотложенные из меловых пород.

По заключению В.П. Никитина, в составе флоры преобладают остатки травянистых с небольшой примесью кустарничков и кустарников. Обильны прибрежно-водные и водные, болотные мезофильные редки. Остатки *Azolla* и *Salvinia* В.П. Никитин относит к переотложенным, а участие во флоре обильных остатков *Atriplex hastata* L. считает загадочным: как сорное это растение заходит в тайгу до 58° с.ш.; на Енисее оно известно лишь в окрестностях Минусинска. В целом большую часть составляют тундровые растения, многие свойственны таежной зоне, но заходят и в тундру. В этом отношении флора, по мнению В.П. Никитина, напоминает комплекс, описанный из аллювия каргинской террасы на р. Малая Хета (обн. 2) и отвечает сравнительно теплым климатическим условиям и смещению зон к северу в пределах 3-5° широты.

Данные по спорово-пыльцевым спектрам морских отложений этого участка, к сожалению, очень скудные. Некоторое представление о них дает только неполная диаграмма, составленная М.В. Барковой (1961) для разреза обн. 74-Т (обн. 224 Сакса) в 1,2 км ниже устья р. Казанки (рис. 16). В этой диаграмме к морским осадкам относятся три нижних спектра (верхи морской толщи, непосредственно подстилающей морену). Спектры характеризуются большим участием пыли хвойных пород. Количество пыли сосны и ели в спектрах более или менее одинаково. Большое участие принимает пыльца березы, особенно

в спектре 1. Характерно большое содержание спор, особенно *Sphagnum*. Таким образом, можно полагать, что по берегам морей в это время росли леса, в древостое которых принимали участие как хвойные (ель, сосна, изредка кедр), так и мелколиственные (береза, единично ольха). Обращает на себя внимание большое сходство с ландшафтом, восстановленным по спорово-пыльцевым спектрам из верхов каргинских аллювиальных отложений на р. Малая Хета.

Из описанных морских отложений в разные годы датировались образцы древесины и торфа. Первая дата, полученная по торфу из слоя 17 обн. 34-35-Т (Е-53 Сул), отобранному в 1966 г., оказалась равной  $42\ 200 \pm 700$  л.н. (ГИН-264) (Кияд и др., 1966) (см. рис. 13). Позднее образец торфа, отобранный Л.Д.Сулержицким в 1967 г. из того же слоя, был перемерен и показал тот же возраст -  $42\ 900 \pm 500$  л.н. (ГИН-370). Образец того же торфа был затем передан для контроля в лабораторию ГЕОХИ. В.А.Алексеевым были получены следующие результаты:  $43\ 800 \pm 640$  л.н. (ГИН-370в) - без очистки;  $40\ 200 \pm 500$  л.н. (ГИН-370б) - гумус;  $46\ 000 \pm 900$  л.н. (ГИН-370а) - после тщательной очистки. В той же лаборатории был измерен образец раковины из слоя 15, который показал возраст  $42\ 200 \pm 1000$  л.н. (ГИН-387).

Из самых низов разреза морских отложений, непосредственно над цоколем - санчуговскими морскими суглинками - Л.Д.Сулержицким был отобран растительный детрит. Он показал возраст свыше  $50\ 000$  л.н. (ГИН-369). Выделенные из него при рассевании через сито кусочки торфа в лаборатории ГЕОХИ показали дату  $50\ 800 \pm 290$ , или свыше  $45\ 300$  л.н. (ГИН-369а), а мелкие веточки из того же образца -  $56\ 000 \pm 2400$ , или свыше  $50\ 000$  л.н. (ГИН-369б).

В разрезе обн. 69-Т (Е-52-Сул) в лаборатории ГЕОХИ датировалась древесина из слоя 3, показавшая возраст более  $37\ 600$  л.н. (ГИН-374). Древесина слоя 4 в основании обнажения (см. рис. 13) без очистки датирована  $41\ 850 \pm 1300$  л.н. (ГИН-373а). Другой образец древесины от того же ствола, но подвергавшийся более тщательной предварительной химической обработке, дал возраст более  $51\ 000$  л.н. (ГИН-373в).

Приведенные даты как будто бы свидетельствуют о более молодом, чем казанцевский, возрасте морских отложений, что согласуется и с палеонтологическими данными. Средняя и верхняя их части в разрезе у мыса Каргинского накапливались около  $46\ 000-42\ 000$  л.н., а нижние - более чем  $50\ 000$  л.н. Более древний возраст морских осадков по сравнению с каргинскими аллювиальными отложениями можно объяснить тем, что в разрезах у мыса Каргинского обнажены самые низы морской толши, которым отвечают скрытые под водой горизонты аллювия на р. Малая Хета.

4. Позднеледниковые и голоценовые озерно-аллювиальные и озерно-болотные отложения. Как уже указывалось, во многих разрезах каргинской террасы на озерно-ледниковых ленточных глинах с четким контактом, иногда с глубоким размывом лежит пачка серых и палевых супесей и песков с прослоями торфа, с остатками древесины и кустарников. Венчается пачка торфяниками; в основании ее иногда залегает маломощный слой галечников. По мнению В.Н.Сакса и К.В.Антонова (1945), этой пачкой заканчивается разрез каргинских отложений. Авторы относили пески и супеси к дельтовому образованию, "отложившимся в момент отступления моря, перед врезанием Енисея в надпойменную (каргинскую, - Н.К.) террасу" (Сакс, Антонов, 1945, стр. 102). На водораздельных плато в это время также шло накопление озерных супесей и торфяников, достигающих мощности 3-5 м и содержащих многочисленны стволы лиственницы и березы. Озерные супеси, залегающие под торфяниками, В.Н.Сакс считал позднеледниковыми. Деграляция озерных бассейнов в послеледниковое время привела к смене озерных осадков торфяниками, образовавшимися после зарастания озер. Мощность торфяников крайне неравномерная, чаще всего они выполняют неровности рельефа. Верхние горизонты торфяников В.Н.Сакс относил к современной эпохе и считал одновременными накоплению торфа на поверхности каргинских террас (Сакс, 1953, стр. 253).

Приведенные в работах В.Н.Сакса (1945), Н.Я.Каца и С.В.Каца (1946) спорово-пыльцевые спектры водораздельных озерных отложений и торфяников (рис. 17, 18) указывают на очень резкие смены растительных ассоциаций - от тундры до елово-березово-сосновых лесов, свидетельствующих о значительном продвижении границы леса на север в соответствующий отрезок послеледниковья и на сплошное развитие в это время лесов в северной части Северо-Сибирской низменности. Ниже мы еще вернемся к рассмотрению этих спектров.

В разрезе каргинской террасы пачка озерно-аллювиальных отложений изучалась в разные годы в различных аспектах. Довольно детальная палеоботаническая характеристика в сочетании с радиоуглеродным анализом заключенных в ней растительных остатков позволяет в настоящее время более уверенно судить о ее возрасте и генезисе, а также о палеогеографии поздне- и послеледниковья рассматриваемой территории. Наиболее детально верхняя пачка была изучена в трех разрезах каргинской террасы: у мыса Каргинского, пос. Малая Хета и в обнажении на правом берегу одноименной реки в 7 км выше ее устья.

Уникальный по своей полноте разрез поздне- и послеледниковых отложений у мыса Каргинского изучался С.Л.Троишким и Л.Д.Сулержицким в обн. 34-Т (Е-58; см. рис. 13). Описание его дано выше (см. стр. 35, 36). К рассматриваемой пачке принадлежат слои 1-12, представляющие собой внизу осадки, выполняющие небольшую погребенную долину какого-то древнего потока, впадавшего в Енисей. Выше по разрезу аллювий древней речки сменяется типичными озерными супесями и торфяниками (слои 2 и 1), аналоги которых широко распространены как на междуречных пространствах, так и в понижениях на поверхности каргинской террасы на других участках ее развития.

Литолого-минералогическое изучение этого разреза было выполнено Е.В.Шумиловой (1968). Эта толща характеризуется очень слабой окатанностью зерен, их полимиктовым составом с преобладанием полевых шпатов, плагиоклазов и пироксенов хорошей сохранности. Для этих слоев типично резкое повышение процента тяжелой фракции по сравнению с нижележащими осадками.

Карпологиический анализ проводился О.Н.Станищевой. В средних и нижних слоях толщи обнаружена крайне бедная флора. Для прослая торфа из слоя 5 были подсчитаны 151 орешек *Саgex*, 9 семян *Potentilla nivea* и редкие семена снежного лютика. Из верхней части слоя 3 собраны остатки *Rubus idealus*. Более полно охарактеризован семенной флорой верхний торфяник (слой 1). В верхней его части (слой 1а) обнаружена бедная флора современных тундровых растений. Нижние слои (1б - 1г) значительно богаче макроостатками. В них везде (кроме слоя 1в) содержатся остатки *Betula alba* L., семена *Menyanthes trifoliata*; в двух нижних слоях - 4 вида рдестов (*Potamogeton alpinus* Balb. P. *gramineus* L., *P. urteus* L., *P. obtusifolius* Mert. et Koch.), *Heleocharis palustris* (L.) R. Br., *Calla palustris* L., *Ceratophyllum demersum* L., *Myriophyllum verticillatum* L.

Все эти формы, по заключению О.Н.Станищевой, - более южные по сравнению с современной растительностью мыса Каргинского; три последние вообще живут за пределами Арктики. Такой состав растительности типичен для послеледникового теплого времени.

Для поздне- и послеледниковых отложений этого участка долины Енисея имеется очень скудная палияологическая характеристика. Приведенная выше диаграмма (см. рис. 16), составленная М.В.Барковой для разреза 74-Т, расположенного на правом берегу Енисея в 1,2 км севернее устья р. Казанки (см. рис. 12), дает только некоторые представления о спорово-пыльцевых спектрах озерных отложений (спектры образцов 11, 13, 18), подстилаемых ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, не содержащими пыльцу и споры. Обр. 9 из самых низов толщи, равно как и образцы 15 и 17, относящиеся к ее средней части, также оказались "пустыми". Спектры образцов 13 и 11, по заключению М.В.Барковой (1961, стр. 181), характеризуются значительным содержанием пылицы древесных пород (до 76% в спектре 11) - преимущественно *Picea* sp., *Pinus silvestris* и, в значительно меньшей степени,

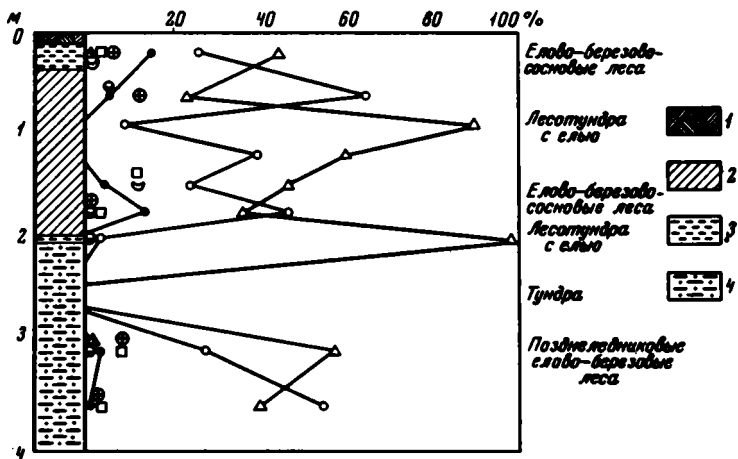


Рис. 17. Пыльцевая диаграмма озерных отложений и торфяника на р. Санчуговке. По В.Н. Саксу (1945)

1 - современный растительный покров; 2 - торф; 3 - суглинок; 4 - супесь с галькой. Условные обозначения для диаграммы см. рис. 10

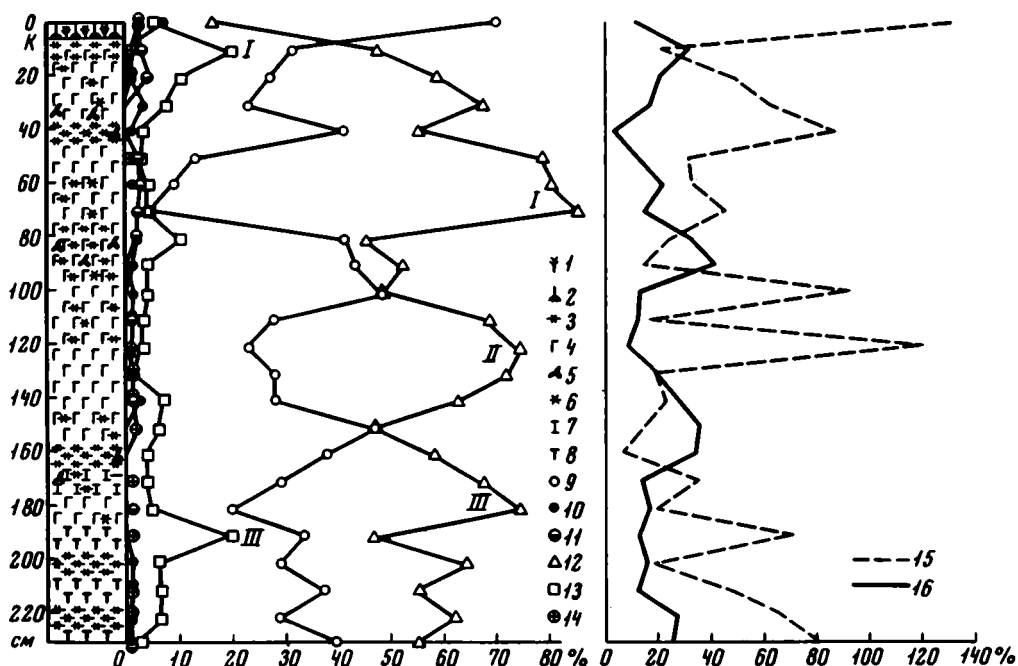


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма для разреза торфяного бугра у Дудняки. По Н.Я. Кацу и С.В. Кац (1946)

1 - *Politrichum*; 2 - кустарнички; 3 - сфагнум (*Sphagnum teres*); 4 - *Paludella*; 5 - вахта; 6 - хвощ; 7 - *Calliergon*; 8 - *Drepanocladus*; 9 - береза; 10 - сосна; 11 - кедр; 12 - ель; 13 - ольха; 14 - ива; 15 - содержание пыльцы недревесных; 16 - содержание пыльцы древесных. Римскими цифрами обозначены максимумы

*Pinus sibirica*, которая вообще не нашла отражения на диаграмме. Кроме пыльцы хвойных пород, заметное место занимает пыльца мелколиственной *Betula sect. Albae*, содержание которой достигает 40,1% в спектре 13. В спектре 18 пыльца древесных пород резко сокращается; она представлена в основном пыльной ели. Пыльца трав, кустарников и кустарничков выражена в спектрах очень слабо. В общем составе спор большое участие принимают споры *Sphagnum* sp., Bryales, сем. Polypodiaceae. Единично зафиксированы споры *Lycopodium elavatum*, *L. apressum* и *Selaginella* sp.

Проводить какие-либо сопоставления описанных трех спектров с диаграммой В.Н.Сакса для озерных отложений и торфяников на р. Санчуговке (см. рис. 17) крайне затруднительно. Сугубо предположительно можно сопоставить спектры 11-13 с нижним максимумом ели на диаграмме В.Н.Сакса.

Поздние и последнединовые отложения описанного участка долины Енисея датировались по  $C^{14}$  в обнажении у мыса Каргинского (см. рис. 13). Возраст растительного детрита, отобранного Л.Д.Сулержицким в 1967 г. из слоя 5 с высоты 25 м над урезом реки, оказался равным  $15\ 900 \pm 200$  л.н. (ГИН-421). Эта дата отвечает времени накопления средней части аллювия погребенной долины. Другой образец был отобран из верхней части слоя 2 почти непосредственно под торфяниками с высоты 29 м над урезом Енисея (см. рис. 13). Здесь Л.Д.Сулержицким в 1966 г. были обнаружены остатки бобровой плотины. Радиоуглеродному анализу подвергались куски древесины с ясными следами погрызов. Возраст их оказался равным  $9540 \pm 50$  л.н. (ГИН-260). Первая дата (ГИН-421) указывает на весьма древний - сарганский - возраст погребенной долины и выполняющих ее отложений. Врез и формирование ее, по-видимому, произошли непосредственно вслед за отступанием ледника и спуска приледниковых озер во время интерстадиального потепления, наступившего, по всей вероятности, после максимальной стадии сарганского оледенения (гыданская стадия, по С.Л.Троишкому, 1967а). Исходя из этой даты можно сказать только, что отступление началось раньше чем 15 000 л.н. Учитывая, однако, что накопление галечников и песчаных образований, приносимых тальми водами, могло происходить очень быстро, можно предположить, что начало деградации ледника, последовавшей за ним, врез и выполнение долины осадками геологически одновременны. В абсолютном исчислении этот процесс вряд ли мог растянуться более чем на сотни, от силы одну-две тысячи лет. Накопление верхней, более тонкозернистой части аллювия погребенной долины происходило, вероятно, значительно медленнее в условиях полустойных, возможно озерных, водоемов, о чем свидетельствует обилие в супесях растительного детрита. Формированию торфяников отвечает полное зарастание озер, которое произошло уже после  $9500 \pm 50$  л.н. Исходя из этой даты и даты ГИН-421, можно сказать, что верхняя часть аллювия и озерно-аллювиальные супеси (слои 5-9) мощностью около 4 м формировались в течение 5500-6000 лет. Средняя скорость осадконакопления, таким образом, составляла примерно 0,6-0,7 см в год.

В долине р. Малая Хета озерные отложения и торфяники, выполняющие понижения на поверхности каргинской террасы, изучались в двух разрезах - у пос. Малая Хета и в обнажениях выше по течению. Ниже приводится разрез (обн. 1-К, 43-Т), описанный нами в 1962 г. и ранее подробно изученный С.Л.Троишким в разные годы его полевых исследований (рис. 19). Абсолютная высота кровли около 20 м и около 17 м над урезом Малой Хеты.

		Мощность, м
el Q <sub>IV</sub>	1. Почва - слаботорфянистая, тонкая, желтоватая супесь . . . . .	0,25
ph Q <sub>IV</sub>	2. Торф желто-бурый до темно-бурого, слоистый, с тонкими (несколько сантиметров) прослоями бурой супеси. С четкой границей ложится на сл. 3 . . . . .	0,25

1 Q <sub>IV</sub>	3. Тонкие серые, довольно однородные супеси. Слоистость не выражена. В верхней части – прослой торфа, содержащего крупные обломки стволов и ветвей <i>Betula</i> sp., <i>Larix</i> sp., <i>Picea obovata</i> , а также множество шишек <i>Picea obovata</i> <sup>1</sup> . . . . .	1,0
1 Q <sub>IV</sub>	4. Темно-коричневые до черных торфянистые супеси, переходящие в торф. Переполнены остатками древесины и шишек того же состава, что и в слое 2. Кроме того, встречены стволы и кора белой березы . . . . .	0,7
1 Q <sub>IV</sub>	5. Тонкие слоистые серовато-зеленоватые супеси. Граница со слоем 4 довольно четкая . . . . .	0,25
1 Q <sub>IV</sub>	6. Серые слоистые суглинки с очень тонкими прослойками (несколько миллиметров) намывного торфа . . . . .	видимая 0,6

В 10 м выше по оврагу видно, что слой 3 почти выклинивается и торфяники слоев 2 и 4 разделены только небольшим прослоем супесей. Здесь особенно велико скопление шишек ели и стволов лиственницы.

Спорово-пыльцевой анализ 22 образцов из этого разреза производился М.В.Барковой (1960). Составленная ею диаграмма (см. рис. 19) может служить опорной для озерных отложений и торфяников, венчающих разрез каргинской террасы описываемого района. Из диаграммы видно, что в целом состав спектров характеризуется преобладанием пыльцы деревьев и спор при незначительном участии пыльцы трав. Следует отметить, что М.В.Баркова относит пыльцу *Alnus* sp. к древесной, что, по-видимому, не вполне правильно. По данным других исследователей (Н.Я.Кац и С.В.Кац, О.В.Матвеева и др.), пыльца древесной ольхи присутствует в поздне- и послеледниковых отложениях Приенисейского Севера в крайне ограниченном количестве. Основная же масса пыльцы принадлежит кустарниковой форме ольхи – *Alnaster* (рис. 20, верхние спектры). Если учесть это обстоятельство, то ход кривой для пыльцы деревьев должен принять несколько иной вид, особенно в средней части диаграммы: в спектрах 12 и 11 кривая даст резкий спад, а не подъем, который на диаграмме М.В.Барковой обусловлен исключительно высоким содержанием пыльцы ольхи. В составе древесных пород большую роль играют хвойные деревья – *Picea silvestris*, *Pinus sibirica*, а из лиственных – *Betula sect. Albae*. Кривая ели образует три максимума – нижний очень четкий, отвечающий слою 6, средний, более растянутый, отвечающий слоям 5 и 4, и верхний с двумя пиками второго порядка, отвечающий верхам слоя 3 и слою 2, с максимумом содержания пыльцы ели (55,6%) в спектре 17. Кривые содержания других хвойных пород – сосны и кедра – в целом повторяют кривые ели с некоторым сдвигом. Состав спор, по М.В.Барковой, характеризуется преобладанием типично лесного элемента – *Lycopodium clavatum* и в меньшей степени – *Bryales*. Весьма примечательно полное исчезновение пыльцы древесных пород в слое 6 (спектры 5 и 4). По-видимому, в это время здесь была развита типичная тундра, которая сменила кратковременно существовавший лесной ландшафт (еловые, возможно елово-лиственничные леса с примесью березы, сосны и кедра), отвечающий самым низам диаграммы (спектры 3 и 2). Второй более молодой этап редукции таежной растительности отвечает, как уже говорилось, времени накопления низов слоя 2. Он отличается от первого широким развитием кустарниковой ольхи. Максимумы расцвета таежной растительности фиксируются в нижней части слоя 4 и верхах слоя 2. Учитывая данные карпологического

<sup>1</sup>Определения А.И.Зубковой и Н.П.Настенко.

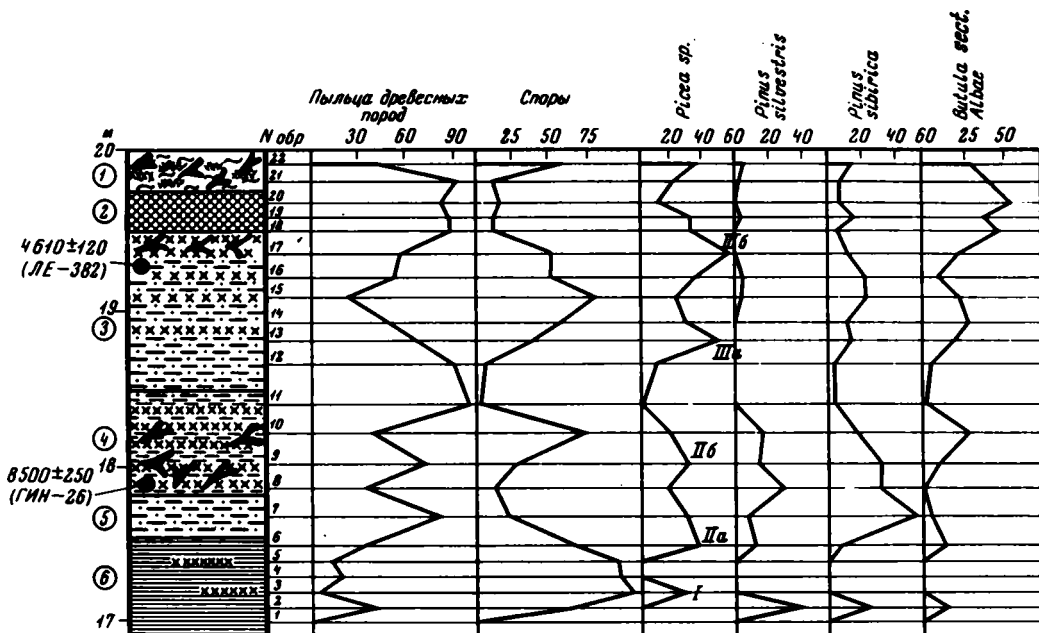


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений у пос. Описание в тексте.

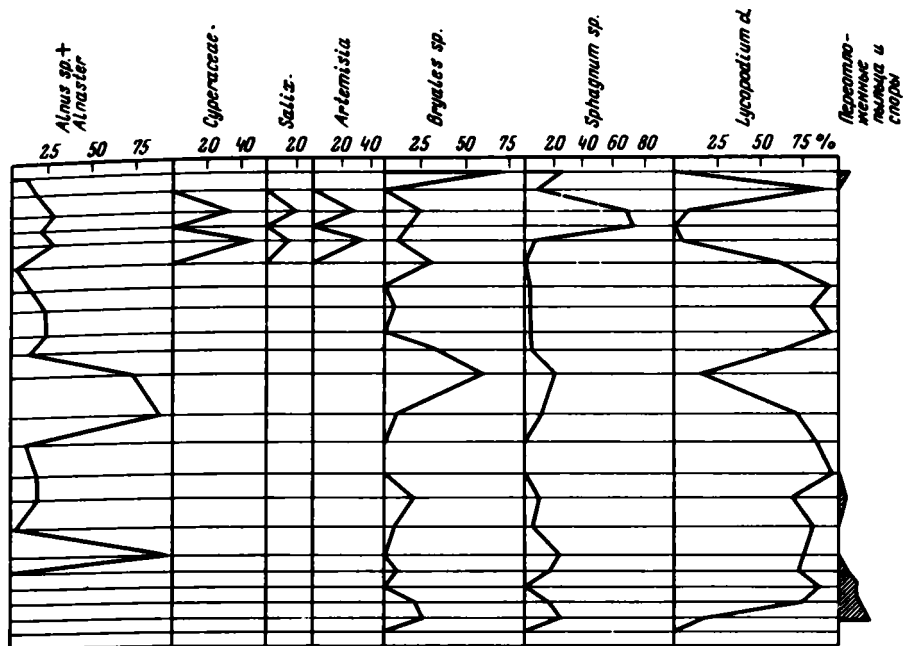
анализа торфа слоя 3, проведенного Н.П.Настенко, и состав древесины в торфяниках, М.В.Баркова (1960) делает заключение, что в это время здесь господствовала легкая заболоченная темнохвойная тайга, в которой верхний ярус ее был представлен в основном елью с примесью лиственницы и березы, а также сосны, сибирского кедра и изредка ивы. Нижний ярус, по-видимому, составляли папоротникообразные. Такой вывод подтверждается и находкой Л.В.Арнольди в 1957 г. в торфяниках слоя 3 долгоносика *Phyllobius piri* L. (сем. Curculionidae) – лесного листоеда *Betula sect. Albae* Rgl. и представителей семейства розоцветных. Это насекомое в настоящее время отсутствует в тундре и распространено только в южной тайге в пределах среднего течения Енисея.

Таким образом, описываемая диаграмма отражает несколько этапов довольно резкой смены растительности как следствия изменения климатической обстановки. В периоды господства таежной растительности климат был несомненно более теплым, чем современный – граница леса продвинулась значительно севернее ее современного положения. Этот период М.В.Баркова связывает с послеледниковым климатическим оптимумом. Справедливость такого вывода подтвердилась полученными позднее радиоуглеродными датами. Древесина из слоя 4 с глубины около 2 м показала возраст 8500±250 л.н. (ГИН-26). Образец древесины из того же разреза, взятой Н.Г.Загорской (НИИГА) с глубины 0,5–0,8 м (слой 3) и проанализированный в 1962 г. С.В.Бутомай (радиоуглеродная лаборатория Ленинградского отделения Института археологии АН СССР), дал возраст 4610±120 л.н. (LE-382).

Приведенные данные свидетельствуют, что заметное внутриголоценовое потепление началось до 8500 л.н. и продолжалось во всяком случае до 4600 л.н. Обращает на себя внимание похолодание, проявившееся внутри этого интервала и отвечающее времени накопления низов слоя 3 и самым верхам слоя 4.

Второй разрез верхней пачки каргинской террасы в бассейне р. Малая Хета изучался нами в уже описанном обнажении на правом берегу Малой Хеты в 7 км устья (см. рис. 6, обн. 3). К этой пачке относятся супеси с прослоями торфа слоев 1–4. Спорово-пыльцевые спектры для озерных отложений в этом





Малая Хета (обн. 1-К, 43-Т). По М.В.Барковой (1961).

разрезе отражены в верхней части сводной диаграммы О.В.Матвеевой (Алексеев и др., 1965) (см. рис. 10); к ним относятся семь верхних спектров (более детально эта часть диаграммы дана на рис. 20). При рассмотрении сводной диаграммы видно, что пыльца темнохвойных пород, широко присутствующая в каргинских отложениях, в лежащих выше озерно-ледниковых и озерных слоях (спектры 45 и 46) исчезла. Состав растительности характерен для тундры. По заключению О.В.Матвеевой, широкое распространение в спектрах полыни и отчасти лебедовых и сокращение болотных растительных группировок свидетельствуют о том, что климат был не только холодным, но и сухим, что очень характерно для позднеледникового времени (Гричук, 1961, 1964). Перелом климата в сторону значительного потепления и увлажнения совпадает с временем накопления торфянистых супесей и торфа (слои 1-3); оптимум его отвечает средней части пачки. Для начала его характерно развитие елово-березово-сосновых лесов, а затем резкое двукратное возрастание содержания ели (до 95%). Выше ель уступает место березе (до 70% пыльцы). Открытые участки были заняты болотно-луговой растительностью и кустарниковыми формами березы и ольхи.

Древесина, отобранная нами в 1962 г. из слоя 2 с глубины 1,3 м, показала возраст по  $C^{14}$   $6800 \pm 200$  л.н. (ГИН-25). Другой образец древесины из того же разреза был отобран Л.Д.Сулержяцким и С.Л.Трошским в 1966 г. с глубины 0,5 м и показал близкий возраст -  $5700 \pm 50$  л.н. (ГИН-321).

Попытаемся сравнить спорово-пыльцевую диаграмму для описанного разреза с диаграммой М.В.Барковой для аналогичных отложений у пос. Малая Хета (см. рис. 19), а также с диаграммой, приведенной В.Н.Саксом для водораздельных супесей и торфяников на р. Санчуговке (см. рис. 17). К сожалению, все три диаграммы различаются степенью детальности. И тем не менее они, несомненно, обладают некоторыми общими чертами. Учитывая имеющиеся радиоуглеродные даты, можно сделать следующие заключения об изменении растительности в период накопления озерных отложений и венчающих их торфяников. Два верхних пика ели на диаграмме О.В.Матвеевой отвечают, по-видимому,

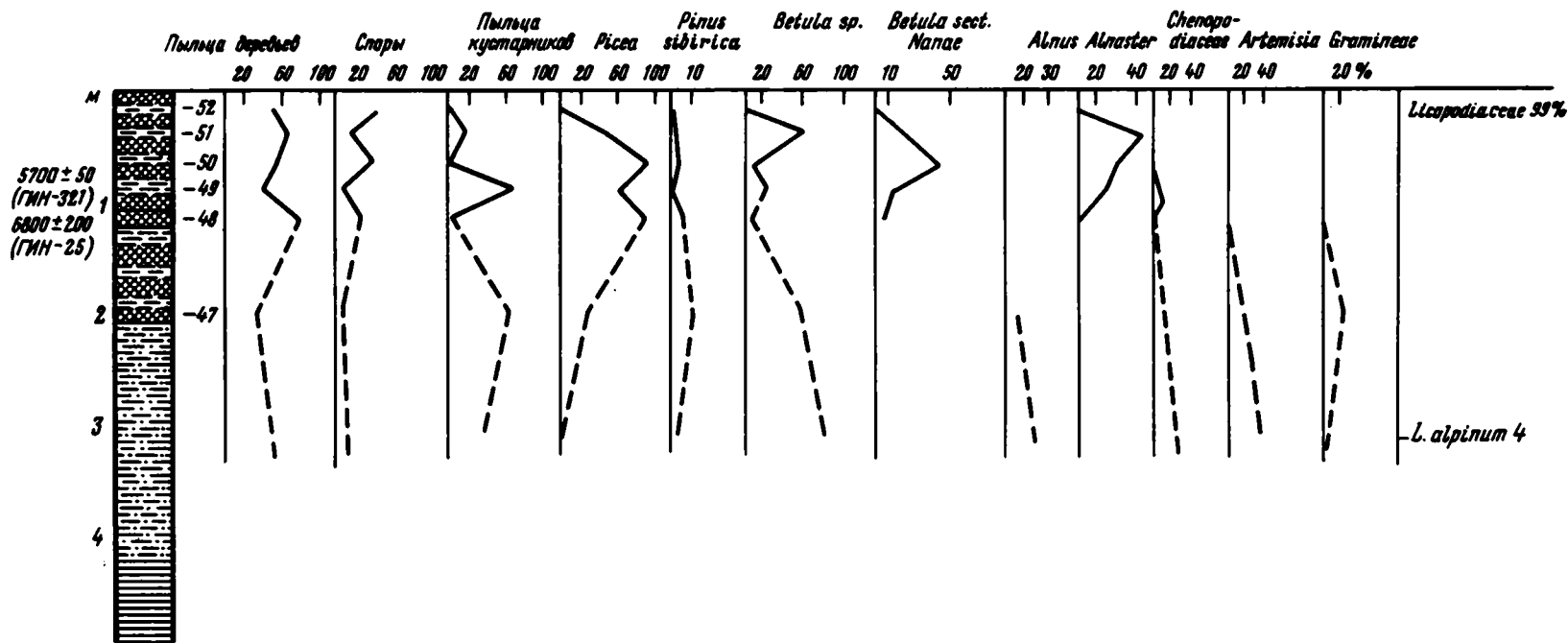


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма для позднеледниковых и голоценовых озерно-болотных отложений на р. Малая Хета (верхняя часть диаграммы рис. 10). По О.В. Матвеевой

Условные обозначения см. рис. 10

верхнему раздвоенному максимуму ели диаграммы М.В.Барковой. Время их проявлений падает примерно на 7000 (нижний пик) и 5000 (верхний пик) л.н. Два нижних максимума, четко выраженных на диаграмме М.В.Барковой, не нашли отражения на рассмотренной диаграмме для обл. 3-К из-за большой разреженности образцов. Путем экстраполяции можно предположить, что они падают на "пустой" интервал между спектрами 46 и 47. Это тем более вероятно, что в спектре 47 намечается некоторое повышение содержания пыльцы сосны, кривая которой, к сожалению, здесь также очень неполная. На диаграмме В.Н.Сакса, напротив, хорошо выражены все три максимума ели, с той лишь разницей, что верхний из них не разделен на два дополнительных пика (второго порядка), как это наблюдается на двух других диаграммах. В обоих случаях нижний и средний максимумы ели разделены кратковременным "холодным" интервалом, которому отвечает полное исчезновение в спектрах пыльцы хвойных пород. Характерно также, что во всех трех диаграммах начало зарастания озер и формирования торфяников совпадает со второй половиной среднего пика и возрастанием в спектрах роли сосны. На основании радиоуглеродной даты ГИН-24, относящейся к низам торфяников, можно сделать заключение, что в абсолютном летоисчислении этот этап в развитии озер падает примерно на 9000-8500 л.н. Подтверждением может служить и вышеприведенная дата - 9540±50 л.н. (ГИН-260) для верхов озерных супесей в разрезе у мыса Каргинского. Ниже мы еще вернемся к этим вопросам при рассмотрении спорово-пыльцевых диаграмм для района Игарки.

Каков же геологический возраст озерных супесей, которым отвечает самый нижний пик ели? В.Н.Сакс и М.В.Баркова относят его к позднеледниковому времени, а С.Л.Тройцкий (1968, 19676) уверенно сопоставляет его с аллерёдом. Нам представляется это маловероятным по следующим соображениям общего характера.

Повсеместно установлено, что кратковременное аллерёдское потепление (примерно 11 800-11 200 л.н.) характеризовалось климатом, который был во всяком случае не теплее современного. Если принять во внимание широту рассматриваемой территории (70° с.ш.), занятую в настоящее время тундрой, то возможность продвижения сюда границы таежной зоны в течение аллерёда представляется совершенно невероятной. Это тем более трудно представить, что во время предшествовавшего сартанского оледенения граница леса была отодвинута очень далеко на юг и перигляциальная степь занимала практически всю Западную и Восточную Сибирь (Равский, 1961; Гитерман и др., 1968; и др.). Эти соображения представляются нам достаточно вескими, чтобы исключить аллерёдский возраст нижнего пика ели на диаграммах М.В.Барковой и В.Н.Сакса и отнести его к раннему голоцену. Этому времени отвечает повсеместно зафиксированное чрезвычайно быстрое продвижение леса к северу. В более южных широтах восстановление лесного ландшафта началось, вероятно, еще во время позднесартанских интерстадиальных потеплений и особенно в аллерёде. Затем этот процесс был приостановлен во время кратковременного, но очень резкого похолодания, отвечающего последней - норильской - стадии сартанского оледенения. В послеледниковое время граница леса смешалась к северу, по-видимому, очень быстро и могла достигнуть широт, близких к широте Усть-Енисейского Порта. Последующее кратковременное похолодание, хорошо выраженное на диаграммах между средним и нижним пиками ели, послужило толчком к временному отступанию границы леса на юг. В районе Усть-Енисейского Порта в это время существовала типичная тундра, о чем свидетельствует полное отсутствие в соответствующих спектрах пыльцы древесных пород и даже кустарниковой ольхи. В течение "голоценового оптимума" Сибири (примерно от 9000 до 4500 л.н.) (Лаврушин и др., 1963; Кинд, 1965) зона тайги продвинулась вновь к северу, занимая обширные пространства Приполярной Сибири.

Забегая вперед, следует сказать, что изложенная схема развития растительности и климата в низовьях Енисея хорошо подтверждается данными спорово-пыльцевых анализов и радиоуглеродным датированием разрезов поздне- и после-

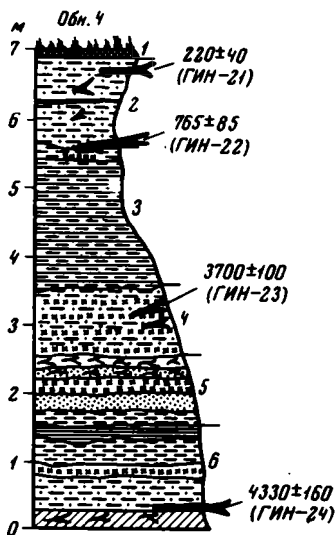


Рис. 21. Разрез высокой поймы на р. Малая Хета в 5 км выше устья (оби. 4)

Описание в тексте

ледниковых отложений смежных территорий Приенисейского Севера (Норильский и Игаркинский районы), которые будут рассмотрены ниже. Необходимо, однако, отметить, что из анализа спорово-пыльцевых диаграмм отложений района Усть-Енисейского Порта вытекает, что в течение выделенного ранее "голоценового оптимума" впервые для Сибири наметилась существование кратковременного похолодания, которому отвечает сокращение в спектрах пыли хвойных пород между средним и верхним пиками ели (низам слоя 5 на рис. 19). В абсолютном летосчислении это второе внутриголоценовое похолодание произошло где-то между 8500±250 (ГИН-26) и 6800±200 л.н. (ГИН-25).

5. Верхнеголоценовые аллювиальные отложения в районе Усть-Енисейского Порта изучались и датировались в разрезе высокой поймы, широко развитой по левобережью Енисея. Как уже отмечалось, ширина ее достигает нескольких километров, а высота - 6-8 м. Подошва аллювия в пределах поймы лежит на 45-55 м ниже уровня Енисея, и мощность его, таким образом, достигает 50-60 м.

Приведем описание обн. 4, изученного нами в 1962 г. Оно располагается на левом берегу р. Малая Хета в 5 км выше ее устья. Здесь река образует крупную излучину и подмывает высокую пойму Енисея, вскрывая следующий разрез видимой части ее аллювия (рис. 21):

		Мощность, м
el Q <sub>IV</sub>	1. Растительный покров и почва . . . . .	0,25
al Q <sub>IV</sub>	2. Желто-бурые суглинки, переслаивающиеся с палево-серыми супесями и мелкозернистыми песками. Содержат большое количество обломков древесины, растительного детрита и целые стволы деревьев . . . . .	1,3
al Q <sub>IV</sub>	3. Темно-серые, иногда синевато-серые (пахучие) суглинки, переслаивающиеся с буроватыми суглинками и супесями. На границе со слоем 2 залегает крупный ствол лиственницы . . . . .	1,6
al Q <sub>IV</sub>	4. Темно-серые и бурые горизонтальнослоистые супеся, переполненные по слоям напластования мелким растительным детритом. Встречаются очень тонкие прослой (несколько миллиметров) намывного торфа . . . . .	1,2-1,3
al Q <sub>IV</sub>	5. Переслаивание суглинков, песков и намывного торфа . . . . .	1,1
al Q <sub>IV</sub>	6. Темно-серые с голубым оттенком, слегка иловатые глины с прослоями буроватых суглинков и намывного торфа. Внизу попадаются крупные стволы древесины . . . . .	1,7-1,8

Из этого разреза были отобраны четыре образца древесины на радиоуглеродный анализ. Были получены следующие даты (Чердынцев и др., 1964): 220±40 л.н. (ГИН-21) - слой 2, глубина 0,25 м, крупный ствол плавника (лиственница); 765±85 л.н. (ГИН-22) - слой 3, глубина 1,3 м, крупный ствол плав-

ника (?); 3700±100 л.н. (ГИН-23) - слой 4, глубина 3,5 м, мелкие обломки превесины; 4300±160 л.н. (ГИН-24) - слой 6, глубина 6,8 м, крупный ствол лиственницы.

Приведенные цифры позволяют судить о скорости накопления аллювия высокой поймы в течение последних этапов ее формирования. Скорость осадконакопления изменялась от 55 мм в год для нижней части аллювия до 1-2 мм в год для верхней. Это может свидетельствовать о значительных перерывах в сезонных накоплениях пойменного наилка во время формирования верхних слоев поймы и, возможно, о переходе ее в высокую пойму. Нельзя не учитывать также возможные колебания уровня моря, которые должны были влиять на процесс пойменного осадконакопления в приустьевой части Енисея.

Дата 4930±160 л.н. (ГИН-24) указывает на то, что накопление нижних слоев происходило в самом конце послеледникового теплого интервала; это подтверждается и присутствием в спорово-пыльцевых спектрах для нижних слоев значительной примеси пыльцы древесных пород, в частности до 28% ели (данные М.В.Барковой). Интересно указать, что почти идентичные даты были получены и для низов разреза видимой части высокой поймы р. Индигирки: 4700±280 (МО-229) и 4125±180 л.н. (МО-227) (Лаврушин и др., 1963). Палинологические данные свидетельствуют о том, что накопление этих слоев относится к самому концу внутриголоценового теплого времени.

### НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН

Данные о геологическом строении и стратиграфии четвертичных отложений Норильского района впервые были систематизированы и изложены В.Н.Саксом в его работе, посвященной геологии бассейна р. Пясина (Сакс, 1945). В дальнейшем эти материалы, частично дополненные новыми данными, легли в основу соответствующих разделов его монографии (Сакс, 1953, стр. 270-303). Позднее в схему В.Н.Сакса были внесены некоторые уточнения и дополнения, касающиеся как стратиграфии и генезиса четвертичных образований, так и новейшей тектоники. Но, как и для более западного района - Усть-Енисейского Порта, картина геологического развития этой территории в позднечетвертичное время, блестяще нарисованная В.Н.Саксом более 20 лет назад, мало изменилась в представлениях большинства современных исследователей Норильского района, несмотря на обилие нового фактического материала.

Мы не ставим себе целью детально описать геологию Норильского района и тем более дать анализ эволюции взглядов различных исследователей на историю геологического развития и палеогеографию этой необычайно интересной и сложно построенной территории, расположенной на стыке нескольких структурно-тектонических областей. Все пробы на  $C^{14}$ , которые будут рассмотрены ниже, были отобраны В.Д.Крюковым и любезно переданы в нашу лабораторию в 1967 г. Территориально они относятся преимущественно к Норильской впадине, или, как ее часто называют, Пясинско-Норильско-Рыбинской долине (рис. 22). Поэтому ниже мы ограничимся очень краткой общей характеристикой геологического строения этой впадины, в том виде, как оно представляется нам на основании литературных источников. Более детальные описания разрезов будут даны по В.Д.Крюкову.

В современном виде Норильская впадина имеет субмеридиональное простирание и занята озерами Пясино, Мелкое и западными оконечностями озер Лама, Глубокое и Кета. Ширина ее достигает 80-100 км, абсолютные отметки - 100-200 м. Впадина ограничена с юга и востока Среднесибирским плоскогорьем, с запада - столовой возвышенностью Норильского плато, с северо-востока - плато Карелах (см. рис. 22).

Происхождение Норильской впадины В.Н.Сакс связывает с выпахающей деятельностью ледников максимального оледенения, спускавшихся как с Таймыра, так и со Среднесибирского плоскогорья. В доледниковое время она, по-ви-

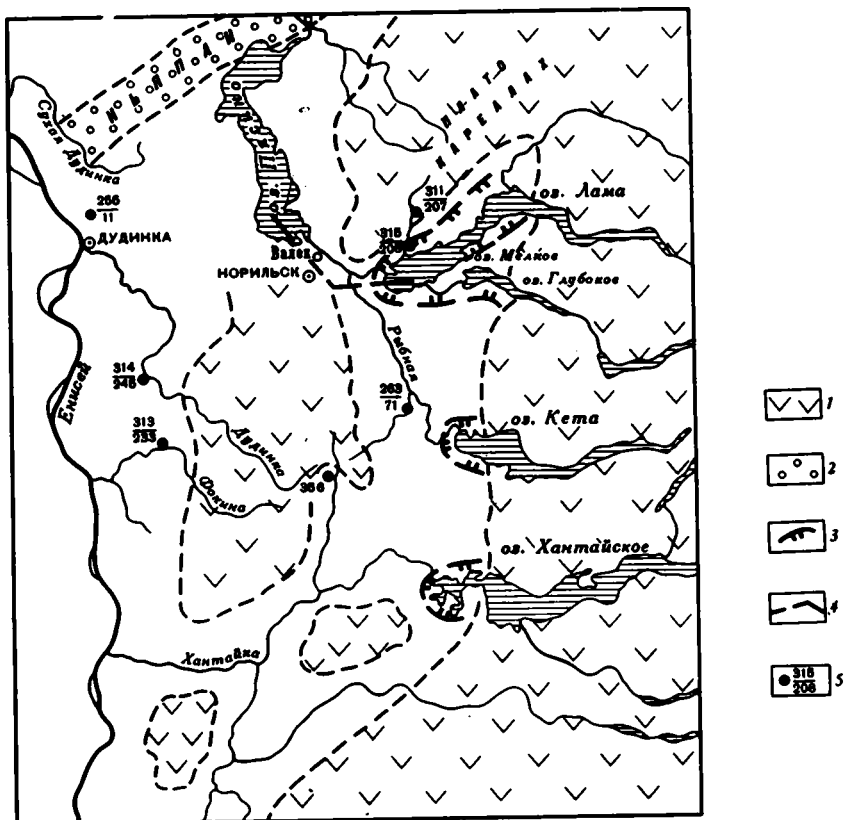


Рис. 22. Обзорная карта Норильского района. По В.Н. Саксу и В.Д. Крюкову

1 - плоскогорья, столовые возвышенности, плато; 2 - конечноморенная гряда Ньяпан; 3 - конечноморенные образования норильской стадии сартанского оледенения; 4 - линия геологического разреза (см. рис. 23); 5 - места взятия проб на  $C^{14}$  (в числителе - лабораторный номер ГИН, в знаменателе - номера обнажений)

дямому, представляла собой долину крупной реки, врезанную в окружающее ее трапповое плато сравнительно неглубоко. В последующее поозднечетвертичное оледенение долинные ледники, спускавшиеся с гор, объединялись в пределах впадины, образуя единый ледниковый покров. Моренные образования этого оледенения повсеместно подстилают мощную толщу озерных глин, представляющих собой осадки древнего позднеледникового Норильского озера, которое, по мнению В.Н.Сакса, было результатом подпруды конечноморенными образованиями у северной окраины оз. Пясино (гряда Ньяпан). Судя по мощности озерных глин (до 30 м), это озеро существовало в течение весьма длительного времени, во всяком случае до следующей более молодой стадии или подвижки ледника, отмеченной конечными моренами по юго-восточной окраине впадины. После деградации ледника единое Норильское озеро, объединявшее в одно целое современные озера Мелкое, Лама и Глубокое, было спущено и распалось на отдельные водоемы.

Очень большую роль в оформлении современной впадины сыграли новейшие тектонические подвижки и в первую очередь - поднятие Среднесибирского плоскогорья. Это убедительно доказывается, в частности, соотношением высот озерных террас и береговых валов древнего Норильского озера в прибортовых

частях впадины. Мощность четвертичных отложений, выполняющих Норильскую впадину, по данным буровых работ, составляет около 100 м. В известной скважине у пос. Валек на берегу р. Норилки была вскрыта толща четвертичных образований мощностью 83,2 м, залегающая на известняках и глинистых сланцах на глубине около 36 м ниже современного уровня моря. Нижнюю часть разреза слагают моренные образования, верхнюю — озерные глины местами с ленточной слоистостью и с известковистыми конкрециями (стратотип "вальковских глин").

По В.Д.Крюкову (Кинд, Крюков, 1968), сводный разрез верхнечетвертичных отложений, выполняющих Пясинско-Норильско-Рыбинскую долину, на основании многочисленных скважин и естественных обнажений представляется в следующем виде (снизу вверх) (рис. 23):

	Мощность, м
$4_1$ $gQ$ III $lgQ^{4_1}$ III	1. Гравийно-галечно-валунные отложения, иногда сцементированные до конгломерата . . . . . до 30
$4_2$ $gQ$ 3	2. Голубовато-серые вязкие глины в краевых частях впадины и "ленточные" глины с известковистыми фигурными конкрециями — в центральной . . . . . до 30
$4_3$ $gQ$ 3	3. Песчано-алеврито-глинистые, плохо сортированные породы с валунами, галькой, гравием и обломками подстилающих глин. Этот горизонт, за исключением восточной части долины р. Рыбной, не имеет повсеместного распространения и залегает в виде отдельных крупных линз . . . . . до 6
$IQ$ III-IV	4. Песчаные и песчано-алевритистые отложения с мелким растительным детритом, древесины и торфом в верхах разреза . . . . . 5-15

Отложения слоя 1 относят, вслед за В.Н.Саксом, к ньяпанской стадии зырянского оледенения. Глины с конкрециями слоя 2 принято относить к отложениям вальковской свиты. Большинство геологов определяло диапазон их формирования позднезырянско-каргинско-сартанским временем. Следует отметить, что некоторые исследователи относят их к осадкам морской трансгрессии среднечетвертичного и даже плиоцен-раннечетвертичного возраста (Межвилк, 1965). Несортированные грубообломочные породы слоя 3 почти все геологи единодушно считают ледниковыми образованиями наиболее поздней сартанской, или норильской, стадии оледенения, а отложения слоя 4 — озерно-аллювиальными осадками послеледникового времени.

Радиоуглеродному датированию подвергался органический материал из отложений, синхронных трем верхним горизонтам сводного разреза. Отложения вальковской свиты датировались в двух разрезах. Образец мелкого растительного детрита из самых низов озерно-ледниковых глин, непосредственно над нижней мореной, был отобран в долине р. Аякли (северный приток оз. Мелкого) в 6,5 км выше устья (рис. 24, обн. 207). Из верхней части разреза вальковских глин, непосредственно над верхней мореной по долине той же реки, но в 2 км выше ее устья (рис. 24, обн. 208) были собраны тонкие стволы, веточки и обломки кустарниковых растений, залегающих в виде концентрированных скоплений в плотных глинах. Для первого образца была получена дата  $19\ 900 \pm 500$  л.н. (ГИН-311), для второго —  $10\ 700 \pm 200$  л.н. (ГИН-315). Первая дата, несомненно, свидетельствует о сартанском возрасте нижней морены, с которой пространственно и генетически связаны нижние горизонты вальковских глин. Дата ГИН-315 близка к верхнему возрастному пределу формирования отложений вальковской свиты. Она определяет время распада ледников поздней норильской стадии сартанского оледенения, краевые образования которой развиты на западных берегах озер Мелкое, Хантайское, Кета. За пределами оледенения этой стадии к синхронным ей отложениям В.Д.Крюков относил аллювий первой надпойменной террасы р. Дидунки. Полученная радиоуглеродная дата по

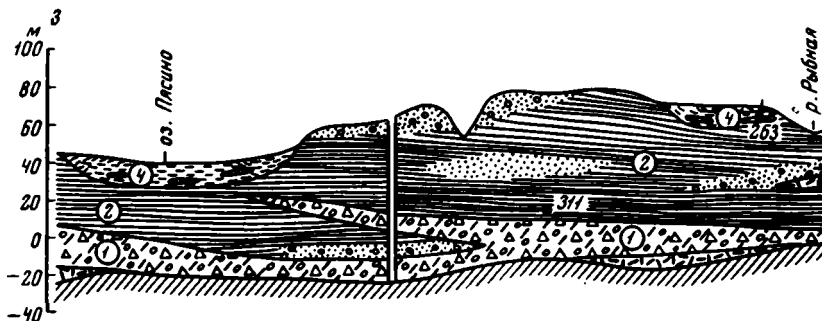


Рис. 23. Схематический геологический разрез по линии оз. Пясино - оз. Мелкое и стратиграфическое положение радиоуглеродных проб ГИН-263, 311 и 315. По В.Д.Крюкову

древесине из этих отложений -  $10\ 500 \pm 60$  л.н. (ГИН-314) - подтвердила правильность такой корреляции.

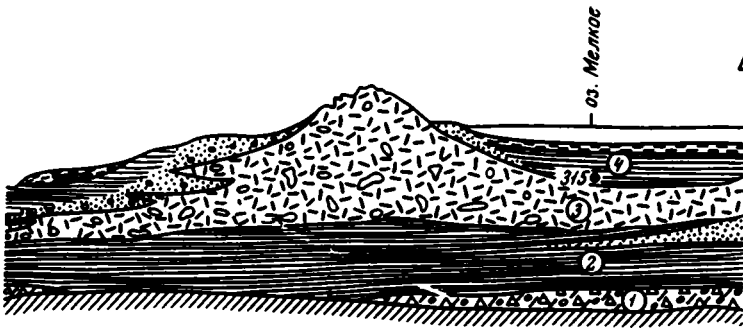
Таким образом, приведенные даты существенно изменили прежние представления о возрасте ледниковых отложений Норильского района. Нижняя морена, считавшаяся большинством исследователей зырянской, может быть теперь с уверенностью отнесена к сартанскому оледенению. Аналогами этой морены и нижних горизонтов вальковских глин следует считать описанные выше и впервые установленные С.Л.Трошским (1967а) моренные образования и озерно-ледниковые ленточные глины с известковистыми конкрециями, залегающие над каргинским аллювием на р.Малая Хета и над морскими осадками у мыса Каргинского.

Время начала сартанского оледенения осталось невыясненным. Дата ГИН-311 может только свидетельствовать, что около 20 000 лет назад ледники вместе с прилегающими озерами уже занимали обширные территории Приенисейского Севера. Судя по спорово-пыльцевым спектрам (см. рис. 24, обн. 207), климат во время накопления вальковских глин был суровым. Спектры характеризуются бедным составом, полным отсутствием пыльцы древесных пород, абсолютным преобладанием спор *Bryales* и отвечают типичной тундре. Сходные условия существовали, по-видимому, и в конце норильской стадии сартанского оледенения. Состав пыльцы и спор для этой части разреза в обн. 208 (см. рис. 24) также характеризует заболоченную тундру. Выше на диаграмме намечается довольно резкое увеличение содержания пыльцы древесных пород - березы, ольхи (?) и отчасти ели. Изменения в составе растительности связаны, по всей вероятности, с потеплением на границе поздне- и послеледниковья.

Послеледниковые озерно-аллювиальные отложения в Норильском районе датировались в разрезе обн. 71 на р. Омне (приток р. Рыбной), расположенном далеко за пределами распространения ледников норильской стадии. Здесь вскрыт непрерывный разрез верхнечетвертичных отложений, начиная от нижней сартанской морены и кончая голоценовыми торфяниками (рис. 25). Радиоуглеродная дата  $9140 \pm 150$  л.н. (ГИН-263) относится к озерным глинам, залегающим выше типичных вальковских ленточных глин с известковистыми конкрециями и отвечающим, по-видимому, регрессивным фациям озерного бассейна (норильского приледникового озера, по В.Н.Саксу). Выше глины сменяются песками. Разрез венчается 2-метровым торфяником.

На приведенной спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 25) видно, что озерно-ледниковые ленточные глины в этом разрезе практически не содержат спор и пыльцы. Полные палинологические спектры появляются только в верхней части разреза. Дата ГИН-263 относится к той части диаграммы, где наблюдается резкое возрастание содержания пыльцы древесных пород, закономерно продолжающееся вверх по разрезу. Оно достигает максимума в спектрах для торфяни-





Цифрами в кружках обозначены номера толщ, описанных в тексте

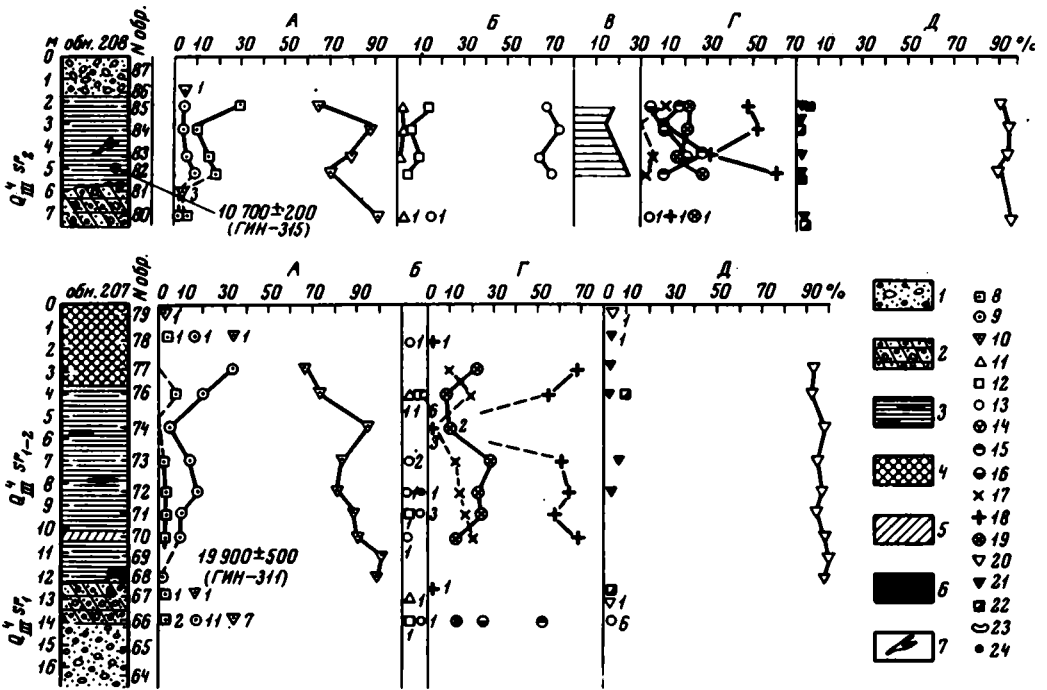


Рис. 24. Спорыно-пыльцевые диаграммы верхнечетвертичных отложений Норильского района (обн. 208, 207). По В.Д.Крюкову

Условные обозначения к рис. 24, 25, 36, 38, 50: 1 - галечник и гравий с песчаным заполнителем; 2 - песчано-алевритно-глинистая порода с галькой и валунами; 3 - глины, иногда с ленточной слоистостью и конкрециями; 4 - глины алевритовые; 5 - алевриты; 6 - торф, скопления растительных остатков; 7 - обломки древесины. Спорыно-пыльцевые диаграммы: А - общий состав пыльцы и спор, Б - древесные, В - кустарниковая береза, Г - травы, Д - споры; 8 - пыльца древесных пород; 9 - пыльца трав; 10 - споры; 11 - *Picea*; 12 - *Alnus*; 13 - *Betula*; 14 - вересковые; 15 - *Cyperaceae*; 16 - *Gramineae*; 17 - *Chenopodiaceae*; 18 - *Artemisia*; 19 - разнотравье; 20 - *Bryales*; 22 - *Lycopodiaceae*; 23 - *Polypodiaceae*; 24 - места взятия проб на C14

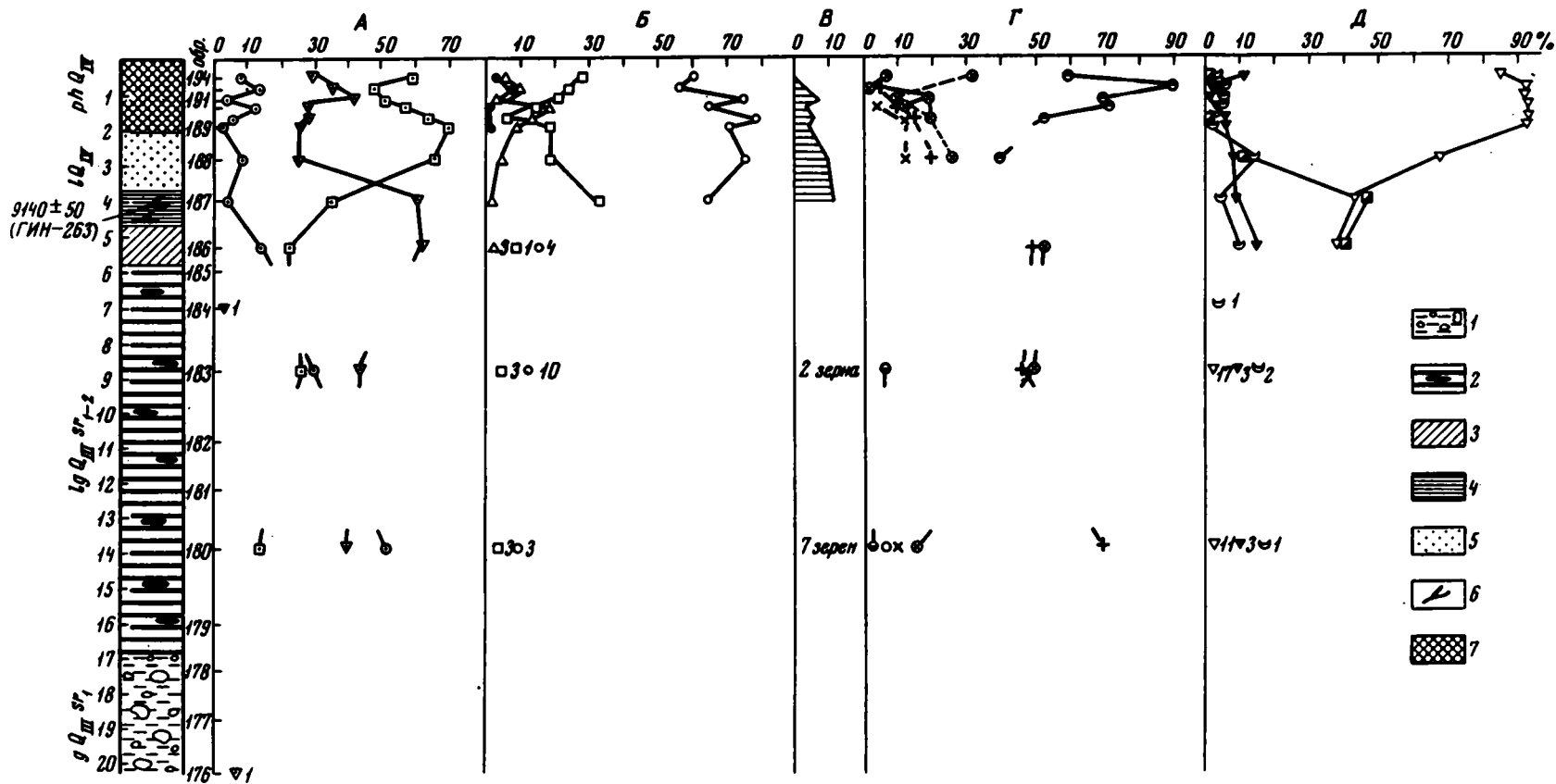
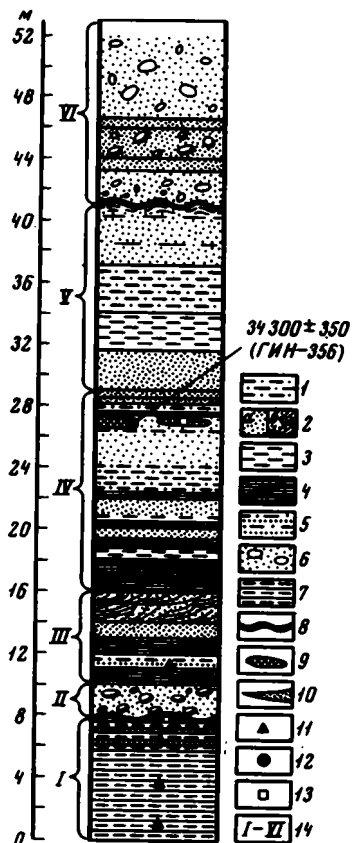


Рис. 25. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнечетвертичных отложений на р. Омне, Норильский район, обн. 71. По В.Д.Крюкову  
 1 - валунные суглинки; 2 - ленточные глины с конкрециями ("вальковские глины"); 3 - алевроиты; 4 - глины; 5 - пески; 6 - древесина; 7 - торф. Обозначения для спорово-пыльцевой диаграммы см. рис. 24

Рис. 26. Разрез тукаландинской толщи. По А.В.Гольбергу, В.И.Гудинюй, В.Д.Крюкову и др.

1 - алевриты; 2 - пески: а - тонко- и мелкозернистые алевритистые, б - гравелитовые, косо-слоистые; 3 - слоистые мергели; 4 - глины с ленточной слоистостью; 5 - переслаивание алевритов и песков; 6 - валуно-галечные отложения; 7 - известковистые тонкослоистые глины и алевриты; 8 - линии размыва; 9 - линзы торфа; 10 - линзы глинистых бурых песков, обогащенных органикой; 11 - пробы на палеомагнетизм; 12 - пробы на  $C^{14}$ ; 13 - пробы на карпологический анализ; 14 - пачки: I - плотных известковистых глин; II - нижняя валуно-галечная; III - песчано-глинистая; IV - ленточных глин и мергелей; V - бурых песков и алевритов; VI - верхняя валуно-галечная



ков. Здесь же наряду с березой, ольхой и елью появляется пыльца сосны. По-видимому, время накопления торфяников падает уже на послеледниковое теплое время.

Отсутствие радиоуглеродных дат в интервале между  $10\ 700 \pm 150$  и  $9140 \pm 50$  л.н. и отвечающих ему непрерывных спорово-пыльцевых спектров не позволяет восстановить точную картину развития растительности и климата в самом раннем голоцене. Нельзя, в частности, решить вопрос о том, связано ли похолодание, фиксируемое ниже слоев, датированных в  $9140 \pm 50$  л.н. (спектр 188 на рис. 25), с концом норильской стадии или же с какой-то более молодой раннеголоценовой климатической осцилляцией. Не исключено, что оно отвечает похолоданию между двумя нижними максимумами ели, выявленному на диаграммах для озерных отложений в районе Усть-Енисейского Порта (см. рис. 19).

Отложения древней долины р. Тукаланды (Норильское плато). Несколько особняком стоит мощная толща четвертичных отложений, выполняющих древнюю долину в верховьях р. Тукаланды (приток р. Хантайки), в 45 км выше устья и 80 км к югу от г. Норильска (см. рис. 22). Обнажение представляет собой эрозионный уступ высотой до 56 м над урезом р. Тукаланды, сложенный чередующимися пачками глинисто-алеувритистых, песчаных и валуно-галечных пород (рис. 26). По вопросу о генезисе и возрасте этой толщи не существует единого мнения. А.А.Межвилик (1963), впервые описавший ее разрез в 1959-1960 гг., приписывал почти всей толще морское происхождение. Нижние глины (пачка I) он относил к плиоцену, лежащие выше слои - к нижнему плейстоцену. Позднее было проведено комплексное изучение тукаландинской толщи с применением различных методик (В.Д.Крюков, С.Л.Троцкий, А.В. Гольберг, В.И.Гудина, В.В.Рогожин и др.). Указанные исследователи пришли к единодушному заключению о континентальном генезисе всей толщи. Чередование тонких озерных осадков с грубообломочными речными отложениями (аллювиом горных рек) авторы связывали с неоднократным подпруживанием древнего водотока ледниками, спускавшимися со Среднесибирского плоскогорья в Норильско-Хантайскую долину. Что касается возраста толщи, то авторы были склонны считать ее послеледниковой. Большая часть толщи, по их мнению, относится по времени к одному из верхнеплейстоценовых оледенений, скорее

всего к раннезырянскому. Самая верхняя часть разреза – валуно–галечная пачка VI – условно считалась каргинской. Впрочем, авторы не исключали и более молодой – позднезырянский (сартанский, – Н.К.) – раннеголоценовый (верхи толщи) возраст этих отложений.

Высказанные предположения о возрасте и генезисе тукаландинской толщи оказались в противоречии с результатами палеофлористических анализов слагающих ее осадков. Состав пыльцы и спор из всех литологических разностей, по данным Н.И.Рогожиной, остается примерно постоянным повсему разрезу и характеризует обстановку, близкую к современной лесотундре. Среди пыльцы древесных пород выделяются два максимума в содержании ели (до 80%): первый приходится на верхи пачки I, нижний валуно–галечный горизонт (пачка II) и пачку III; второй – на пачку V. Палеокарпологический анализ образца торфа, отобранного из верхней опесчаненной пачки ленточных глин и мергелей (пачка IV), подтвердил выводы, вытекающие из палинологических данных. По заключению В.П.Никитина, подавляющее большинство видов растений составляет флору, ныне свойственную таежной зоне, и не заходит в тундру (*Juniperus communis*, *Sparagenium minus*, *Koripa palustris*, *Viola rupestris*, и др.). Климат времени накопления соответствующих отложений, указывает В.П.Никитин, был теплее современного для тех широт. Возраст отложений он склонен считать позднечетвертичным.

Вытекающие из палеоботанических исследований заключения о генезисе и климатической обстановке времени формирования тукаландинской толщи хорошо подтвердились датой по  $C^{14}$  – 34 300±350 л.н. (ГИН-356), полученной для того же прослая торфа, который был подвергнут карпологическому изучению. Она указывает на то, что основная часть, а возможно – и вся толща, формировалась в течение каргинского межледникового. Накопление слоев ниже датированного торфяника происходило, по-видимому, синхронно с накоплением аллювия каргинской террасы на р. Малая Хета, хотя и в совершенно иных условиях. По времени оно отвечает оптимуму каргинского межледникового. Что касается самой верхней части разреза тукаландинской толщи, аналога которой не сохранилась в бассейне Малой Хеты, то сугубо предположительно их можно отнести к последнему внутрикаргинскому потеплению (после 30 000 лет), не зафиксированному в низовьях Енисея, где ему, по-видимому, отвечает размыв (см. выше).

В пользу высказанных предположений свидетельствуют результаты ориентировочного подсчета скорости формирования тукаландинской толщи, произведенного указанными выше авторами, изучавшими эту толщу. В своих расчетах они исходили из установленной скорости накопления ленточновидных глин и алевроитов, которая составляет 1 м за 150–180 лет; скорость накопления песчаных и галечно–валуных осадков принималась в два раза большей. При этом время накопления всей толщи оценивалось в 6–7 тыс. лет. Если эти расчеты близки к действительности, то возраст самых верхов пачки V. будет составлять около 33 000 лет, а возраст низов разреза – около 40 000 лет или более, учитывая внутриформационные перерывы в осадконакоплении. Принимая во внимание отчетливый размыв верхних слоев пачки V, сопоставление валуно–галечной пачки VI с последним внутрикаргинским потеплением представляется вполне реальным. Так или иначе, но полученные данные исключают возможность отнесения всей тукаландинской толщи к ледниковому времени, как это предполагалось ранее. В связи с этим возникает необходимость пересмотреть вопрос о причинах резких смен фаций в ее разрезе.

#### БАССЕЙН НИЖНЕЙ ТАЙМЫРЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР)

Ниже будут кратко рассмотрены некоторые особенности аллювиальных накоплений р. Мамонтовой (левый приток р. Шренк, впадающей в Нижнюю Таймыру), к которым приурочена известная находка *Mammuthus primigenius* Blum – так называемого таймырского мамонта. Проведенные в связи с

этой находкой еще в 50-х годах довольно детальные исследования аллювиальных отложений низких террас р. Мамонтовой, а позднее — радиоуглеродное датирование трупа и вмещающих осадков дают нам в руки весьма ценный материал для суждения о развитии климата в поздне- и послеледниковое время.

Труп мамонта был извлечен в 1951 г. Л.А.Портенко, Б.А.Тихомировым и А.И.Поповым (1951) из русловых галечников, слагающих нижнюю часть разреза I надпойменной 7-метровой террасы. Выше залегает 4-5-метровая пачка пойменных и старичных отложений преимущественно иловатых суглинков с линзами торфа. Подобные же осадки облекали и труп мамонта, что дало основание считать его переотложенным. Опираясь на ряд геоморфологических и геологических признаков, А.И.Попов (1959) весьма убедительно показал, что труп был переотложен не из пойменных осадков первой террасы, как это первоначально предполагалось, а из фациально и литологически сходных отложений более высокой второй 15-17-метровой террасы р. Мамонтовой. Эта точка зрения нашла подкрепление в результатах сравнительного палеоботанического изучения пойменных осадков обеих террас и облекавшего труп грунта. Анализ макрофлористических остатков (Тихомиров, 1950), диатомовых водорослей (Жузе, 1962), спор и пыльцы (Заклинская, 1959) пойменных осадков I террасы однозначно указывают на накопление их в условиях климата значительно более мягкого, чем современный. В это время здесь произрастали *Betula exilis*, северный предел распространения которой располагается сейчас в 200-300 км южнее, некоторые виды *Salix*, *Equisetum* и др., указывающие на то, что здесь проходила северная граница лесотундры. Время формирования осадков все исследователи единодушно относили к "термическому оптимуму" голоцена. Наоборот, состав растительных остатков "мамонтового грунта", равно как и пойменных осадков II надпойменной террасы, характеризует ландшафтно-климатическую обстановку, сходную с современной. Все это подтверждает точку зрения А.И.Попова о том, что существование и гибель мамонта следует отнести ко времени накопления пойменных осадков II террасы. Сами осадки указанные исследователи относили к послеледниковому времени — началу голоцена, полагая, что в дальнейшем происходило непрерывное улучшение климата вплоть до среднеголоценового оптимума.

Полученные радиоуглеродные даты для трупа мамонта —  $11\,450 \pm 250$  л.н. (Т-297) (Гейнц, Гаррут, 1964) и для вмещающих отложений —  $11\,700 \pm 300$  л.н. (Мо-3) (Виноградов и др., 1961) указывают на более древний возраст осадков. Эти даты с несомненностью говорят о том, что мамонт жил и погиб до начала голоцена, а палеоботанические данные — о том, что климатическая обстановка в это время была не ледниковой, а интерстадиальной. Вместе с тем консервация трупа, судя по его хорошей сохранности, должна была произойти достаточно быстро. Это может служить косвенным признаком наступившего ухудшения климата, которое логично связывать с норильской стадией сартанского оледенения, время окончания которой, как было установлено, падает примерно на  $10\,500$  л.н. Приведенная дата  $11\,450 \pm 250$  л.н., по-видимому, отвечает концу позднесартанского потепления. К этому времени относится накопление пойменных осадков II террасы, представлявшей собой пойму, и русловых отложений I террасы, которая в то время еще морфологически не оформилась.

Изложенные материалы позволяют сделать еще одно важное заключение.

В отличие от низовьев Енисея здесь развиты во всяком случае две послеледниковые надпойменные террасы. Формирование их произошло после позднеледниковой ингрессии и связано, по всей вероятности, с поднятием суши, которое проявилось здесь особенно отчетливо. На значительную тектоническую активность Таймырского полуострова и преобладание положительных вертикальных движений в четвертичное время указывает и В.Н.Сакс (1953, стр. 193), подкрепляя это рядом геологических и геоморфологических фактов. Поздне- и послеледниковые (по-видимому, изостатические) поднятия суши привели к формированию лестницы морских и сопряженных с ними речных террас.

Долина Енисея южнее Игарки расположена на сопряжении двух крупнейших структурно-морфологических областей — Западно-Сибирской низменности и Средне-сибирского плоскогорья (рис. 27). Пограничное положение Приенисейской зоны обусловило ее крайнюю тектоническую ослабленность. Она осложнена как крупными дизъюнктивными нарушениями, так и позднейшими дифференцированными тектоническими подвижками. Дизъюнктивные нарушения проявились в образовании системы крупных субмеридиональных разломов, предопределивших возникновение в их западной части обширной Енисейской депрессии, имеющей местами характер грабена. Эта депрессия шириной до 120 км захватывает всю Притуруханскую площадь и распространяется на юг вплоть до устья р. Подкаменной Тунгуски. В ее пределах наблюдается почти весь разрез четвертичных отложений суммарной мощностью более 250 м.

Непосредственно к востоку долина Енисея примыкает к Приенисейской предгорной равнине шириной около 50 км, с абсолютными отметками 180–230 м (Архипов, 1960). От Среднесибирского плоскогорья, сложенного траппами, она отделена четким уступом. На современный рельеф Приенисейской равнины неэгалитный отпечаток наложило последнее оледенение; он отличается свежестью ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм.

Территория к западу от Енисея представляет собой восточную окраину Западно-Сибирской низменности. Это типичная аккумулятивная равнина, верхний ярус которой сложен морскими, ледниковыми и озерными четвертичными осадками различного возраста. В приенисейской части равнины развит холмисто-моренный ландшафт, также связанный с последним оледенением. Краевые формы его известны на Енисей-Турухан-Алгунтихинском междуречье и на правом берегу р. Турухан. Абсолютные отметки достигают здесь 60–65 м, повышаясь к северу до 100–120 м. С юга к полосе моренно-холмистого рельефа примыкает обширная озерная равнина с абсолютными отметками не более 50–60 м, северная часть которой иногда именуется Фарковской равниной.

До последних лет все ледниковые и водно-ледниковые отложения, обнажающиеся в береговых обрывах Енисея и развитые на прилегающих междуречных пространствах, относили к раннезырянскому оледенению. Установление С.Л.Троицким ледникового генезиса валунно-галечных супесей, залегающих над датированными каргинскими отложениями в районе Малой Хеты, существенно изменило взгляд на историю верхнеплейстоценовых оледенений Приенисейского Севера (Троицкий, 1967а,б; Архипов, 1967, 1969; Кияд, 1967; Кияд, Крюков, 1968). Морена, обнаруженная на р. Малая Хета, как уже говорилось, сопоставляется С.Л.Троицким с ледниковыми отложениями максимальной гыданской стадии, ранее относившейся к раннезырянскому оледенению. Отсюда вытекает естествен-

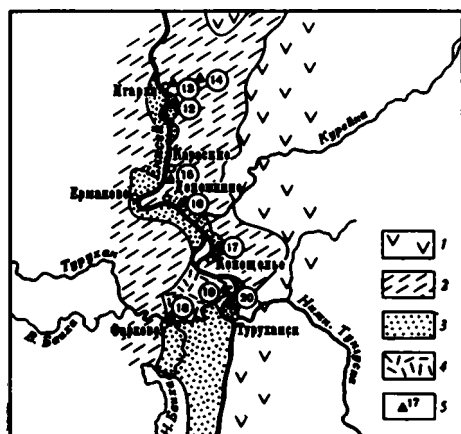


Рис. 27. Обзорная карта долины нижнего течения р. Енисей на отрезке Игарка—Туруханск

1 - Среднесибирское плоскогорье; 2 - холмисто-равнинный рельеф; 3 - отложения низких террас; 4 - Фарковская равнина; 5 - обнажения, описанные в тексте, и их номера

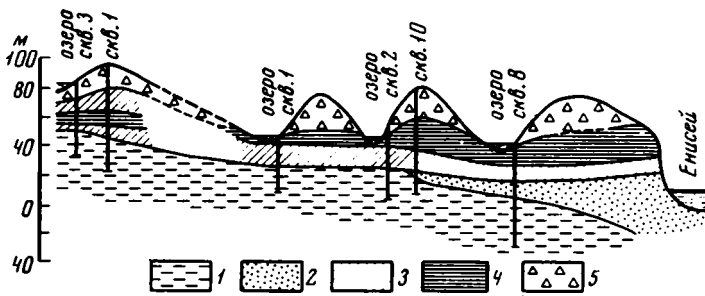


Рис. 28. Геологический разрез Ермаковской площади. По С.А.Архипову (1969)

1 - мессовско-санчуговская свита; 2 - предположительно казанцевские пески; 3 - ермаковская морена; 4 - ленточные глины; 5 - ньпанская валунно-песчаная морена

ный вывод о широком распространении позднезырянского (сартанского, по нашей терминологии) оледенения.

Изучив материалы бурения на Ермаковской площади, С.А.Архипов (1967, 1969) пришел к заключению о присутствии здесь двух горизонтов морен (рис. 28). Нижнюю суглинистую морену, вместе с озерно-ледниковыми глинами, он предложил именовать ермаковской; верхнюю - грубосортированные валунные супеси и пески - собственно зырянской мореной. Нижняя морена хорошо прослеживается в береговых обрывах Енисея на всем отрезке от Игарки до Туруханска, где она обычно слагает основание разреза 30-35-метровой террасы. Эта морена и связанные с ней ленточные глины неоднократно описывались и, начиная с В.Н.Сакса, всеми исследователями относились к зырянскому (докаргинскому) оледенению (Сакс, 1951а,б, 1953; Архипов, 1960, 1964; Зубаков, 1961; Лаврушин, 1961; Киנד, 1965, 1967; и др.). В этой связи замечание С.А.Архипова (1969, стр. 8) о том, что "отложения ермаковской докаргинской стадии впервые были изучены на так называемой Ермаковской площади (Архипов, 1967)", не совсем справедливо. Существенно новое в изложенной концепции заключается в трактовке возраста ледниковых и водно-ледниковых образований, имеющих широкое распространение на приречной полосе водораздельных площадей вдоль обоих бортов Енисея. В пользу справедливости отнесения их к позднезырянскому или сартанскому оледенению говорит, в частности, свежесть форм ледникового рельефа, которую отмечают все исследователи, изучавшие эту территорию. Подобная хорошая сохранность ледникового рельефа известна только для последнего покровного оледенения - позднего вюрма и его аналогов на других территориях Старого и Нового Света.

В долине Енисея на отрезке Игарка - Туруханск, как уже отмечалось, широко развита надпойменная терраса высотой от 25-30 до 40 м, которую В.Н.Сакс по аналогии с более северными районами называет каргинской. Она развита попеременно то на правом, то на левом берегу Енисея. Ширина ее достигает 5-6 км. В районе Туруханска она местами морфологически плохо отделима от прилегающей с запада Фарковской равнины. В долине Нижней Тунгуски эта терраса поднимается до 35-45 м и сложена у основания коренными породами.

Более низкие террасы развиты слабее, в особенности I надпойменная терраса, присутствие которой здесь вообще спорно. В районе Игарки В.Н.Сакс (1953, стр. 301) выделяет два уровня высокой поймы - верхний - 15-25-метровый, формирование которого закончилось, и нижний - 14-15-метровый, затопляемый ежегодно. С.А.Архипов (1960) и Ю.А.Лаврушин (1961) указывают на присутствие I террасы на левом берегу Турухана в 2 км выше устья, где она имеет высоту около 15 м. По нашим наблюдениям, она здесь практически не-

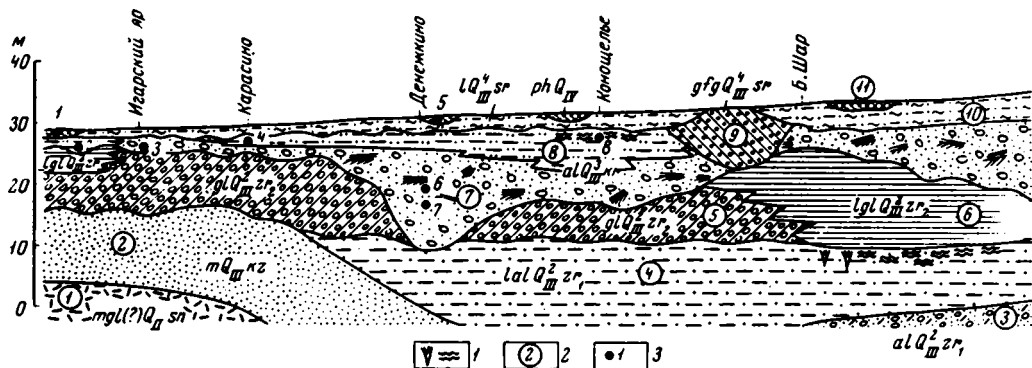


Рис. 29. Схема геологического строения каргинской террасы на правом берегу Енисея между Игаркой и Туруханском

1 – криогенные нарушения; 2 – номера пачек (описание в тексте); 3 – радиоуглеродные даты: 1 –  $6030 \pm 100$  (ГИН-181);  $9200 \pm 40$  (ГИН-179);  $9400 \pm 120$  (ГИН-180); 2 –  $35\,400 \pm 300$  (ГИН-140);  $39\,700 \pm 460$  (ГИН-328); 3 –  $35\,800 \pm 600$  (ГИН-76); 4 –  $36\,400 \pm 700$  (ГИН-351); 5 –  $3600 \pm 170$  (ЛГ-34); 6 –  $33\,600 \pm 400$  (ГИН-350); 7 –  $36\,900 \pm 400$  (ГИН-98); 8 –  $32\,500 \pm 700$  (ГИН-99)

отделима от высокой поймы. Об этом говорит и резко отличный гранулометрический состав отложений туруханской террасы, в которых преобладают алевритовые частицы, по сравнению с I террасой более высоких отрезков Енисея, сложной в основном песками, что отчетливо вытекает из материалов С.А.Архипова (1960, табл. 29). Морфологически I терраса обособляется только в приледниковой зоне – выше Туруханска. По данным С.А.Архипова, аллювий ее развит очень ограниченно. Весьма скудная палинологическая характеристика песчаных отложений этой террасы свидетельствует о суровом перигляциальном климате и развитии лесотундровых и тундровых ассоциаций с *Betula nana*, злаками, полынями, лебедовыми, разнотравьем и с арктическими видами плаунов (Голубева и др., 1960, стр. 53). На этом основании С.А.Архипов относит отложения I террасы к сартанскому времени. В аллювии I террасы у станка Бахта были обнаружены кости позднего мамонта (Архипов, 1960, стр. 114). В отличие от I террасы пойма развита весьма широко и приурочена главным образом к левобережью реки.

Строение каргинской террасы на описываемом отрезке Енисея, значительно сложнее, чем в его приустьевой части (рис. 29). В отличие от района Усть-Енисейского Порта аллювий этой террасы на тех участках, которые подмывает Енисей, залегает на высоком цоколе, сложенном зырянскими ледниковыми и озерно-ледниковыми образованиями; в районе Игарки они в свою очередь подстилаются морскими казанцевскими песками (см. рис. 29, пачка 2). Выше по течению казанцевские отложения вместе с нижележащими санчуговскими глинами (пачка 1) и более древними четвертичными толщами погружаются под урез реки, и основание видимой части разреза слагает раннезырянский аллювий (пачки 3,4), в котором Ю.А.Лаврушин (1961) выделяет русловую (пачка 3), пойменную фашии и фашию разлива (пачка 4), связанную с подпором Енисея наступавшим с севера зырянским ледником. В верхней части озерно-аллювиальных отложений подпрудного водоема наблюдаются мощные криогенные нарушения.

На неровной поверхности нижнезырянской озерно-аллювиальной толщи залегает зырянская морена (пачка 5), которая выше по течению в районе Туруханска фашиально замещается осадками приледникового озера – мощной пачкой ленточных глин (пачка 6).



С резкой границей размыва на зырянские ледниковые и озерно-ледниковые образования ложатся каргинские аллювиальные отложения (пачка 7), представленные внизу галечниками, часто содержащими валуны из подстилающей морены, косослоистыми грубыми песками и гравийниками. Выше по разрезу они постепенно переходят в пачку тонкослоистых пойменных супесей и песков с обильными растительными остатками (пачка 8). В верхах пачки присутствует горизонт с криогенными смятиями.

В некоторых разрезах (пос. Якуты) в прибортовой части долины вскрываются сартанские ледниковые и водно-ледниковые песчано-валунные отложения (пачка 9) (позднезырянская, или ньяпанская, морена, по С.А.Архипову, 1969). В большинстве разрезов 30-метровой террасы на правом берегу Енисея на каргинский аллювий с размывом ложится пачка палевых горизонтальнослоистых озерных алевроитов (пачка 10), местами с тонким слоем базальных галечников или песков в основании. Эту пачку можно считать аналогом позднеархангельских озерно-ледниковых ленточных глин и супесей в низовьях Енисея и отложений опресненных водоемов с *Portlandia arctica* в бассейне Пясины. В понижениях рельефа на поверхности каргинской террасы, как и в низовьях Енисея, над озерными супесями залегают голоценовые торфяники (пачка 11).

Радиоуглеродному датированию подверглись образцы древесины и торфа из каргинских аллювиальных и озерных отложений (Фарковская равнина) и из голоценовых торфяников, а также из ленточных озерно-ледниковых глин.

1. Каргинские аллювиальные отложения датировались в нескольких разрезах 30-метровой террасы Енисея – в районе Игарки, у поселков Карасино, Коношелье и Денежкино, а по долине Нижней Тунгуски – у фактории Учамы и ниже устья р. Могды (рис. 30-32).

В районе Игарки В.Н.Сакс (1951) описывает следующий разрез четвертичных отложений (рис. 31), вскрытый буровыми скважинами, пройденными экспедицией Арктикпроекта Главсевморпути в конце 40-х годов. Основание четвертичной толщи слагают санчуговские морские суглинки и глины с галькой мощностью до 15 м. Выше залегают морские казанцевские пески и супеси с растительными остатками и с *Balanus hameri*, мощностью до 35 м. На неровную поверхность казанцевских песков ложатся валунные суглинки – морена зырянского оледенения (до 8 м), перекрытая мощной (до 40 м) пачкой ленточных глин. На очень неровной, часто карманообразной поверхности ледниковых и озерно-ледниковых зырянских образований залегают каргинские аллювиальные пески и супеси с обильными стволами деревьев и с остатками позднего мамонта и лошади. К северу от Игарки В.Н.Сакс отмечает присутствие напорных морен, состоящих из песка, гравия и галечника. По всей вероятности, это – те самые образования, которые С.А.Архипов относит уже к позднезырянскому оледенению (рис. 32).

Средняя часть описанного разреза – основание каргинского аллювия и озерно-ледниковые отложения – наблюдалась нами в 1962 г. в шахте, заложенной на территории Игарской мерзлотной станции (обн. 13). Шахта имеет глубину 14 м и вскрывает пачку озерно-ледниковых глин с отчетливой ленточной слоистостью, особенно хорошо выраженной в нижней части разреза. Мощность парных слоев в среднем составляет около 1–1,5 см. Вся толща глин пронизана линзовидными прослоями сегрегационного льда мощностью от 1–2 до 10 см, секущих глины под углом около 20°. Суммарный объем льдов по отношению к глинам составляет около 30%. В нижней части разреза количество льда сокращается. В одной из стенок шахты можно наблюдать карманообразную промоину, выполненную серыми супесями со скоплением на глубине 6 м большого количества крупных и мелких стволов деревьев (типа древнего завала в притыловом старичном аллювии).

Стволы деревьев в различные годы подвергались радиоуглеродному датированию. Первая дата – более 24 500 л.н. (Mo-4) – была получена в лаборатории ГЕОХИ им. Вернадского (Виноградов и др., 1959; Шевелева, 1963). Образец, отобранный нами в 1962 г., показал сначала возраст 21 350±750 л.н. (ГИН-28),

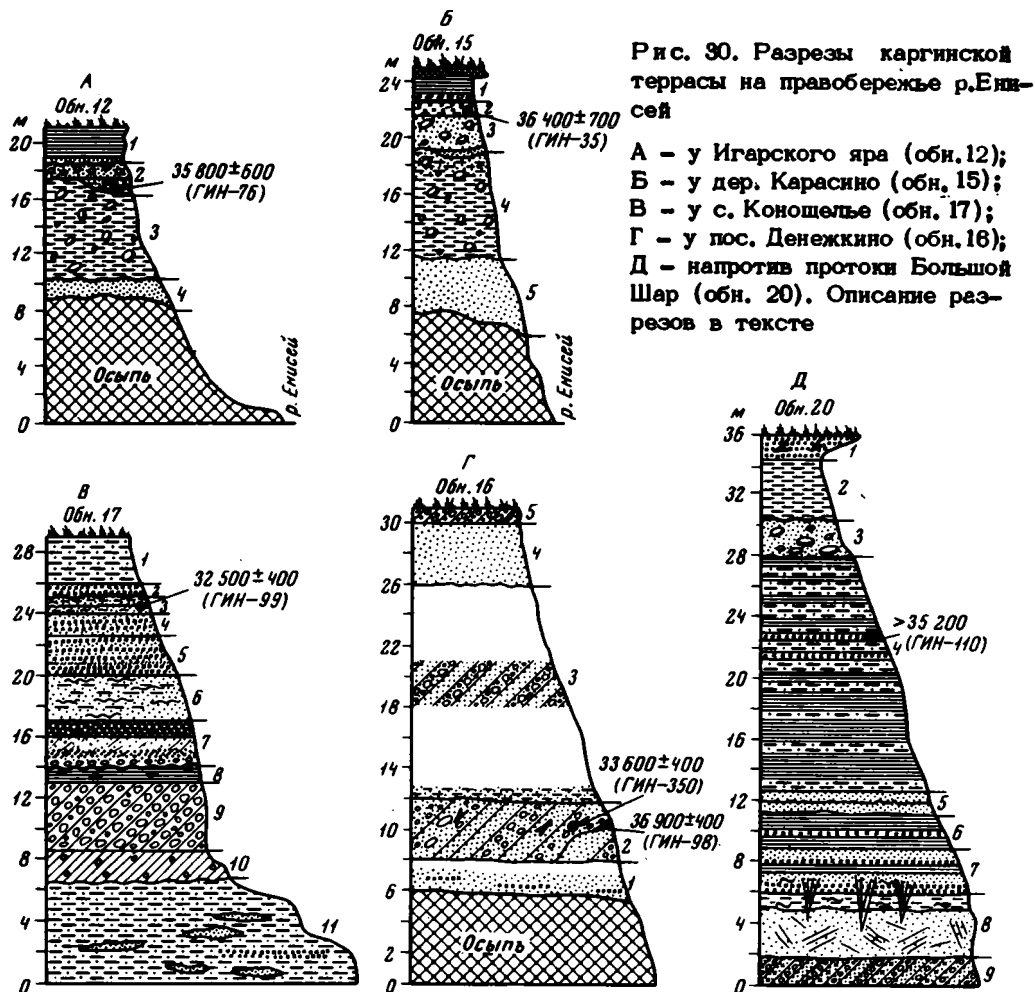


Рис. 30. Разрезы каргинской террасы на правобережье р.Енисей  
 А - у Игарского яра (обн.12);  
 Б - у дер. Карасино (обн. 15);  
 В - у с. Коношетье (обн. 17);  
 Г - у пос. Денежкино (обн.16);  
 Д - напротив протоки Большой Шар (обн. 20). Описание разрезов в тексте

полученный по этилензолу (Чердынцев и др., 1964). Образец того же ствола, перемеренный затем по бензолу, показал дату 35 400±300 л.н. (ГИН-140) (Чердынцев и др., 1965). Позднее, зимой 1966 г., Л.Д.Сулержишким было вновь отобрано несколько стволов деревьев из той же шахты, не только с целью уточнения возраста этого важного объекта, но и для решения вопроса о возможности перестроения крупных обломков древесины в условиях вечной мерзлоты<sup>1</sup>. Измерения образцов двух различных стволов показали радиоуглеродный возраст 39 000±460 (ГИН-328) и > 50 000 л.н. (ГИН-327). Первая дата, несомненно, отвечает возрасту вмещающих отложений, хотя и несколько древнее ранее полученной даты ГИН-140. Вторая дата подтверждает присутствие в древнем завале переотложенных стволов деревьев, происходящих, возможно, из казанцевских песков, изобилующих древесными остатками, откуда они могли быть захвачены зырянским ледником.

Две конечные даты ГИН-328 и ГИН-140 (последняя, возможно, несколько замолжена) свидетельствуют об одновозрастности вмещающих отложений с каргинским аллювием на р. Малая Хета и подтверждает правильность первоначальной корреляции В.Н.Сакса (1951а, 1953).

<sup>1</sup>Эти исследования не закончены.

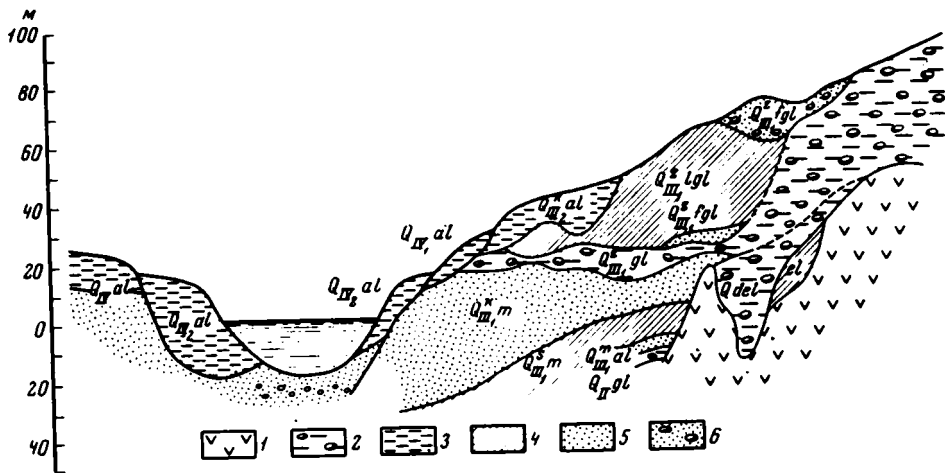


Рис. 31. Схема залегания четвертичных отложений в районе Игарки. По В.Н.Саксу (1953)

1 - дочетвертичные породы; 2 - валунные суглинки и супеси; 3 - глины; 4 - глины и суглинки; 5 - пески; 6 - пески с гравием и галькой;  $Q_{III_1}^s m$  - санчуговские морские отложения;  $Q_{III_1}^m al$  - мессовские аллювиальные отложения;  $Q_{II} gl$  - самаровские ледниковые отложения;  $Q_{III_1}^k m$  - казанцевские морские отложения;  $Q_{III_1}^z gl$  - зырянские ледниковые отложения;  $Q_{III_1}^z lgl$  - зырянские флювиогляциальные отложения;  $Q_{III_1}^z lgl$  - зырянские озерно-ледниковые отложения;  $Q_{III_2}^k a$  - отложения "каргинской" террасы;  $Q_{IV_1} a$  - отложения высокой пойменной террасы;  $Q_{IV_2} a$  - отложения низкой пойменной террасы;  $Q del$  - делювиальные отложения нерасчлененные;  $e l$  - элювий коренных пород

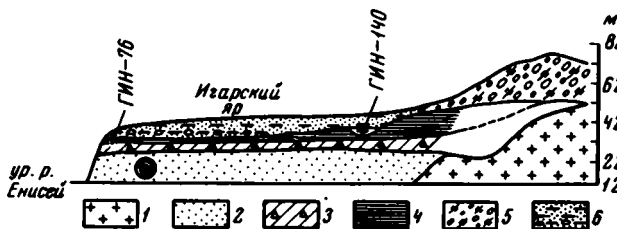


Рис. 32. Геологический разрез в районе Игарки. По С.А. Архипову (1969)

1 - дочетвертичные породы; 2 - казанцевские морские слои; 3 - ермаковская морена; 4 - ленточные глины; 5 - ньянпанская морена; 6 - осадки II надпойменной террасы времени позднеледниковой ингрессии (не старше 13 000-14 000 лет). Радиоуглеродные даты: 35400±300 л.н. (ГИН-140); 35800±800 л.н. (ГИН-78)

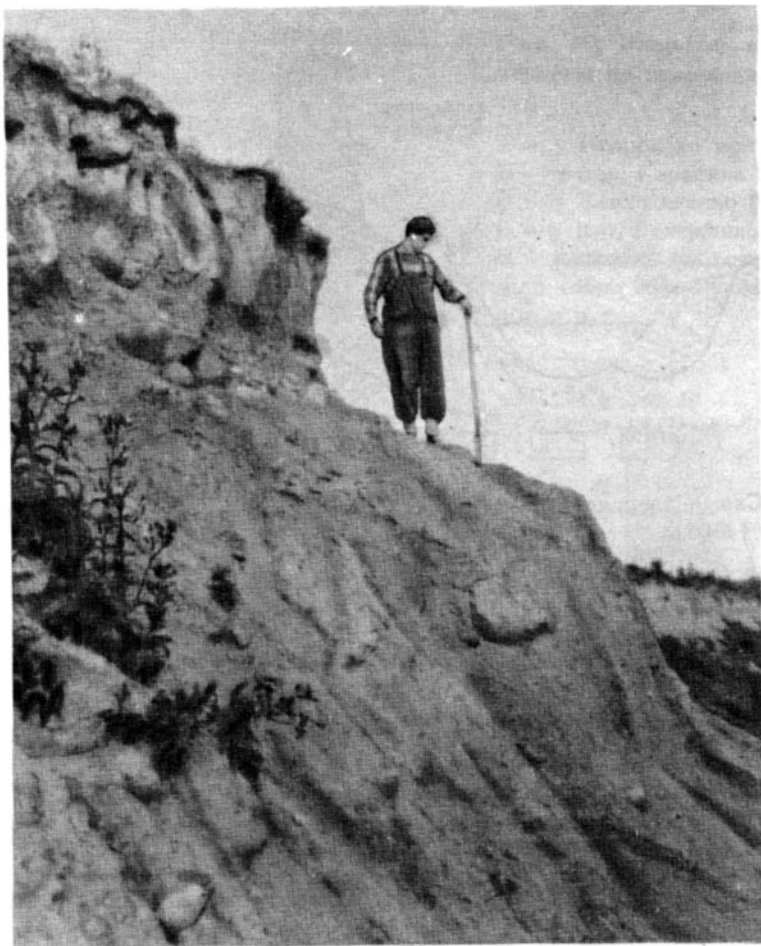


Рис. 33. Зырянская морена в обнажении у Игарского яра (обн. 15, слой 3)

Несколько отличный разрез каргинской террасы в этом районе изучался нами в обнажении у так называемого Игарского яра (обн. 12, 1962 г.), на правом берегу Игарской протоки, в 1 км выше окраины Нового Города (см. рис. 30, А, 33).

Основание разреза слагает толща светло-палевых хорошо сортированных наклонно- и горизонтальнослоистых песков (слой 4), в осипи которых у бечеников встречаются обломки раковин морских моллюсков (прибрежно-морские казанцевские отложения). Кровля песков залегает на 12-13 м, а в верхней части обнажения - на 15-16 м выше уреза Енисея. Пески перекрыты с резкой границей размыва валунно-галечными темно-серыми плотными бесструктурными суглинками - зырянской мореной (слой 3). Количество гальки и валунов в суглинках в среднем составляет более 50%. Размеры валунов - до 1 м в поперечнике; состав отвечает преимущественно породам трапповой формации. На очень неровной поверхности морены залегает пачка мощностью около 1 м песчано-галечных отложений с валунами того состава, что и в морене (слой 2). Вмещающий песок хорошо промытый, разнозернистый. В основании галечников местами присутствуют линзовидные прослои темно-серых супесей, переслаивающихся с более светлыми глинистыми песками с растительным детритом и обломками древесины (старичная фация). Мощность линз не более 0,5-0,7 м, протяженность до 10 м. Разрез венчается 1,5-2-метровой пачкой серых супесей и

суглинков с охристыми пятнами, с горизонтальной слоистостью, слабо выраженной в нижней и более отчетливой в верхней части пачки (слой 1). В основании ее присутствуют неправильные линзовидные прослои желто-серых мелкозернистых песков.

Для растительного детрита из супесей в основании песчано-галечного аллювия была получена радиоуглеродная дата 35 800±600 л.н. (ГИН-76), которая указывает на одновозрастность его с аллювиальными супесями в разрезе Игарской шахты.

Сходный разрез изучался нами на правом берегу Енисея в 1 км выше дер. Карасино в стенках свежей промоины (обн. 15, см. рис. 30,Б). Подошва казанцевских светло-палевых горизонтально- и косослоистых песков (слой 5) залегает здесь на высоте 13,5 м. Их перекрывает валунные суглинки (слой 4), идентичные зырянской морене, вскрытой в обнажении у Игарского яра. Мощность их изменяется от 5,5 м в левой стенке оврага до 9 м в правой. На морену с неровной границей ложатся галечники (слой 3), заключенные в разнозернистый хорошо промытый желто-серый песок с примесью гравия (руслевая фация аллювия). В галечниках преобладают крупная галька и мелкие валуны. В отличие от Игарского яра крупные валуны здесь практически отсутствуют. В основании галечной толши в левой стенке промоины залегает линза серого разнозернистого песка мощностью около 20 см. Мощность галечников от 2,6 м в левой стенке до 0,8 м в правой. На галечники в правой стенке оврага ложится пачка темно-серых плотных суглинков мощностью 1,5 м (слой 2) (старичная фация аллювия). В средней части суглинки имеют почти черную окраску и обогащены органическим материалом – кусками торфа, веточками кустарничков и мелким растительным детритом. Разрез венчается пачкой серовато-палевых горизонтально-слоистых супесей с охристыми пятнами (слой 1, аналог слоя 1 в разрезе Игарского яра). В основании пачки в левой части обнажения прослеживается маломощный (20–25 см) слой супесей, обогащенных галькой среднего размера, ориентированной по длинной оси. Растительный детрит из старичных суглинков слоя 2 показал радиоуглеродный возраст 36 400±700 л.н. (ГИН-351).

Очень полный 30-метровый разрез каргинской террасы вскрыт на левом берегу Енисея в 2 км выше с. Конощелье (обн. 17, 1962 г.). В отличие от описанных разрезов у Карасина и Игарского яра казанцевские отложения здесь отсутствуют и основание разреза составляет толща древнего аллювия, отлагавшегося непосредственно перед наступанием зырянского ледника и представляющего собой, по Ю.А.Лаврушину (1961), фацию подпруженных водоемов.

Приведем полное описание этого интересного обнажения (см. рис. 30,В):

		Мощность, м
I Q <sup>4</sup> <sub>III</sub> sr <sub>2</sub>	1. Супеси светло-палевые, переслаивающиеся с желтоватыми и ржаво-красными песками, более темными супесями и серыми суглинками. Слоистость отчетливая, но прерывистая . . . . .	около 3
I Q <sup>4</sup> <sub>III</sub> sr	2. Горизонтально-слоистые пески, темно-серые, буроватые (из-за обилия органического материала) . . . . .	0,8
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub> kr	3. Пески сероватые, тонкозернистые, с тонкими прослоями растительного детрита; четко выражены криогенные смятия в виде мелких складок причудливой формы (рис. 34). Контакт со слоем 2 несогласный . . . . .	1,1–1,2
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub> kr	4. Пески горизонтально-слоистые, мелкозернистые, однородные серовато-палевые, с прослоями намытого торфа, внизу более глинистые . . . . .	2–5
al Q <sup>3</sup> <sub>III</sub> kr	5. Пески тонкозернистые, серовато-палевые (аналогичные верхней части слоя 4). Слоистость строго горизонтальная. В нижней части слоя наблюдается микрослоистость течения . . . . .	2,5

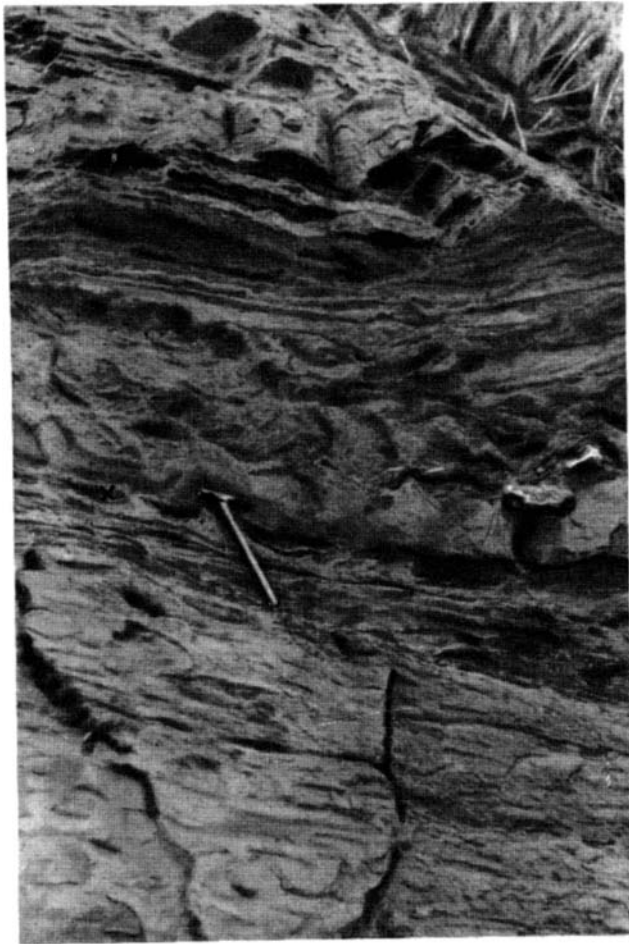


Рис. 34. Криогенные текстуры в верхах каргинского аллювия у с. Коношенье (обн. 17, слой 3), перекрытого озерными супесями (слой 1 и 2). Крестиком отмечено место взятия пробы растительного детрита (ГИН-99)

		Мощность, м
al Q <sub>II</sub> <sup>3</sup> kr 6.	Пески светло-серые или палево-серые, тонкозернистые, в верхней части со следами волнистой слоистости. Перемежаются с более глинистыми разностями песков, имеющих более темную, слегка коричневатую окраску. С размывом ложатся на слой 7 . . . . .	3
al Q <sub>II</sub> <sup>3</sup> kr 7.	Пески темные, серо-бурые, грубозернистые, местами гравийные, косослоистые. Падение слоев в косых пачках вниз по течению современного Енисея. В основании - прослой "базального" галечника мощностью около 5 см. С резкой границей размыва ложатся на слой 8	2,8
lg I Q <sub>III</sub> <sup>2</sup> zГ <sub>2</sub>	8. Ленточные глины, темно-серые (до буроватых внизу), с отчетливыми годичными слоями. Встречены мергелистые конкреции. В самом основании слоя попадает рассеянная галька. Граница со слоем 7 резкая . . . . .	1,1

gl Q <sup>2</sup> <sub>III</sub> zг <sub>2</sub>	9. Валунно-галечные супеси, темно-серые и темно-бурые. Галька и валуны размером до 1 м и более распределены в слое неравномерно. Книзу количество их убывает . . . . .	около 5
gl Q <sup>2</sup> <sub>III</sub> zг <sub>2</sub>	10. Супеси темно-коричневые, "оскольчатые", слегка сподыстые, содержащие незначительное количество гальки . . . . .	около 2
al Q <sub>III</sub> zг <sub>1</sub>	11. Песчаные супеси слоистые, серовато-бурые, цвета с линзами ржаво-желтого, слегка глинистого песка, с прослоями намывного торфа и обломками древесины . . . . .	7

В верхней по течению части обнажения на озерных супесях слоя 1 залегает торфяник.

В описанном обнажении слои 2-5 представляют собой типично пойменную, а слой 7 - русловую фацию каргинского аллювия.

Растительный детрит из верхней части пойменных осадков, имеющих облик перигляциального аллювия с криогенными нарушениями, показал радиоуглеродный возраст 32 500±400 л.н. (ГИН-99).

Несколько иное соотношение верхнечетвертичных толщ наблюдается ниже по течению, в 31-метровом уступе на правом берегу Енисея, в 1 км выше пос. Денежкино (обн. 16, 1962 г.). Обнажение в значительной степени закрыто осыпями и заросло лесом, поэтому полный разрез его не удалось изучить. Особенность этого разреза заключается в отсутствии зырянских ледниковых отложений, которые были здесь, по-видимому, полностью размывты. Вследствие этого песчано-галечная аллювиальная толща ложится непосредственно на древний зырянский аллювий (слой 1, аналог слоя 11 в разрезе у с. Коношелье), слагающий основание обнажения до высоты 6-7 м над урезом Енисея (см.рис.30,Г). Он представлен тонкозернистыми горизонтальнослоистыми желтоватыми песками с прослоями растительного детрита (слой 2). Над ними (контакт наблюдать не удалось) залегает очень мощная толща галечников, гравия и песков (слой 3). Так же, как и в обн. 17, "косые" пачки с крутым (до 30°) падением слоев срезаются горизонтальнослоистыми песчаными пачками. В галечных слоях встречаются валуны размером до 50 см в диаметре. На высоте 26-30 м хорошо обнажена пачка горизонтальнослоистых средне- и тонкозернистых песков (пойменная фация?) (слой 4). У самой бровки уступа вскрыты бурые суглинки с валунами мощностью около 1 м (слой 5), возможно представляющие собой делювированную сартанскую морену.

Древесина, отобранная нами в 1962 г. из косослоистых галечников и гравийных песков с высоты около 13 м, показала возраст 36 900±400 л.н. (ГИН-98). Другой образец древесины, измеренный позднее, дал несколько более молодой возраст - 33 600±400 л.н. (ГИН-350). Торфяник, вскрытый в соседнем обнажении в верхах разреза каргинской террасы у пос. Денежкино, показал возраст 3600±170 л.н. (ЛГ-34) (Зубаков, 1967).

Самый верхний по течению разрез каргинской террасы на описываемом отрезке Енисея был изучен нами в обнажении на правом берегу Енисея против протоки Большой Шар (обн. 20, 1962 г.) (рис. 30,Д и 35). Оно имеет длину около 8 км. Полный разрез прослеживается в верхней по течению части обнажения, имеющего здесь высоту около 35 м. Основную часть разреза слагают супеси и глины с ленточной слоистостью (слои 4-8). Эта толща формировалась в обширном приледниковом озерном водоеме, выполнявшем долину Енисея перед фронтом зырянского ледника. Подстилающие горизонтально- и косослоистые пески с растительными остатками (слои 7-9) представляют собой раннезырянский аллювий, отлагавшийся частично в условиях подпруды древнего Енисея наступающим зырянским ледником. Аналоги его были описаны в разрезах у дер. Карасино и с. Коношелье. Присутствие в верхах аллювия криогенных тек-



Рис. 35. Общий вид обн. 20 на правом берегу Енисея напротив протоки Большой Шар

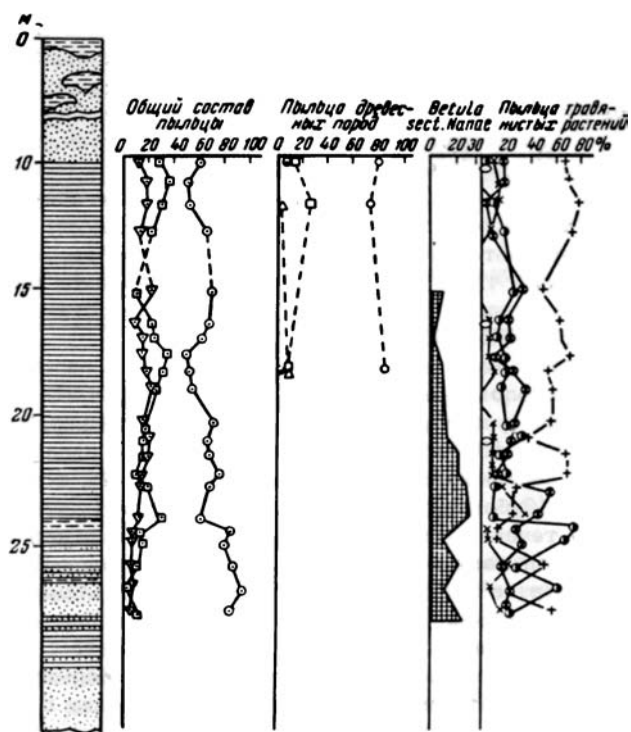
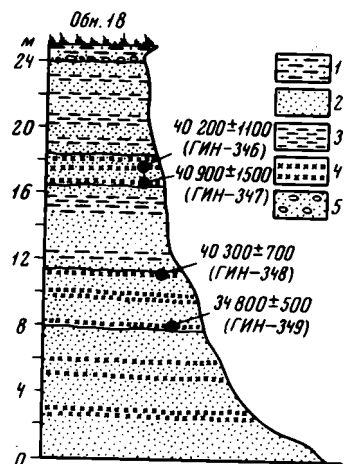


Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма зырянских озерно-ледниковых отложений в обн. 20. По Е.В.Кореновой (Голубева и др., 1960)  
Условные обозначения см. рис. 10 и 24



Рис. 37. Зарисовка разреза каргинских озерно-аллювиальных отложений у дер. Фарково (обн. 18)

1 - алевриты; 2 - пески; 3 - глинистые алевриты и глины; 4 - торф; 5 - галечник



стур свидетельствует о наступившем похолодании и развитии мерзлоты в начале зырянского оледенения. Озерно-ледниковые глины несогласно перекрываются песчано-галечными отложениями - каргинским аллювием (слой 3). Венчается разрез пачкой озерных супесей (слой 2), аналогичных слою 1 в обн. 7 и перекрывающих их торфяников (слой 1).

Перигляциальная обстановка, существовавшая в период накопления озерно-ледниковых глин, хорошо подтверждается спорово-пыльцевыми спектрами, полученными для этих слоев (рис. 36). По данным Е.В.Кореновой (Голубева и др., 1960), в общем составе спектров доминирует пыльца растений, характеризующих безлесные ландшафты (кустарники, кустарнички, травянистые растения). Она составляет 49 - 92%, причем наибольшее ее количество содержится в нижних горизонтах. Пыльца древесных пород имеет резко подчиненное значение и представлена главным образом мелколиственными породами - березой и ольхой. Незначительное (не более 2-8%) присутствие пыльцы хвойных пород свидетельствует о том, что граница тайги располагалась намного южнее. Характерно, что среди пыльцы трав преобладает *Artemisia*; большую роль играют *Chenopodiaceae* и *Gramineae*. Показательно также присутствие спор *Selaginella selaginoides*. Состав семенной флоры, изученный М.Г.Кипиани (Архипов, 1960, стр. 102), согласуется с данными спорово-пыльцевых анализов. Среди растительных остатков преобладают плоды и семена травянистых растений семейства полыней, лебедовых, маковых, крестоцветных и др. В заметном количестве присутствуют макроспоры *Selaginella selaginoides*. В целом подобная ассоциация характеризует открытый перигляциальный ландшафт.

Радиоуглеродному датированию подвергался мелкий растительный детрит из двух тонких прослоев ленточных глин (слой 4), отстоящих друг от друга на 1 м и расположенных на высоте около 16-17 м над урезом реки. К сожалению, материал был, по-видимому, загрязнен современным гумусом и не был достаточно тщательно химически обработан из-за небольшого объема образцов. Поэтому полученные даты: 30 200±600 (ГИН-100) и 34 800±1600 л.н. (ГИН-100a) (гумус) для верхнего прослоя и 35 200±400 л.н. (ГИН-110) для нижнего прослоя нельзя считать надежными (Чердынцев и др., 1965). Все эти даты, сами по себе противоречивые, несомненно, замолжены против истинного возраста озерно-ледниковых глин, залегающих стратиграфически ниже аллювиальных отложений, датированных 39 000-35 000 л.н. Таким образом, не только возраст зырянского оледенения, но и его верхний возрастной предел, в принципе доступный для радиоуглеродного метода, остались невыясненными.

2. Каргинские озерно-аллювиальные отложения изучались в разрезе левого берега р. Фарковки (приток р. Турухан) у дер. Фарково. Поверхность озерно-аллювиальной равнины имеет здесь абсолютные отметки около 30 м и располагается на 26-27 м над урезом р. Фарковки (обн. 18). Высота обнажения 24-25 м. В нем вскрывается довольно однообразная толща желтовато-серых мелко- и среднезернистых песков, супесей и алевритов с прослоями намывного торфа и растительного детрита (рис. 37). В самой верхней части обнажения вскрываются

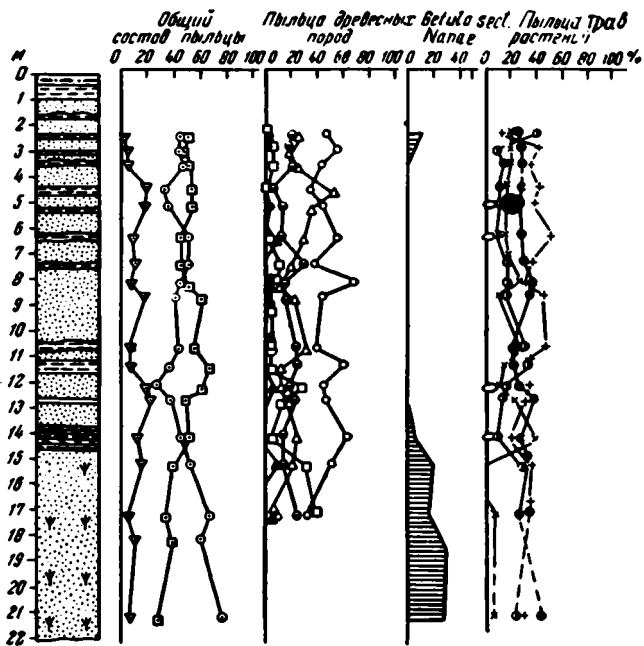


Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма для озерно-аллювиальных отложений у дер. Фарфокво. По Е.В.Кореневой (Голубева и др., 1960)

Условные обозначения см. рис. Ю, 24, 37

ся суглинки, обогащенные галькой – переотложенные сартанские ледниковые и водно-ледниковые отложения (?).

Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная для этого разреза Е.В.Кореневой (Голубева и др., 1960, стр. 51), дает представление о составе растительности и его изменении в процессе накопления толщи (рис. 38). В целом спектры характеризуются значительным участием в них пыльцы кустарников, кустарничков, травянистых и древесных растений. Споры играют подчиненную роль. Для низов разреза содержание пыльцы древесных пород составляет 23–25%; здесь доминирует пыльца растений, характеризующих открытые ландшафты. Выше по разрезу содержание пыльцы деревьев возрастает до 50–65% от суммы всех зерен пыльцы и спор. Среди пыльцы древесных пород в нижней части разреза преобладают *Betula* sp., *Alnus* sp. и *Pinus sibirica*. Здесь же значительное участие в спектрах принимает и пыльца кустарниковой березы (до 23–25%). Начиная с глубины примерно 15 м от поверхности в группе пыльцы древесных пород большую роль начинает играть пыльца ели (8 – 55%) и *Pinus sibirica* (6 – 33%). В небольшом количестве встречается пыльца пихты и ольхи, а пыльца карликовой березы отсутствует. Таким образом, ландшафт и климатическая обстановка за время накопления толщи претерпевали существенные изменения. Более открытые ландшафты типа лесотундры сменились кедрово-еловой тайгой с большим участием древовидной березы. Если сравнить спорово-пыльцевые спектры для верхней половины описываемого разреза с составом современной растительности на широте Туруханска, то можно говорить о сходстве ландшафтов, т.е. о близких к современному или несколько более благоприятных климатических условиях. Большое участие в спектрах пыльцы травянистых растений связано, вероятно, с локально развитыми открытыми пространствами в условиях обширной озерно-аллювиальной равнины.

Из описанного разреза датировались четыре образца торфа, отобранные в 1962 г. Были получены следующие радиоуглеродные даты (см. рис. 37):  $40\ 200 \pm 1100$  л.н. (ГИН-346) – глубина 7 м;  $40\ 900 \pm 1500$  л.н. (ГИН-347) – глубина 8,5 м;  $40\ 300 \pm 700$  л.н. (ГИН-348) – глубина 14 м;  $34\ 800 \pm 500$  л.н. (ГИН-349) – глубина 17 м. Последняя дата, очевидно, замоложена. Близость первых трех дат (в пределах погрешности) указывает либо на некоторое замоложение даты ГИН-348, либо на большую скорость накопления осадков. Так или иначе, но приведенные даты с несомненностью свидетельствуют о том, что фарковская толща геологически одновозрастна аллювию каргинской террасы Енисея. Вполне возможно, что в условиях озерно-аллювиальной равнины формировался более полный разрез каргинских отложений.

3. Каргинские аллювиальные отложения Нижней Тунгуски. В долине Нижней Тунгуски датировались аллювиальные отложения третьей 40-метровой надпойменной террасы у фактории Учами, сопоставляемой с каргинской 30–35-метровой террасой Енисея ниже Туруханска, и позднекаргинские отложения II надпойменной террасы ниже устья р. Могды. Строение III террасы изучалось здесь С.М.Цейтлиным (1964б, стр. 80–81) в обн. Красный Яр. Здесь снизу вверх вскрываются четыре пачки. Нижняя – плотные озерно-ледниковые глины – имеет видимую мощность 7 м. На нее с размывом ложится пачка косо-слоистых галечников и песков мощностью 10–11 м, которую С.М.Цейтлин условно относил к позднезырянским флювиогляциальным образованиям. Выше она постепенно сменяется пачкой мелко- и среднезернистых песков с прослоями более грубых песков и мелких галечников. Мощность песчаной пачки, которую С.М.Цейтлин считал каргинской, около 4 м. Разрез венчается горизонтально-слоистыми алевритами, глинистыми песками и пылеватыми супесями с крупными морозобойными клиньями, образование которых С.М.Цейтлин связывает с сартанским похолоданием. Вскрытая в обнажении мощность верхней пачки около 1,5–2 м,

Палинологическая характеристика для изученного разреза отсутствует. Для той же террасы, но из смежных разрезов С.М.Цейтлин приводит спорово-пыльцевые диаграммы (Цейтлин, 1964б, фиг. 53 и 51). В отличие от озерно-ледниковых глин вышележащие песчано-галечные отложения этой террасы характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, в которых резко преобладает пыльца древесных пород (главным образом ели и сосны). Травянистые растения и споры имеют резко подчиненное значение. Состав макрофлористических остатков, изученных для тех же отложений Ю.М.Трофимовым, подтверждает палеогеографическую обстановку межледникового времени, близкую к современной (или несколько более теплой).

Образец древесины, отобранный С.М.Цейтлиным из песчаной пачки с высоты около 18 м над урезом Нижней Тунгуски, показал возраст по  $C^{14}$   $37\ 000 \pm 1900$  л.н. (ГИН-61). Эта дата подтверждает правильность корреляции II каргинской террасы Енисея с III террасой Нижней Тунгуски (Сакс, 1953), к которой, как мы видим, она близка и по строению.

Позднекаргинские аллювиальные отложения II надпойменной террасы Нижней Тунгуски датировались в разрезе левого берега в 9 км ниже устья р. Могды. Высота террасы около 15–16 м. По описанию Л.Л.Исаевой (5-я экспедиция ВАГТ) в строении ее верхней части принимают участие в основном тонко- и грубозернистые пески с прослоями гравия. Начиная с глубины 5 м от поверхности в песках встречаются линзовидные прослои торфа, а в верхней по течению части обнажения пески фациально замещаются торфяником (старичный аллювий).

Образец древесины из торфа показал дату по  $C^{14}$   $28\ 800 \pm 500$  л.н. (ГИН-237), указывающую на позднекаргинский возраст отложений. Спорово-пыльцевые спектры для двух образцов торфа (рис. 39) характеризуют типично таежную растительность. В них резко преобладает сосна (5–45%), древовидная береза (12–28%) и ель (14–33%). Присутствие в заметных количествах (6–7%) пыльцы лиственницы свидетельствует о весьма большом участии ее в древостое тайги того

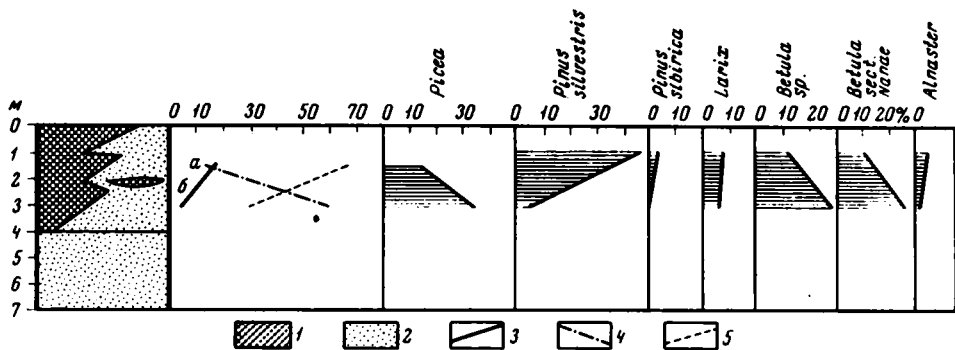


Рис. 39. Спорово-пыльцевая диаграмма (спектры а, б) для верхов аллювиальных отложений II террасы Нижней Тунгуски ниже устья р. Могды. По Л.Л. Исаевой

1 - торф; 2 - пески; 3 - пыльца трав; 4 - споры; 5 - пыльца древесных пород

Таблица 3

Результаты карпологического анализа двух образцов торфа из разреза II террасы р. Нижней Тунгуски

Наименование растений	Число определенных остатков	
	обр. 1, глубина 1,5 м	обр. 2, глубина 3 м
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i> Spreng	4	-
<i>Calla palustris</i>	1	-
<i>Carex diandra</i> Schrenk	+	100
<i>Carex</i> sp. sp.	100	13
<i>Cicuta virosa</i> L.	7	1
<i>Cornus</i> sp.	-	-
<i>Comarum palustre</i> L.	50	-
Fungi	200	200
<i>Malachium aquaticum</i> L.	1	-
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	100	80
<i>Mochringia trinervia</i> L.	+	-
Pinaceae	+	3
<i>Potentilla norvegica</i> L.	1	-
<i>Vaccinium myrtillus</i> L.	2	-
<i>Rubus idaeus</i>	-	10
<i>Stachys palustris</i> L.	1	-
<i>Vaccinium vitis-idaea</i> L.	1	-
<i>Sium latifolium</i> L.	-	1
<i>Urtica</i> sp.	-	100
<i>Lappula</i> sp.	-	1

времени, если учесть плохую сохранность ее пыльцы в ископаемом состоянии. Очень высокое содержание спор, главным образом Sphagnales и Bryales, и незначительное – пыльцы трав подтверждает таежные условия, близкие к современным.

Результат карпологического анализа двух образцов торфа, проведенного Е.П.Метельцевой и Г.Т.Соколовой в лаборатории Ботанического института им. Комарова, приведен в табл. 3. Среди макроостатков здесь преобладают представители влаголюбивых болотных растений, что может указывать на значительную заболоченность тайги и на несколько более влажный, а возможно и более прохладный климат по сравнению с современным, если учесть значительную роль в спорово-пыльцевых спектрах карликовой березы (11–25%).

Таким образом, по сравнению с более ранним отрезком (оптимумом) каргинского межледникового, датированным в разрезе Малой Хеты 42 000–37 000 л.н., позднекаргинское время характеризовалось заметным ухудшением климата и увеличением влажности.

4. Голоценовое озерно-болотные отложения. Наиболее полно послеледниковые озерные осадки и перекрывающие их торфяники изучены на поверхности каргинской террасы в окрестностях г. Игарка. Впервые детальная спорово-пыльцевая характеристика их была приведена Н.Я.Кацем и С.В.Кац (1946). На диаграмме, составленной ими для разреза торфяного бугра близ Игарки (рис. 40), выделяются три максимума в содержании ели<sup>1</sup>. Устойчиво, хотя с некоторыми колебаниями, присутствует пыльца березы. Значительная роль принадлежит сибирскому кедру (до 40% в самых верхах разреза). В низах разреза (ниже третьего максимума ели) заметно возрастает содержание пыльцы ольхи. Верхний максимум ели авторы сопоставляют с началом субатлантического периода. Второй и третий максимумы сопоставляются с атлантическим периодом.

Интересны расчеты абсолютного возраста торфяников по скорости их накопления, которые приводят Н.Я.Кац и С.В.Кац для районов Дудинки и Игарки. Полученные цифры для низов разреза торфяников на р. Санчуговке – 7500 лет и у Игарки – 10 000 лет Н.Я.Кац и С.В.Кац считают слишком древними. Начало торфообразования оценивается ими в 6000–5000 л.н. Радиоуглеродные даты для другого, несколько более сжатого разреза торфяников в 2 км к северу от г. Игарка, изученного Г.М.Левковской (1967; Левковская и др., 1970), подтвердили правильность первоначальной оценки возраста его нижних горизонтов.

На рис. 41 приведена спорово-пыльцевая диаграмма для указанного разреза и привязанные к ней три радиоуглеродные даты. Две нижние даты –  $9480 \pm 120$  л.н. (ГИН-179) и  $9200 \pm 40$  л.н. (ГИН-180) – относятся к пылевой зоне 7, по Г.М.Левковской (1967), которая сопоставляется ею с низами диаграммы Н.Я.Каца и С.В.Кац (см. рис. 40, ниже третьего максимума ели). Эта зона характеризуется максимальным распространением пыльцы кустарниковой березы и ольхи при незначительном содержании пыльцы древовидной березы и ели. При этом в самом низу диаграммы намечается тенденция к еще большему сокращению пыльцы деревьев и наоборот – к возрастанию роли пыльцы кустарниковой растительности. Вверх по разрезу наблюдается заметное увеличение содержания пыльцы древесных пород: ели, березы, лиственницы. Максимум содержания пыльцы ели падает на зону 6 (третий максимум ели, по Н.Я.Кацу и С.В.Кац). Второй – средний – максимум ели, так же хорошо выраженный на обеих диаграммах, относится к зоне 5; к ней же относится дата  $6030 \pm 100$  л.н. (ГИН-178). Между ними происходит резкое повышение содержания пыльцы березы, которая занимает здесь доминирующее положение среди пыльцы древесных. С этим же интервалом совпадает возрастание роли пыльцы недревесных растений. Таким образом, можно предположить, что во время накопления самых нижних слоев торфяников (около 9500 л.н.) климат был достаточно холод-

<sup>1</sup>Сходные диаграммы для игарских торфяников с тремя максимумами ели приведены в работе Н.И.Пьявченко (1971).

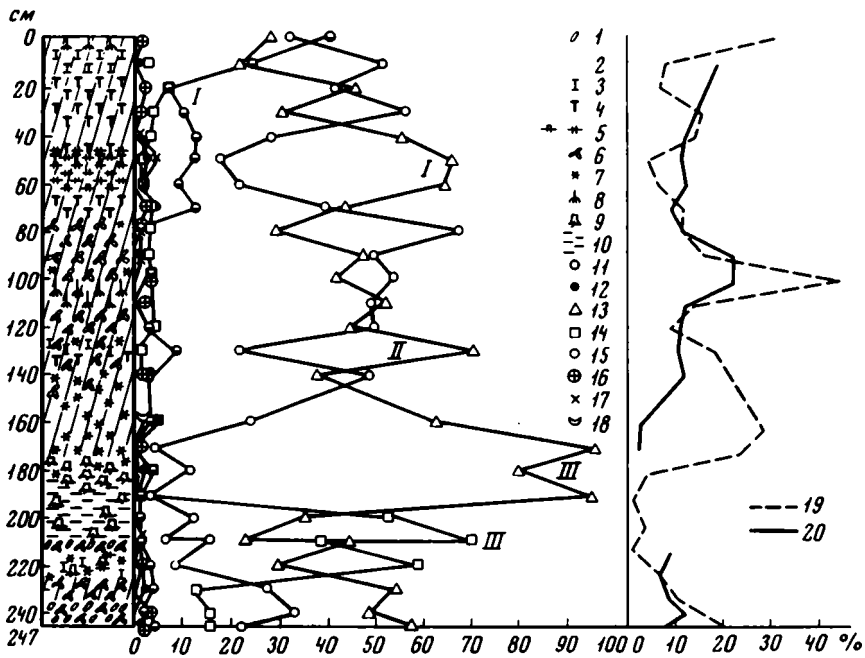


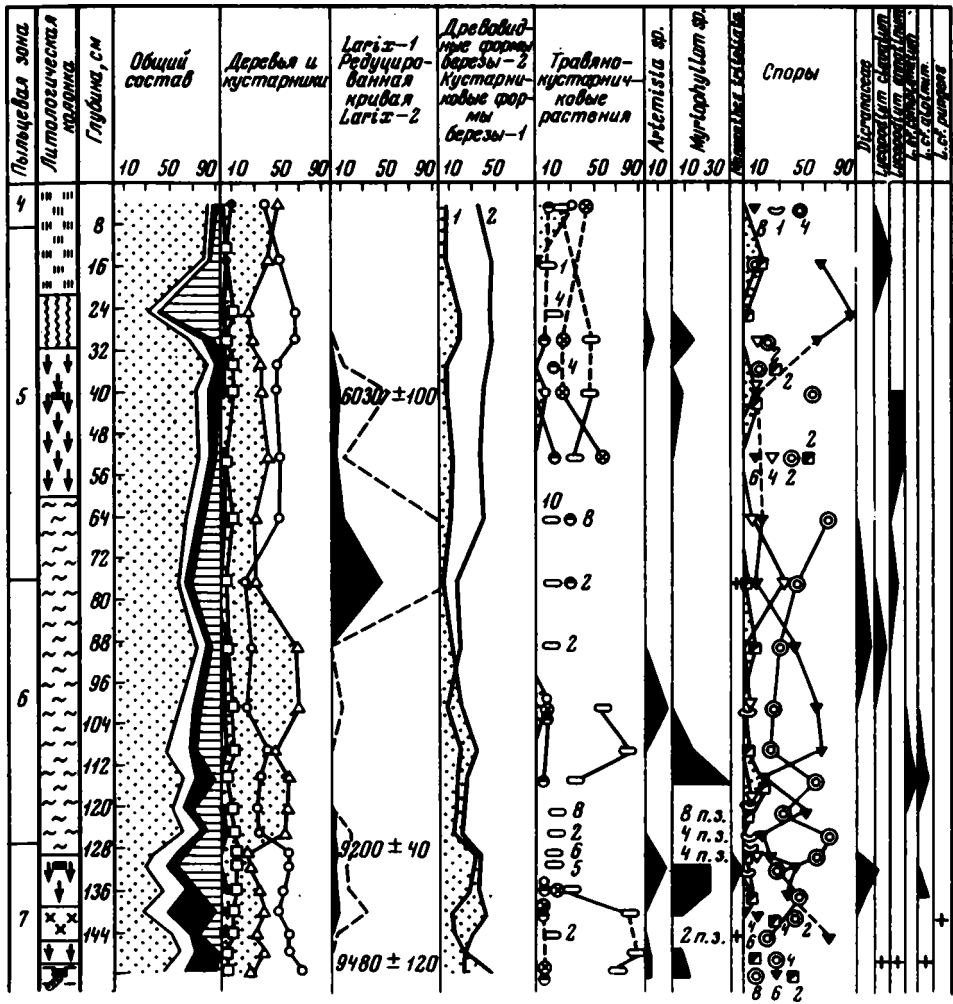
Рис. 40. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяного бугра Игарской мерзлотной станции. По Н.Я.Кацу и С.В.Кац (1946)

1 - листья березы; 2 - осоковый торф; 3 - Calliergen; 4 - Drepanocladus; 5 - сфагнум (*Sphagnum obtusum*, *Sph. teres*); 6 - вахта; 7 - хвощ; 8 - кустарнички; 9 - пни; 10 - глина; 11 - береза; 12 - сосна; 13 - ель; 14 - ольха; 15 - кедр; 16 - ива; 17 - пихта; 18 - лиственница; 19 - содержание пыльцы недревесных; 20 - содержание пыльцы древесных. Римскими цифрами обозначены максимумы

ным и континентальным, но затем изменился в сторону потепления и увлажнения. Новое кратковременное ухудшение климата произошло, по-видимому, в первой половине зоны 5 (между нижним и средним максимумами ели).

Попытаемся сравнить рассмотренные спорово-пыльцевые диаграммы озерных отложений и торфяников Игарки с диаграммами для аналогичных отложений в низовьях Енисея. На рис. 42 представлена условная схема сопоставления кривых содержания пыльцы ели для разрезов у Игарки, на р. Малая Хета и на р. Санчуговке (окрестности Усть-Енисейского Порта). Имеющиеся в нашем распоряжении радиоуглеродные даты позволяют привязать их к шкале абсолютного летосчисления. Из этого сопоставления можно сделать следующие выводы. Нижний максимум ели у Игарки должен отвечать не самому нижнему, а второму максимуму в разрезах Дудинки и Малой Хеты. Начало его близко к дате  $9200 \pm 40$  л.н. (ГИН-180). К средней его части относится дата  $8500 \pm 250$  л.н. (ГИН-26) на Малой Хете. Средний и верхний максимумы ели на диаграммах для района Игарки (первый и второй максимумы Н.Я.Каца и С.В.Каца) соответствуют, по-видимому, раздвоенному третьему максимуму для низовьев Енисея. Нижнему пику второго порядка (IIIa) отвечают даты  $6800 \pm 200$  л.н. (ГИН-25) на Малой Хете и  $6030 \pm 100$  л.н. (ГИН-178) - в районе Игарки. Верхний пик (IIIб) ограничен датами  $5700 \pm 50$  (ГИН-382) и  $4600 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-382) для торфяников на р. Малая Хета.

Если эти сопоставления правильны, то верхний максимум ели на диаграмме Н.Я.Каца и С.В.Каца должен относиться не к субатлантическому периоду, как это считают авторы, а к самому концу атлантического периода. Несколько



- 1 2 3 4 5 6 7 8
- 9 10 11 12 13 14 15
- 16 17 18 19 20 21 22 23 24

Рис. 41. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза торфяника у г. Игарка. По Г.М.Левковской (Левковская и др., 1970)

1 - супесь; 2-6 - торф с остатками: 2 - сфагновых низинных мхов, 3 - хвощей, 4 - травяных растений, 5 - тростника, 6 - шейхернии; 7 - стволы деревьев; 8-10 - суммарное содержание пыльцы. 8 - древесных пород, 9 - кустарников, 10 - травянисто-кустарниковых растений; 11 - суммарное содержание спор; 12-18 - пыльца: 12 - ели, 13 - сосны, 14 - древовидных кустарниковых берез, 15 - ольхи, 16 - злаков, 17 - осок, 18 - разнотравья; 19-23 - споры: 19 - зеленых мхов, 20 - сфагновых мхов, 21 - хвощей, 22 - плаунов, 23 - папоротников; 24 - места взятия проб на C<sup>14</sup>

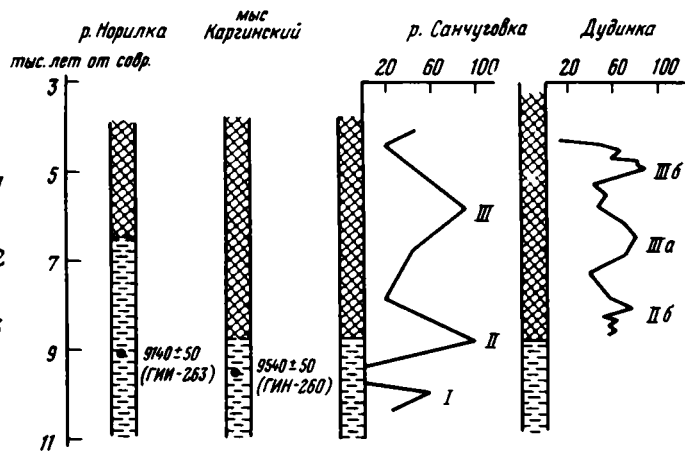


Рис. 42. Сопоставление кривых содержания пыльцы ели и радиоуглеродные даты для некоторых разрезов Приенисейского Севера

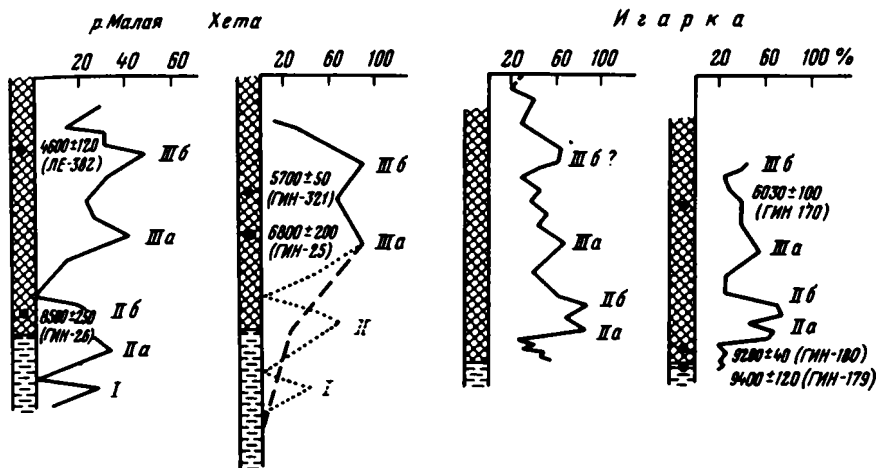
позднее, т.е. в начале суббореального периода, закончилась эпоха массового торфообразования на междуречьях Приенисейского Севера. С этим же периодом, ознаменовавшимся значительным похолоданием, совпадает, по-видимому, новая регрессивная фаза в развитии озер. В известной мере это подтверждается и тем, что современные торфяные поля и бугры полностью заросли тундровой и лесотундровой растительностью и значительно возвышаются над окружающими их низинами, заполненными аласными озерами. Не исключено, впрочем, что верхние горизонты торфяников были частично денудированы<sup>1</sup>.

Из сопоставления палинологических и геохронологических данных для различных территорий можно, кроме того, сделать заключение, что массовое зарастание озер и формирование торфяников в низовьях Енисея началось несколько позже, чем на широте Игарки. Для первого из указанных районов начало этого рубежа близко к дате  $8500 \pm 250$  л.н. (ГИН-26), отвечающей самым низам торфяников в разрезе Малой Хеты. Для второго района – Игарки – оно определяется датой  $9400 \pm 120$  л.н. (ГИН-179). В более северных районах две даты –  $9540 \pm 50$  л.н. (ГИН-260) и  $9140 \pm 50$  л.н. (ГИН-263) – относятся еще к озерным супесям. Вторая дата, полученная для озерных супесей Норильского района с глубины около 2 м под подошвой торфяников (см. рис. 17), может косвенно указывать на то, что озера здесь начали зарастать и заболачиваться еще позднее, чем в низовьях Енисея.

**5. Голоценовые аллювиальные отложения.** Голоценовые аллювиальные отложения на рассматриваемой территории датировались только по Нижней Тунгуске в районе пос. Наканно, где они изучались в 1964–1965 гг. Л.Л.Исаевой (5-я экспедиция ВАГТ). Разрез высокой поймы Нижней Тунгуски высотой 8 м и относящаяся к нему спорово-пыльцевая диаграмма представлены на рис. 43, А. Пойма сложена здесь преимущественно песчаными осадками разной крупности

<sup>1</sup>К аналогичным выводам приходит и Н.И.Пьявченко (1971, стр. 155).





1 - озерные отложения; 2 - торф; 3 - место взятия проб на  $C^{14}$ . Римскими цифрами обозначены максимумы

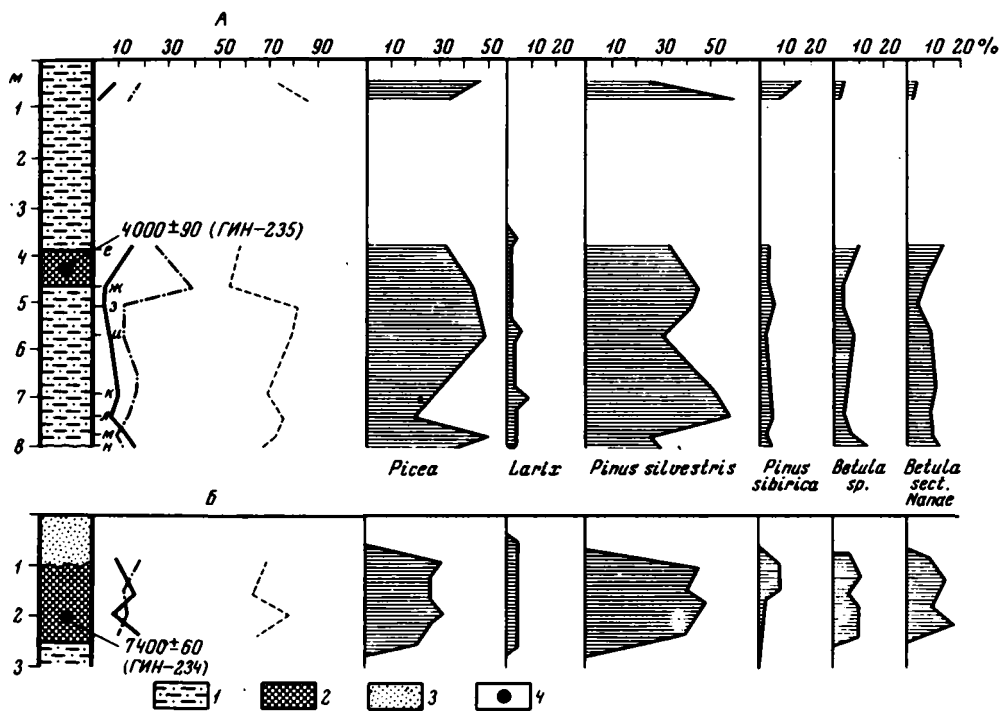


Рис. 43. Спорово-пыльцевые диаграммы для аллювия высокой поймы Нижней Тунгуски в районе пос. Наканно. По Л.Л.Исаевой

А - верхняя часть разреза; Б - нижняя часть разреза.

1 - супеси, суглинки; 2 - гумусированные супеси и суглинки с растительными остатками; 3 - песок; 4 - места взятия проб на  $C^{14}$

и с разной примесью глинистого и алевритистого материала. В средней части видимого разреза выходит горизонт ископаемой почвы – сильно гумусированные супеси с пнями деревьев. Образец древесины из этой почвы показал возраст  $4000 \pm 90$  л.н. (ГИН-235). Этому уровню отвечают два спорово-пыльцевых спектра (спектры е, ж), характеризующиеся преобладанием в них пыльцы древесных пород, преимущественно ели и сосны и в меньшей степени кедра и березы. Пыльца травянистых растений и споры играют подчиненную роль. В группе пыльцы трав наиболее обильна пыльца *Scrophulariaceae*, *Ranunculaceae* и *Gramineae*. Споры принадлежат преимущественно *Bryales*, *Sphagnales*, реже – *Polypodiaceae*. Ниже почвенного горизонта относительное количество пыльцы деревьев еще больше возрастает, достигая 80–82% (спектры з, и). Обращает на себя внимание высокое содержание пыльцы сосны в нижней части разреза (до 56%).

Палинологические данные, таким образом, свидетельствуют о типично таежном ландшафте, существовавшим здесь во время накопления нижней половины видимого разреза высокой поймы. Намечаются также признаки ухудшения климатических условий перед временным перерывом в формировании поймы и началом почвообразования. Еще более низкая часть разреза высокой поймы Нижней Тунгуски была описана Л.Л.Исаевой в уступе бечевника в 12 км выше пос. Наканно (рис. 43,Б). Здесь сверху залегают современные песчаные отложения прирусловой отмели, а ниже вскрыт разрез пойменных отложений, представленных песками с растительным детритом, супесями и глинами. Из прослоя темных черно-синих глин с древесными остатками датировался кусок ствола погребенного дерева, показавший возраст  $7400 \pm 60$  л.н. (ГИН-234). Спорово-пыльцевые спектры, относящиеся к этой части разреза, близки к спектрам для низов разреза высокой поймы у пос. Наканно. Они характеризуются еще большим содержанием в них пыльцы сосны и некоторым уменьшением роли пыльцы ели. Пыльца кедра и березы играет также подчиненную роль. Эти спектры и дата ГИН-234 подтверждают, что накопление нижней части разреза высокой поймы происходило во время так называемого "климатического оптимума Сибири", конец которого, по-видимому, совпадает с началом формирования ископаемой почвы, датированной у пос. Наканно 4000 л.н.

Приведенные палинологические данные и радиоуглеродные даты, как мы видим, хорошо согласуются с геохронологическими данными для голоценовых отложений в низовьях Енисея.

#### БАССЕЙН СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЕНИСЕЯ

В этом разделе будут рассмотрены некоторые датированные разрезы аллювиальных отложений верхнеплейстоценовых террас Енисея и его притоков выше устья р. Нижней Тунгуски, а также р. Чулым, относящейся к бассейну Оби. Эти материалы значительно расширяют наши представления о геохронологии и палеогеографии каргинского межледникового интервала, последующего сарганского ледникового и послеледникового времени. Они позволяют, кроме того, более надежно увязывать террасы на различных участках Енисея и его притоков и тем самым наметить картину развития речных долин во времени и выявить некоторые особенности протекавших в них процессов эрозии и аккумуляции в различных геоструктурных областях.

Еще до получения радиоуглеродных дат различные исследователи с тем или иным успехом проводили сопоставления террас Енисея и его крупных притоков (Сакс, 1953; Зубаков, 1959, 1961; Архипов, 1960; Горшков, 1960, 1961; Лаврушин, 1961; Цейтлин, 1964б; и др.). Трудность таких сопоставлений первоначально определялась ограниченностью чисто геоморфологического метода увязки террас, число которых существенно изменяется на различных отрезках долин. Эта задача облегчалась по мере накопления материалов, углубления исследований и главное – применения комплекса геологических и палеонтологических методов при изучении слагающих террасы отложений, позволивших выяснить их

геологический возраст (биостратиграфия), особенности их формирования (литолого-фациальный анализ), а также палеогеографическую обстановку времени их накопления (палинологические и палеопедологические исследования, изучение криогенных текстур и т.д.).

Огромную роль для понимания особенностей осадконакопления в долинах рек сыграла концепция ведущей роли климатического фактора в формировании плейстоценовых террас (Москвитин, 1937; Асеев, 1960; Заррина и др., 1961; и др.). Теперь можно считать признанным двучленное строение террас основных рек Сибири: нижняя часть их, как правило, сложена нормальным перстративным аллювием, включающим русловую, пойменную и старичную фации; верхняя — перигляциальным констративным аллювием, обладающим специфическими чертами, позволяющими выделить его в самостоятельный тип аллювия (Равский, 1961; Горшков, 1962, 1966; Архипов, 1964; и др.).

Подобный палеоклиматический подход к изучению плейстоценовых осадков открыл новый путь как для корреляции террас, так и для широких стратиграфических сопоставлений ледниковых и внеледниковых зон. Следуя этому пути и используя материалы комплексного изучения террас, удалось достаточно надежно установить стратиграфические соотношения аллювиальных толщ во внеледниковой части бассейна Енисея (Горшков, 1964б; 1966в,г; Архипов, 1964, 1969; Цейтлин, 1964б; Зубаков, 1965, 1967; и др.). Правильность в целом этих сопоставлений подтвердилась полученными радиоуглеродными датами, которые одновременно позволили внести и некоторые коррективы в прежние представления исследователей.

В долине Енисея, как и в долинах других крупных речных систем, врез и накопление каждой последующей верхнеплейстоценовой террасы совпадал по времени с концом ледникового времени и началом последующего потепления, в течение которого происходило накопление нормального аллювия. Наступившее вслед за этим новое похолодание приводило к формированию верхнего — перигляциального — аллювия и связанных с ним покровных отложений. Таким образом, в классическом варианте в долине Енисея должны были присутствовать три верхнеплейстоценовых террасовых уровня: казанцевско-зырянский, каргинско-сартанский и голоценовый (поймы). Схема эта, однако, не выдерживается ни на одном из отрезков Енисея по многим причинам. Прежде всего, в северных ледниковых областях имеется своя специфика образования террас, которая определялась положением края ледника, массовым поступлением талых вод при его таянии, образованием приледниковых озер и подпруженных водоемов и т.д. Кроме того, в приустьевой части ведущая роль при образовании террасовых уровней принадлежит колебаниям уровня моря.

Во внеледниковых областях имеются свои особенности. Несомненно, важное значение имеют молодые тектонические подвижки, особенно в горных областях или во впадинах и предгорных прогибах. Здесь мы нередко видим "расщепление" террас (Среднесибирское плоскогорье, Западный Саян) или, наоборот, их слияние (южная часть Минусинской котловины). Кроме того, и это особенно важно, во внеледниковых областях формирование террас было связано не только с каким-то длительным теплым интервалом — межледниковьем; толчком к новому врезу послужили и более мелкие, непродолжительные климатические колебания, имеющие ранг интерстадиалов. Более того, даже внутрикаргинские изменения климата, как мы увидим, в ряде случаев привели к формированию самостоятельных надпойменных террас. Таким образом, лестница террас на различных участках такой огромной речной системы, как Енисей с его притоками, может насчитывать существенно различное число ступеней.

Более полное развитие террасы Енисея получили в среднем течении — в районе Красноярска и выше — в северной части Минусинской котловины. По данным С.П. Горшкова (1964б, 1966 г.), С.М.Цейтлина (1965), В.А.Зубакова (1965, 1967) и др., здесь развиты следующие уровни плейстоценовых террас. Самая верхняя терраса (четвертая, по С.П.Горшкову) относится к самаровскому времени, ее перигляциальные отложения увязываются на севере с отложе-

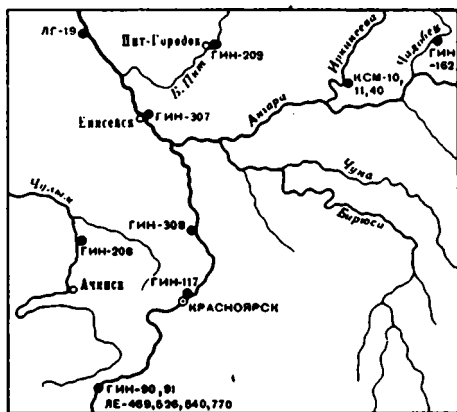


Рис. 44. Обзорная карта Среднего Енисея  
Кружками показаны места отбора проб на С14, цифрами – лабораторные номера радиоугольных дат

ниями приледникового самаровского бассейна, а на юге с моренами максимального оледенения горных районов. Следующая терраса имеет казанцевско-зырянский возраст. Примером ее двухчленного строения может служить 38-метровая терраса у пос. Ермолаево, детально изученная С.П. Горшковым и Н.О. Рыбаковой (1964). Отложения ее содержат фауну верхнепалеолитического комплекса ранне-

го варианта. Более низкая вторая надпойменная терраса имеет каргинско-раннесартанский возраст (Цейтлин, 1965; Горшков, 1966а, б). Примером ее могут служить вторые террасы Енисея в районе Красноярска и вблизи пос. Кокорево. К верхам ее приурочены верхнепалеолитические стоянки. В аллювии этой террасы присутствуют остатки млекопитающих позднего варианта верхнепалеолитического комплекса. Самая низкая надпойменная терраса формировалась во время позднего внутрисартанского потепления. Верхняя часть ее аллювия относится к последней, завершающей, стадии сартанского оледенения. К ней приурочены более молодые верхнепалеолитические местонахождения кокоревской группы стоянок (Цейтлин, 1965).

Если обратиться к более нижним отрезкам Енисея, то, как это теперь установлено, здесь число террас постепенно сокращается. На отрезке Нижняя Тунгуска – Катанга имеются две надпойменные террасы (Архипов, 1960; Горшков, 1966б), а еще ниже, как мы видели, развита только одна надпойменная каргинская терраса. В долинах некоторых крупных притоков Енисея внеледниковой области (например, на Ангаре) развиты три надпойменные террасы. На основании радиоуглеродных дат было установлено, что вторая из них имеет раннекаргинский, а первая – позднекаргинский – сартанский возраст (Лаухин, 1966а, б, 1967; Лаухин и др., 1971; Кинд и др., 1972; и др.).

Сказанного выше достаточно, чтобы убедиться, насколько неоднородное строение имеют долины Енисея и его притоков на различных отрезках.

Радиоуглеродному датированию на рассматриваемой территории подвергались образцы древесины из верхнечетвертичных аллювиальных отложений: 1) раннекаргинских отложений второй надпойменной террасы р. Иркинеевой (бассейн Ангара); 2) позднекаргинских отложений первых надпойменных террас рек Енисей, Чадобец (приток Ангара), Тобол и Чулым; 3) сартанских отложений второй террасы Енисея у Красноярска и пос. Кокорево и 4) голоценовых отложений поймы Енисея у г. Енисейска и на р. Большой Пит (рис. 44).

1. Раннекаргинские аллювиальные отложения. Аллювиальные отложения, отвечающие по возрасту первой половине каргинского межледниковья, датировались в разрезе II надпойменной террасы р. Иркинеевой (приток Ангара) в 3 км выше с. Бедоба. Подобное изучение и описание этого разреза проводилось С.А.Лаухиным (ВИМС) в 1968–1969 гг., а датирование двух отобранных им образцов древесины – В.А.Алексеевым в космохимической лаборатории ГЕОХИ АН СССР (Лаухин и др., 1971). По полноте палеонтологической и палеоботанической изученности этот разрез может служить одним из опорных для раннекаргинских отложений.

Строение второй, 14-метровой, террасы у с. Бедоба, по С.А.Лаухину, типично для рек с режимом, близким к равнинному. Мощность аллювия, однако, насколько превышает мощность современного аллювия р. Иркинеевой. Сама вто-

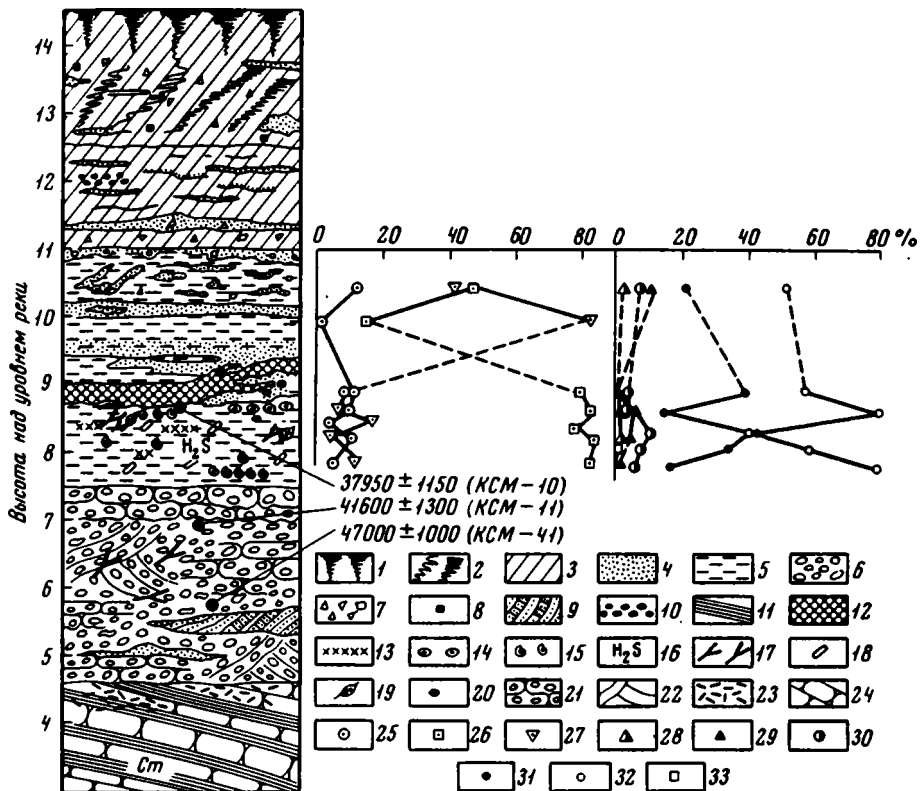


Рис. 45. Строение II террасы р. Иркинеевой в 3 км выше с. Бедоба и спорно-пыльцевая диаграмма. По С.А.Лаухину и др. (1971)

1 - гумусовый горизонт современной почвы; 2 - переотложенный гумус; 3 - суглинки; 4 - пески; 5 - глины; 6 - галечники; 7 - щебень; 8 - включения древесного угля; 9 - линзы косослоистых песков; 10 - гравий; 11 - горизонтальная, горизонтально-волнистая слоистость; 12 - торф; 13 - оторфованные породы; 14 - карбонатные конкреции; 15 - раковины моллюсков; 16 - сероводородное заражение; 17 - ископаемая древесина; 18 - остракоды; 19 - шишки; 20 - места взятия образцов на карпологиический анализ; 21 - железистый конгломерат; 22 - косая слоистость; 23 - эловый кембрийских пород; 24 - кембрийские красноцветные отложения; 25 - пыльца недревесных растений; 26 - пыльца древесных пород; 27 - споры; 28 - *Abies*; 29 - *Picea*; 30 - *Pinus* sp.; 31 - *P. п./р Naploxyton*; 32 - *Betula*; 33 - *Alnus*

рая терраса представляет собой климатическую террасу, в строении которой проявилось два цикла осадконакопления. Основание террасы сложено галечниками прирусловой фации, выше залегают темные плотные старичные глины, которые перекрываются или фациально замещаются пойменными осадками или более высокими горизонтами русловых, преимущественно песчаных отложений. На контакте старичных глин и песчаных осадков залегают линзы торфа (рис. 45). Верхняя часть разреза представлена супесями и суглинками с прослоями песка, в которых наблюдается неясная горизонтально-перистая слоистость. Пачка обогащена растительным детритом, крошками угля и мелкой щебенкой кремнистых алевролитов. На некоторых участках в подошве пачки залегают самостоятельный слой более крупной щебенки тех же пород, явно делювиального

происхождения. Подобное обогащение аллювия склоновым материалом очень типично для перигляциального аллювия. Достаточно суровые климатические условия, в которых происходило накопление верхней пачки, подчеркиваются присутствием в ее основании псевдоморфоз по небольшим ледяным жилам.

Образцы древесины из верхней части прирусловых галечников и из старичных глин на границе с торфом показали радиоуглеродный возраст соответственно  $41\ 600 \pm 1300$  (КСМ-11) и  $37\ 950 \pm 1150$  л.н. (КСМ-10).

Образец древесины из слоя галечников несколько ниже образца КСМ-11, отобранный С.А.Лаухиным в 1970 г., был измерен В.А.Алексеевым в той же лаборатории с применением особенно тщательной предварительной обработки и показал возраст  $47\ 000 \pm 1000$  л.н. (КСМ-41). При этом необработанная древесина показала  $42\ 750 \pm 600$  (КСМ-42), а гуминовые кислоты –  $38\ 300 \pm 1000$  л.н. (КСМ-43) (Лаухин и др., 1971). Эти даты, учитывая древний возраст древесины, свидетельствуют о крайне незначительном заражении их молодым гумусом и на достоверность ранее полученной даты КСМ-11 для вышележащих галечников. Все эти данные, кроме того, подтверждают раннекаргинский возраст нормального аллювия II террасы.

Нижняя часть разреза второй террасы охарактеризована богатой малакофауной, в том числе теплолюбивыми унионидами – *Nodularia* ex gr. *douglassie* Gr. et Ridg. (определение А.Н.Чепалыги), которые в настоящее время не обитают в Сибири. Среди довольно многочисленных видов моллюсков, обнаруженных в старичных глинах, большинство отличается экологической пластичностью и известно начиная с плиоцена. Среди них, однако, присутствуют и такие виды, как *Radix pereger* Mull., которые, как отмечают авторы, характерны для интерстадиальных потеплений на Русской платформе (Даниловский, 1955). Показательно также отсутствие среди моллюсков типичных представителей "лёссовой ассоциации" (различных видов *Pupilla succinea* и *Vallonia*), преобладающих в отложениях ледникового комплекса Приенисейской Сибири. Состав остракод из тех же старичных глин не противоречит палеоэкологическим выводам, вытекающим из анализа состава моллюсков.

Особенно выразительный материал, позволяющий судить о климате времени накопления нормального аллювия террасы, был получен при изучении макро- и микрофлористических остатков из русловых и старичных отложений. Кроме обильных шишек *Picea obovata* Ldb. (обладающих большим размером по сравнению с современными) и лиственницы, близкой к *Larix sibirica* Ldb., Е.П.Метельцевой было определено несколько десятков различных родов и видов цветковых и споровых растений. Среди них указываются такие виды, как *Ceratophyllum demersum* L., *C. submersum* L., *Larnichella palustris* L., *Rumex crispus* L., *Najas flexilis* (Willd.) Rostk. et Schmidt, *N. tenuissima* A. Br. и другие, современные ареалы которых располагаются существенно южнее и западнее нижнего течения Ангары.

Спорово-пыльцевые спектры, которые удалось получить только для средней части разреза (см. рис. 45), характеризуют сосново-березовые леса с большой примесью ели, пихты и сибирского кедра. В то же время рецентные спектры из аллювия Ангары почти не содержат пыльцы темнохвойных пород. Учитывая относительно слабую пыльценосность ели и пихты, можно сказать, что присутствие заметного количества пыльцы этих деревьев в ископаемом виде свидетельствует об их значительной роли в древостое тайги. Они указывают также на несколько более теплый и, несомненно, более влажный климат того времени. Особенно показательна в этом отношении пыльца пихты – наиболее тонкого индикатора теплого и влажного климата.

Приведенный материал однозначно указывает на теплые межледниковые условия, существовавшие во время накопления аллювия II террасы, что хорошо согласуется с палеоклиматическими выводами, вытекающими из анализа осебенности каргинского аллювия на р. Малой Хете и полученных для него радиоуглеродных дат, о которых говорилось выше. Верхняя пачка аллювия накапливалась, по-видимому, в последующее внутрикаргинское похолодание, которому

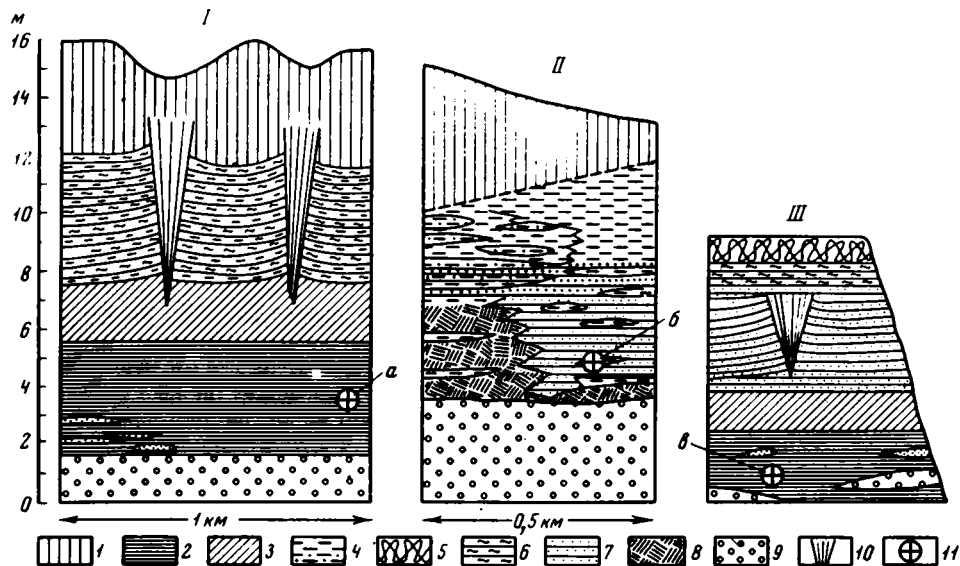


Рис. 46. Строение разрезов позднекаргинской - сартанской террасы р. Енисей у с. Юкеево (I), у с. Новоазимово (II), на р. Чулым у с. Новоселово (III)

1 - лёссовые породы; 2 - глины темно-серые (старичные); 3 - глины коричнево-бурые; 4 - алевриты глинистые и песчанистые; 5 - алевриты пылеватые; 6 - алевриты пылеватые сильнокарбонатные; 7 - пески тонко- и мелкозернистые горизонтальнослоистые; 8 - пески средне- и крупнозернистые косослоистые; 9 - галечники; 10 - псевдоморфозы по ледяным жилам; 11 - положение проб, датированных по  $C^{14}$ : а -  $24100 \pm 300$  (ГИН-308), б -  $26300 \pm 900$  (ЛГ-19), в -  $27200 \pm 350$  (ГИН-208) л.н.

отвечают криогенные нарушения в верхах каргинского аллювия на р. Енисей, датированного в разрезе у Коношьелья  $32500 \pm 700$  л.н. (ГИН-99).

2. Позднекаргинские аллювиальные отложения. В Приенисейской Сибири позднекаргинские отложения изучались и датировались в разрезах первых террас Енисея у сел Юкеево и Новоазимово, р. Чулым (приток Оби) - у с. Новоселово и р. Чадобец (приток Ангары). Здесь же кратко будет рассмотрен разрез второй террасы р. Тобол у пос. Липовка, имеющий большое значение для понимания палеогеографии и хронологии второй половины каргинского межледникового Сибири.

На р. Енисей ниже устья Ангары позднекаргинские отложения участвуют в строении I надпойменной террасы. Выше по течению ей отвечает II надпойменная терраса, так как I терраса ниже Ангары превращается в наложенную пойму и номера террас соответственно изменяются со II на I, с III на II и т.д. Первая терраса на указанном отрезке имеет высоту до 16 м. Разрезы ее изучались С.П. Горшковым у сел Юкеево и Новоазимово (Горшков, 1964; Киנד и др., 1972). Основание террасы слагают русловые галечники и пески с линзами старичного аллювия. Их общая мощность составляет 12-15 м, а кровля находится на высоте 7-7,5 м в районе Юкеева и 3 м у Новоазимова (рис. 46, I, II).

В разрезе у с. Юкеево старичная пачка перекрыта переслаивающимися зеленовато-серыми и белесыми карбонатными глинистыми алевритами. Слоистость их горизонтальная, слегка волнистая. Границы между слоями отчетливые. Мощность слоев 5-10 см. Общая мощность пачки около 4 м. Выше с резкой границей на нее налегает слой мощностью 4 м сильнокарбонатного лёссовидного суглинка. Он образует покров, спускающийся со склона, и имеет не-

аллювиальное происхождение. В аккумулятивной толще террасы у с. Юкеево обнаружены крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, сингенетичные верхней пачке аллювия и покровным накоплениям. Поверхность террасы осложнена полигонально-грядовым бугристо-западинным рельефом. Мерзлотные нарушения (мелкие псевдоморфозы по ледяным жилам, грунтовые жилы, следы пучения), приуроченные к кровле галечников, встречены, по данным С.П.Горшкова, в ряде разрезов этой террасы на участке от Красноярска до устья р. Кан (Горшков, 1966в).

У с. Новоазимово в нижней части разреза залегают галечники и косослоистые пески, которые фациально замещаются пачкой горизонтальнослоистых тонко- и мелкозернистых песков с включениями линз и прослоев синих и желто-коричневых глинистых алевролитов типа гиттий, мощностью 5–10 см каждый. Обычно подобные отложения являются переходными между типичными русловыми и старичными образованиями и накапливаются в протоках, соединяющих действующее русло со старицей. На русловых и "периферийно-старичных" накоплениях с постепенным переходом залегают горизонтальнослоистые глинистые алевролиты, содержащие в некоторых местах большое количество горизонтальных прослоев бурых алевролитов мощностью от 1–2 до 10–15 см. Разрез венчается слоем лёссового суглинка предположительно субазерального происхождения.

Приведенные геологические данные показывают, что первая терраса Енисея представляет собой типичную климатическую террасу, сформировавшуюся в течение теплого и холодного циклов. Нижняя пачка аллювия, к которой относятся русловые и старичные осадки, имеет нормальный тип строения. Залегающие выше песчано-алевритовые накопления представляют собой, по-видимому, перигляциальный аллювий. По сумме геолого-геоморфологических данных нижняя аллювиальная пачка была отнесена С.П.Горшковым к каргинскому межледниковью, или интерстадиалу, а верхний перигляциальный аллювий – к последующему сартанскому похолоданию (Горшков, 1966 г.). Полученные радиоуглеродные даты подтвердили правильность этого предположения.

Для древесины, отобранной С.П.Горшковым из верхнего слоя нормального аллювия у с. Юкеево, была получена дата  $24\ 100 \pm 300$  л.н. (ГИН-308) (Чердынцев и др., 1969). Для гиттий из разреза у Новоазимова Х.А.Арслановым в лаборатории ВСЕГЕИ была получена дата  $26\ 300 \pm 900$  л.н. (ЛГ-19) (Зубаков, 1967).

Спорово-пыльцевой анализ проводился для обоих описанных разрезов. Однако палинологическую характеристику удалось получить только для верхней части нормального аллювия I террасы у Новоазимова (рис. 47). В спектрах из этого разреза преобладает пыльца древесных пород (59–96%), среди которой основная роль (за исключением самого нижнего и самого верхнего спектров) принадлежит пыльце ели (до 80%). На втором и третьем местах оказывается пыльца кедра и древесной березы, присутствует единичная пыльца лиственницы. Среди пыльцы травянистых преобладает пыльца разнотравья: *Artemisia* и, в меньшей степени, *Suregaceae* и *Chenopodiaceae*, а среди спор доминирует *Bryales*. Обращает на себя внимание постоянное присутствие *Selaginella sibirica* и *S.selaginoides*.

М.Б.Чернышевой проводилось изучение спорово-пыльцевых спектров современных наилок с целью сравнения их с ископаемыми спектрами. В районе Новоазимова для современных спектров также характерно преобладание пыльцы древесных (средняя часть зоны тайги). Однако в отличие от спектров из аллювия I террасы в них существенно преобладает пыльца кедра, а среди спор отсутствуют плауновые (*Selaginella sibirica* и *S.selaginoides*). Таким образом, несмотря на близкие к современным таежные условия, существовавшие здесь во время накопления аллювия I террасы, состав древостоя и нижнего яруса тайги был несколько отличным.

При реконструкции состава лесной растительности по спорово-пыльцевым спектрам следует, кроме того, учитывать различную степень пыленосности деревьев и, в связи с этим, несовпадение истинного соотношения пород в дре-



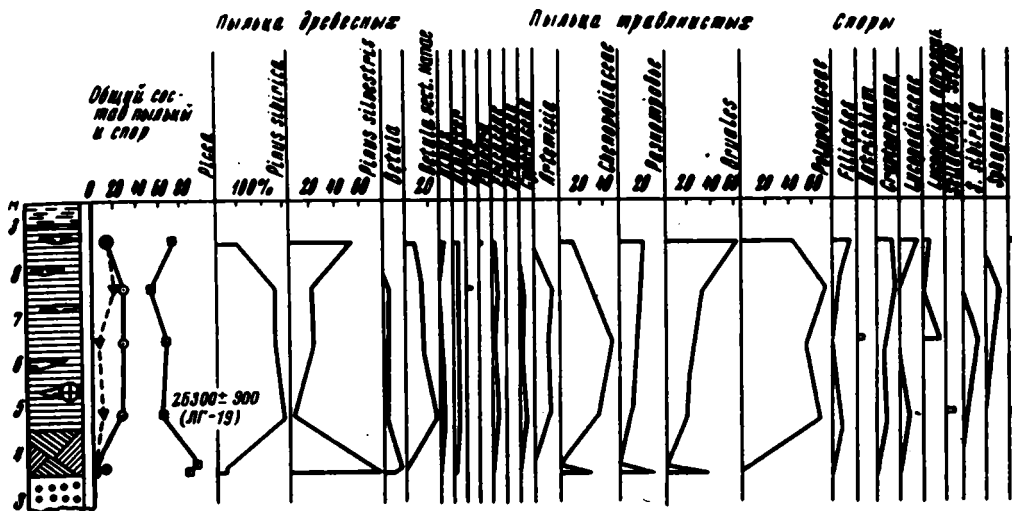


Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма для разреза аллювия I террасы Енисея у с. Новоазимово. По М.Б.Чернышевой

Условные обозначения см. на рис. 46 и 48

востое и соотношения их в пыльцевых спектрах (Сукачев, 1962; Горшков, 1964а; Сладков, 1967; Пьявченко, 1968). Известно, в частности, что пыльца ели в спектрах обычно находится в резко заниженном количестве.

Соответственно преобладание ее в ископаемых спектрах в группе древесных должно свидетельствовать о господстве ели в древостое окружающей территории. Следует учитывать и очень плохую сохранность в ископаемом состоянии пыльцы лиственных. Можно предположить, таким образом, что в это время здесь были широко развиты еловые леса с примесью лиственницы.

Из приведенных палинологических данных можно сделать заключение, что во время накопления аллювия первой террасы климат был несколько более влажным и прохладным по сравнению с современным. Последнее подтверждается наличием в спектрах "индикаторов" холода - спор плаунового и сибирского плаунка и присутствием кустарниковой березы.

Эти выводы подкрепляются палинологическими данными для другого датированного разреза позднекаргинских аллювиальных отложений I террасы, описанных С.П.Горшковым на р. Чулым у с. Новоселово (Кинд и др., 1972). Разрез этой террасы изучался С.П.Горшковым и в других пунктах - у сел Еловка и Чилушево (Горшков, 1966 г.). Этой террасе, так же как и в долине Енисея, выше по течению Чулыма (участок с. Назарово - г. Ачинск) отвечает II надпойменная терраса. Основание террасы образуют гравий и крупно- и среднезернистые пески, кровля которых в отдельных местах выходит из-под уреза реки на высоту до 2 м. Выше русловые отложения сменяются старичными сутлинками и глинами синевато-серой окраски с характерным болотным запахом, иногда обладающих очень тонкой горизонтальной слоистостью благодаря тончайшим прослоям песка и крупного алеврита. В верхней части пачки старичные отложения имеют коричнево-бурую окраску и включают местами линзы и прослойки песка. Видимая мощность старичной пачки 4-5 м.

В разрезе у с. Новоселово (см. рис. 46, III) старичные отложения перекрываются желто-бурыми горизонтальнослоистыми пылеватыми мелко- и тонкозернистыми карбонатными песками мощностью 3,5 м, выше которых залегает метровый слой белесого, сильно опесчаненного алеврита с плохо заметной пестро-линзовидной слоистостью. Последние относятся уже к покровным образо-

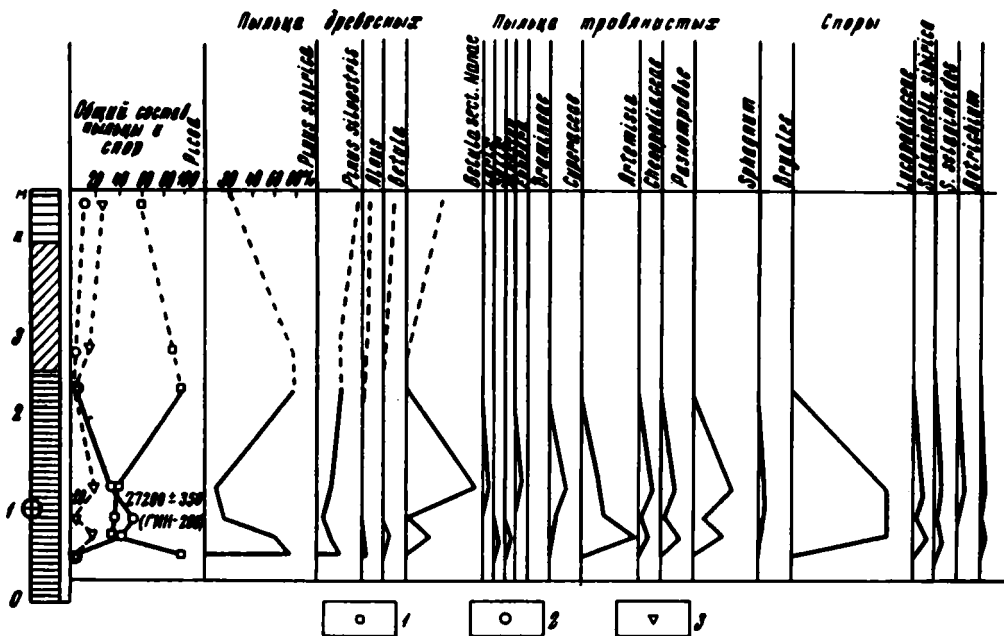


Рис. 48. Спорово-пыльцевая диаграмма для разреза аллювия I террасы р. Чулым у с. Новоселово. По М.Б. Чернышевой

Суммарное содержание: 1 – пыльцы древесных; 2 – пыльцы недревесных; 3 – спор. Условные обозначения к литологической колонке см. рис. 46

ваниям и, возможно, имеют эоловый генезис. Лежащие ниже пески – несомненно, водного происхождения и представляют собой перигляциальный аллювий. Они включают сингенетичные ей крупные псевдоморфозы по ледяным жилам и вместе с вышележащей алевритовой пачкой подверглись сильному облессованию. Для древесины из верхних слоев нормального аллювия была получена радиоуглеродная дата  $27\ 200 \pm 350$  л.н. (ГИН-208) (Чердынцев и др., 1969).

Спорово-пыльцевые спектры для этой части разреза (рис. 48) характеризуются весьма высоким содержанием (35–55%) пыльцы трав: разнотравья, осоки, злаков, полыни и лебедовых. Такое же высокое содержание пыльцы недревесных наблюдалось М.Б.Чернышевой и в спектрах современных наильков (Новоселовский район расположен в северной части лесостепной зоны), но в них резко преобладает пыльца разнотравья. Еще большее различие наблюдается в составе пыльцы древесных. На диаграмме для первой террасы в спектрах большинства образцов выявляется присутствие значительного количества пыльцы ели, в то время как в спектрах современного аллювия преобладает пыльца кедра. Особенно много пыльцы ели в нижнем образце и в двух верхних, т.е. там, где содержание пыльцы древесных пород составляет 90% и более. В средних образцах преобладает пыльца березы, а в спектре для нижнего образца присутствует ошутимое количество пыльцы лиственницы. Примечательно также, что почти во всех образцах встречаются споры *Selaginella selaginoides* и *S.sibirica*

Подводя итог рассмотрению геологических, геохронологических и палинологических данных для разрезов первых террас Енисея и Чулыма, можно сделать заключение о несомненно позднекаргинском возрасте нормального аллювия, слагающего нижнюю часть этих террас. Возраст его нижних горизонтов на основании имеющихся радиоуглеродных дат старше  $27\ 200 \pm 350$  л.н., а верхних – близок или несколько моложе  $24\ 100 \pm 300$  л.н. К сожалению, именно для той части

разреза, к которой относится последняя дата, отсутствует спорово-пыльцевая характеристика (разрез у с. Юкеево). Лежащие выше слои перигляциального аллювия, включающие в ряде разрезов крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, очевидно, относятся по времени к сартанскому оледенению, проявившемуся в более северных районах.

Климат позднекаргинского времени, по имеющимся данным, был несколько более прохладным, чем современный. Широкое развитие еловых лесов свидетельствует о значительной влажности климата перед началом сартанского оледенения. По климатическим условиям конец каргинского межледникового интервала, таким образом, существенно отличался от его оптимальной фазы около (47 000–42 000 л.н.), в течение которой, как мы это видели, климат был, несомненно, теплее современного, а граница таежной зоны сместилась на несколько градусов к северу.

Менее выразительные материалы для выводов о палеогеографии позднекаргинского времени, в силу ограниченности палинологических данных, были получены для разреза аллювия I террасы р. Чадобец (Северное Приангарье). Она достаточно детально была изучена С.А.Лаухиным (1968а,б; 1967) и в целом аналогична строению описанных выше первых террас Енисея и Чулыма. Слагающий ее аллювий четко подразделяется на две пачки – нормальный аллювий, представленный русловыми, старичными и пойменными фациями, и перигляциальный аллювий, сложенный мелкозернистым материалом с характерными тектурными особенностями и содержащий псевдоморфозы по крупным ледяным жилам.

Высота I террасы в нижнем течении р. Чадобец изменяется от 7–8 до 10–12 м в приустьевой части реки. Разрез террасы вблизи устья представлен внизу железистыми гравелитами и конгломератами мощностью 2–3 м (пристрекневая фация аллювия), перекрытыми косо- и диагональнослоистыми песками, гравием и супесями (фация прирусловой отмели) мощностью 0,5–1,5 м. Русловые отложения перекрываются горизонтальнослоистыми супесями, суглинками, реже песками (пойменная фация). Разрез венчается пачкой слабо сортированных неяснослоистых песков с плохой окатанностью зерен, содержащих псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам (перигляциальный аллювий). Мощность верхней части 3–5 м.

В разрезе I террасы в 8,2 км к юго-западу от с. Яркино из железистых песчаников пристрекневой фации в 1 м выше уреза реки С.Л.Лаухиным был отобран кусок древесины, показавший радиоуглеродный возраст  $24\ 800 \pm 120$  л.н. (ГИН-162) (Чердынцев и др., 1966).

Палинологическая характеристика для данного участка террасы отсутствует. Некоторые выводы о палеоландшафте этой территории, времени формирования нормального аллювия первой террасы р. Чадобец можно сделать на основании спорово-пыльцевых спектров для старичных и пойменных отложений в 18 км выше датированного разреза (рис. 49). Все спектры характеризуют типично таежные условия. В группе пыльцы древесных преобладает пыльца сибирского кедра (в среднем 70%) и ели (10–40%). В трех образцах из четырех обнаружены пыльцевые зерна *Larix*, а в двух – найдена *Ephedra* (Лаухин, 1966а). Пыльца травянистых представлена единичными зернами. Среди спор преобладают *Filicales* и меньше *Sphagnales*. Приведенная спорово-пыльцевая характеристика, несмотря на ее неполноту, все же дает возможность сделать заключение о том, что во время формирования этой части аллювия окружающая территория была покрыта елово-кедровыми лесами с преобладанием в древостое ели (если ввести указанные выше поправочные коэффициенты).

Некоторым подтверждением этого вывода служит и состав обнаруженных здесь моллюсков и макрофлористических остатков. В пойменном аллювии с глубины 0,9 м от кровли С.А.Лаухиным были собраны раковины *Limnaea palustris* Müll., *L. peregra* Müll., *L. trincata* Mull., *Stenophysa* sp., *Asinus* sp., *Gyraulus acronicum* Fer., *Pisidium* sp., *Succinae* sp. indet. (определения А.С.Стеклова). Здесь же отмечено сравнительно много спорокарпий *Fungi*, несколько дафний,

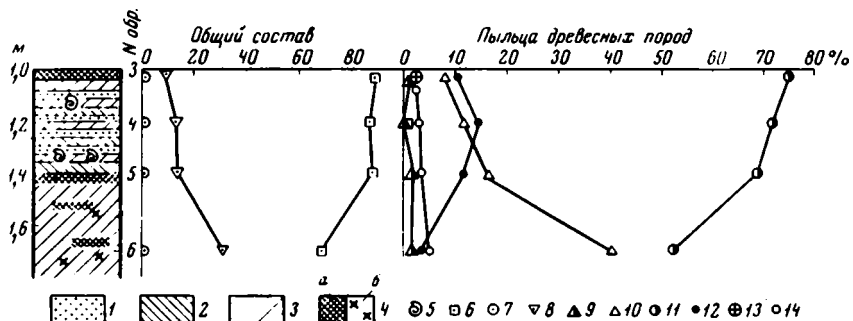


Рис. 49. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части аллювия в обнажении I надпойменной террасы р. Чадобец, в 10,5 км к востоку от с. Яркино. По С.А.Лаухину (1966а)

1 - пески; 2 - супеси; 3 - суглинки; 4 - прослой торфа (а) и распыленное по слою торфянистое вещество (б); 5 - фауна моллюсков; 6 - пыльца древесных пород; 7 - пыльца травянистых растений; 8 - споры; 9 - *Abies*; 10 - *Pinus*; 11 - *Pinus sibirica*; 12 - *Pinus silvestris*; 13 - *Salix*; 14 - *Betula*

обломок хвоинки (ели?) и статобласт пресноводной мшанки. В нижних слоях пойменного аллювия на контакте с линзой старичного аллювия найдены раковины *Limnaea truncata* Müll., *Stenophysa* Say., *Eucornulus fulvis* Müll. Все перечисленные формы относятся к пресноводным и наземным моллюскам - обитателям небольших стоячих водоемов и влажных лугов. Термофилы отсутствуют. Отмечено также несколько экземпляров мелкого наземного моллюска из группы *Verigo modesto*, которая, по данным А.А.Стеклова, ныне обитает в северных районах Евразии, а на юге Сибири связана с альпийской зоной высокогорных лугов, особенно заболоченных, на абсолютной отметке 2000-3000 м (Лаухин, 1966а, стр. 221).

С отложениями русловой фации аллювия первой террасы С.А.Лаухин связывает находки многочисленных костных остатков на бечевнике р. Чадобец. Среди них Э.А.Вангенгейм были определены кости *Mammuthus primigenius* позднего типа, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bison priscus*, *Bison* sp., *Bos* (*Bison*) sp., *Rangifer tarandus*, *Megaloceros* sp., *Cervus elaphus*. По мнению С.А.Лаухина (1966а), такой состав фауны свидетельствует о развитии холодных степей и лесостепей во время формирования руслового аллювия первой террасы. Тем самым ставится вопрос о разновозрастности (в геологическом смысле) этих отложений и старичных отложений, охарактеризованных "лесными" спорово-пыльцевыми спектрами. Подобное заключение нам представляется слишком категорическим и недостаточно обоснованным. Прежде всего, тот факт, что костные остатки были найдены не *in situ*, не дает права относить их только к русловым отложениям; не исключено, что часть из них попала на бечевник из более высоких горизонтов аллювия. Кроме того, по мнению Э.А.Вангенгейм (устное сообщение), все перечисленные формы не могут служить основанием для столь однозначного вывода о ландшафте окружающей территории в силу своей экологической пластичности. Более того, присутствие *Megaloceros* скорее может свидетельствовать о нескольких более мягких и влажных климатических условиях (в Европе эта форма характерна для межледниковых и интерстадиальных фаун). Присутствие же *Cervus elaphus* исключает предположение о развитии открытых степных ландшафтов.

Из всего сказанного вытекает, что приведенный палеонтологический и палинологический материал не противоречит, а скорее подтверждает справедливость отнесения нижних горизонтов аллювия I террасы р. Чадобец к заключи-

тельной предсарганской фазе потепления каргинского межледникового интервала. В целом он хорошо согласуется с геохронологическими и палинологическими данными, полученными для первых террас Чулыма и Енисея, и с вытекающими из них палеогеографическими выводами. Это подтверждается и удивительным сходством в строении первых надпойменных террас всех трех рек. Во всех разрезах присутствует верхняя пачка перигляциального аллювия, включающая сингенетичные псевдоморфозы по ледяным жилам и несомненно имеющая сарганский возраст.

На р. Тобол датировались отложения 20–25-метровой правобережной террасы ниже впадения р. Тавды у с. Липовка. Этот разрез изучался в разные годы многими исследователями и особенно детально – В.С.Волковой (1966) и Ф.А.Каплянской (1969). Все исследователи отмечают трехчленное строение террасы (рис. 50). Нижняя часть разреза до высоты 2,5–4,5 м над уровнем реки (пачка III) сложена слоистыми алевритами, смятыми в складки. В.С.Волкова считает их цоколем террасы и относит к среднечетвертичным отложениям (казаковская свита), а Ф.А.Каплянская – к старично-озерным отложениям мессовско-ширтинского горизонта. Выше залегает пачка II, мощностью до 7 м, озерных алевритов и глин с несколькими горизонтами маломощных внутриформационных почв. В среднем из них (горизонт "с") прекрасно сохранилась лесная подстилка с пнями деревьев. Эту пачку В.С.Волкова относит к каргинскому времени, а Ф.А.Каплянская считает "пограничной" между мессовско-ширтинскими и тазовскими слоями пачки I. Последняя сложена глинисто-алевритовыми и песчаными осадками, в которых присутствуют псевдоморфозы по крупным ледяным жилам. Эту перигляциальную толщу В.С.Волкова считает сарганской.

Куски древесины (пней) из почвенного горизонта "с" отбирались и датировались в разное время в трех лабораториях. Были получены следующие радиоуглеродные даты:  $30\,700 \pm 300$  (ГИН-126),  $30\,560 \pm 240$  (ЛГ-37) и 30 230 л.н. (СОДН-40). Совпадение всех трех дат (в пределах стандартной погрешности) свидетельствует о каргинском возрасте средней пачки в разрезе Липовской террасы.

Представленная на рис. 50 спорово-пыльцевая диаграмма дает возможность сделать некоторые выводы о палеогеографической обстановке времени накопления осадков террасы, которые существенно отличаются от выводов Ф.А.Каплянской (1969). Рассмотрим более подробно те спектры, которые относятся к интересующей нас средней и верхней пачкам. В данной диаграмме они начинаются со спектра 229/21 – для почвенного горизонта "b" (почва горизонта "a" в этом разрезе почти не выражена). Два нижних спектра характеризуются максимальным содержанием пылцы трав и кустарниковой березы, что может свидетельствовать о широком распространении открытых безлесных ландшафтов, формировавшихся в условиях достаточно сурового климата. Резкое изменение палеогеографических условий района в сторону улучшения климата фиксируют спектры, выделенные в интервале почвенных горизонтов "с" – "d". Особенно показателен в этом отношении горизонт "с". Пыльцевые спектры его отражают резкое увеличение роли древесной растительности, среди которой на первый план выходят темнохвойные еловые формации. Здесь же происходит сокращение холодолюбивых кустарниковых берез и травянистых ассоциаций, широко развитых в предшествовавший холодный интервал. Учитывая, что ель – влаголюбивое дерево, можно полагать, что в начале этого теплого интервала климат был достаточно влажным. Широкое распространение ели подтверждается и присутствием в почвенном горизонте "с" шишек, семян и хвоинок *Picea obovata* (определения В.П.Никитина). Существенно также присутствие здесь шишек и семян *Larix sibirica*, которая не нашла отражения в спорово-пыльцевых спектрах<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Кроме остатков ели и лиственницы, В.П.Никитиним здесь были определены орешки и семена *Potentilla* sp., *Carex* sp., *Ranunculus sceleratus* (Каплянская, 1969).

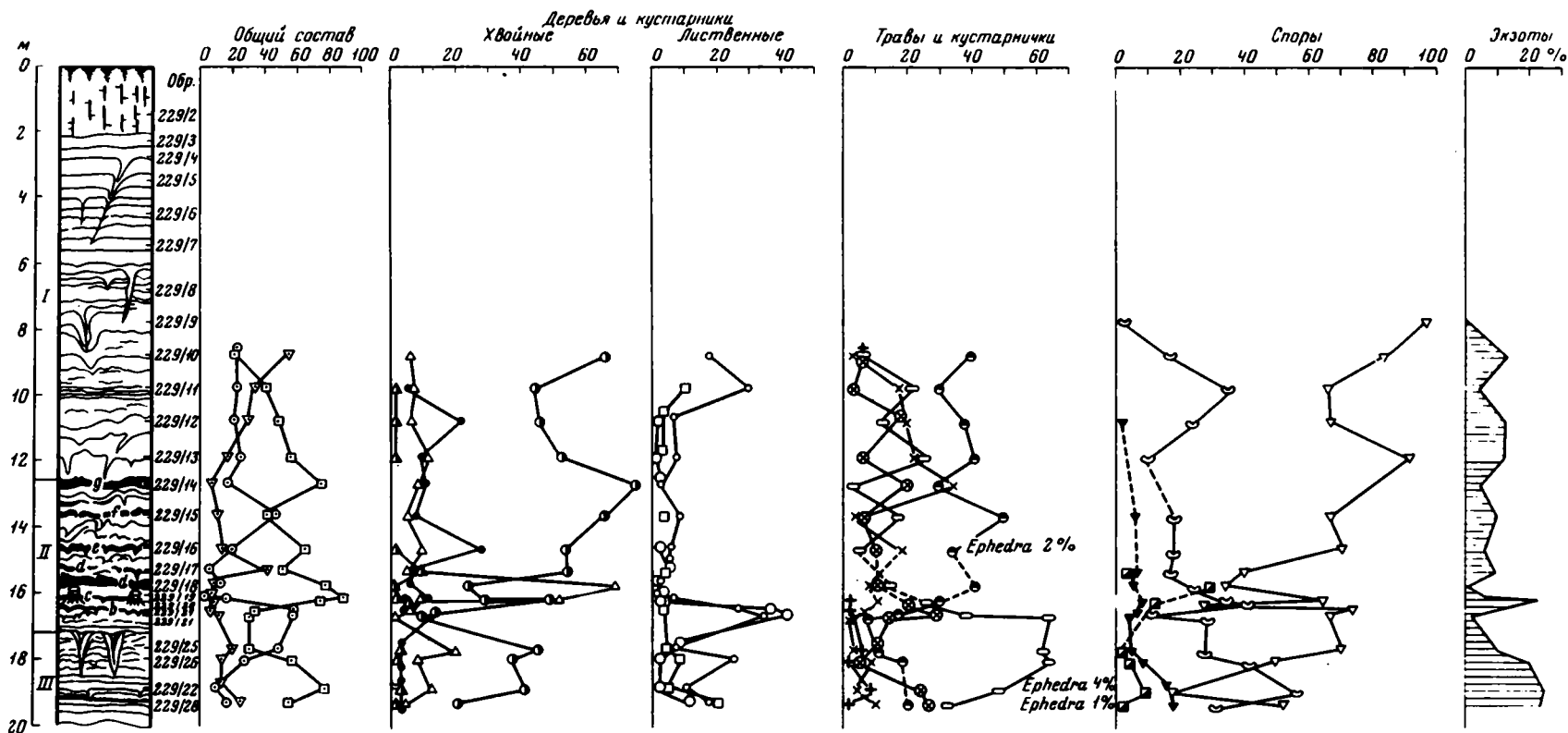


Рис. 50. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений 20–25-метровой террасы р. Тобол у с. Липовка. Составлена А.П.Стрижовой и Е.В.Юдиной (Каплянская, 1969)

Условные обозначения см. рис. 10 и 24

Принимая во внимание, что пни, сохранившиеся в горизонте "с", были определены И.А.Шилкиной как *Larix* sp. (Каплянская, 1969), можно сделать вывод о значительном участии в древостое тайги лиственницы – важного компонента, не учитываемого пыльцевыми данными.

Пызы верхней пачки, начиная с почвенного горизонта "d", охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами, которые отражают закономерное уменьшение роли древесной растительности и резкое увеличение (на глубине около 12 м) в составе травянистых ассоциаций *Chenopodiaceae*, развивающейся обычно в условиях усиления континентальности климата. Несколько выше по разрезу (глубина около 10 м) отмечается столь же резкое увеличение пыльцы кустарниковых видов березы, что в сочетании с приведенными выше данными позволяет говорить о достаточно суровых климатических условиях во время накопления низов пачки I. Верхняя часть ее, не содержащая пыльцы и спор, формировалась, по-видимому, при еще более суровом климате, о чем свидетельствуют псевдоморфозы по ледяным жилам.

Все вышесказанное позволяет сделать следующее заключение о времени формирования средней и верхней пачек в разрезе Липовской террасы.

Принимая во внимание приведенные радиоуглеродные даты для почвенного горизонта "с", можно сказать, что установленное по палеоботаническим данным позднекаргинское потепление началось около 30 000 л.н. или несколько ранее. Предшествовавший холодный интервал, отвечающий времени накопления низов пачки II (почвенный горизонт "b"), можно условно сопоставить с похолоданием, которое фиксируется в верхах каргинского аллювия на Енисее у с. Коношелье и к которому относится дата 32 500±700 л.н. (ГИН-99). Формирование вышележащей перигляциальной толщи можно, очевидно, вслед за В.С.Волковой отнести к сартанскому времени. Приведенные данные хорошо согласуются с палеогеографической интерпретацией разрезов аллювия первой террасы Чулыма и Енисея и с их возрастом. Ценность разреза у с. Липовка заключается в том, что здесь удается определить нижний возрастной предел позднекаргинского потепления.

3. Сартанские аллювиальные отложения, как указывалось в предыдущем разделе, участвуют в строении верхней части разреза I надпойменной террасы на определенных отрезках среднего течения Енисея, Чулыма и Ангары. Выше по течению Енисея, в районе Красноярска и южнее, ей отвечает II надпойменная терраса благодаря морфологическому обособлению еще одной более молодой позднесартанской террасы.

Сартанские отложения датировались на трех участках долины Енисея – в окрестностях г. Красноярска, в районе сел Кокорево и Батени. Последние два участка располагаются в северной части Минусинской котловины.

В окрестностях Красноярска изучалось строение II надпойменной террасы непосредственно у верхнепалеолитической стоянки Афонтова гора II. Терраса имеет здесь высоту 14–16 м и сложена почти целиком песчано-галечными образованиями. Согласно исследованиям В.И.Громова (1932, 1948), а позднее Э.И.Равского и С.М.Цейтлина (1965; Цейтлин, 1964а, 1969), на нее надвинут крупный блок оползня, образующий уступ высотой около 10 м, спускающийся к площадке террасы. К основанию блока, сложенного лёссовидными покровными супесями и суглинками, приурочены нижние культурные слои (10–11) стоянки Афонтова гора II. Строение покровных отложений и соотношение их с террасами Енисея крайне сложное и, несмотря на многолетние исследования этого знаменитого местонахождения, остаются до конца не выясненными. В.И.Громов (1932, 1948) считает отложения оползневого блока стратиграфическим аналогом аллювия III террасы. Э.И.Равский и С.М.Цейтлин (1965) связывают их с покровными отложениями III террасы, одновременными одному из этапов накопления аллювия II надпойменной террасы. Учитывая облессованность отложений, вмещающих культурные слои, авторы склонны сопоставлять их не с русловым аллювием, а с более высокими горизонтами II террасы, отвечающими "холодной" фазе осадконакопления.

Сами покровные отложения сложены по крайней мере двумя пачками лёссовидных пород, разделенными слоистыми супесями. Второй покров, к которому приурочены верхние культурные слои стоянки Афонтова гора II, указанные исследователи условно сопоставляют с временем накопления перигляциального аллювия I террасы Енисея.

В 1962 г. нами совместно с С.М.Цейтлиным и другими отобраны угли из гумусированного прослоя, залегающего в низах покровных супесей и отвечающих нижним культурным слоям стоянки Афонтова гора II. Они показали возраст  $20\ 900 \pm 300$  л.н. (ГИН-117). Другая дата -  $11\ 335 \pm 270$  л.н. (Мо-349) - была получена в лаборатории ГЕОХИ им. Вернадского по образцу угля, геологическая привязка которого, к сожалению, не ясна. Возможно, что он отвечает верхним культурным слоям. Первая дата подтвердила раннесартанский возраст нижних культурных слоев и вмещающих покровных отложений. С этим хорошо согласуется и состав фауны млекопитающих (северный олень, песок, белая куропатка и др.) из культурных горизонтов, отвечающих холодным перигляциальным условиям во время поселения здесь древнего человека. (Громов, 1932, 1948).

В районе с. Кокорево на левобережье Енисея, по данным Э.И.Равского и С.М.Цейтлина (1964, 1965; Цейтлин, 1965), развиты две, реже три верхнеплейстоценовые надпойменные террасы. Вторая терраса имеет высоту 10-14 м, первая - 8 - 10 м. Особенность строения интересующей нас II террасы заключается в присутствии довольно мощного (до 5 м) плаща покровных супесей и двух сближенных горизонтов ископаемых почв в их основании. Они представлены здесь желтовато-серыми пылеватыми карбонатными супесями и суглинками, разбитыми вертикальными трещинами. Залегающие в низах этой толщи две карбонатные погребенные почвы иногда разделены тонким прослоем супеси. К нижнему почвенному горизонту приурочены отдельные включения кремневых орудий, раздробленных костей и древесного угля. Культурные слои основных верхнепалеолитических местонахождений этого района приурочены к самым верхам аллювиальных отложений. Верхние горизонты аллювия II террасы, включающие культурные горизонты, сложены зеленовато-серыми и серовато-коричневыми облессованными супесями с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой тонкими слоями более светлых и песчаных супесей. В них наблюдаются мерзлотные деформации в виде солифлюкционных смятий, сингенетичных аллювию.

Указанные особенности строения II террасы дали основание Э.И.Равскому и С.М.Цейтлину (1964; Цейтлин, 1964а) первоначально сопоставлять верхние горизонты аллювия этой террасы (пойменные, по мнению авторов) с зырянским оледенением, а вышележащие ископаемые почвы - с каргинским межледниковьем. Соответственно возраст I террасы определялся авторами как каргинско-сартанский. Полученные даты по  $C^{14}$  доказали молодой возраст низких террас Енисея и существенно изменили представления авторов об истории формирования долины Енисея на этом участке (Равский, Цейтлин, 1965; Цейтлин, 1965). Радиоуглеродному датированию подвергался древесный уголь из очажных ям нескольких верхнепалеолитических стоянок, приуроченных к верхам аллювия II террасы непосредственно под нижним почвенным горизонтом. Измерение образцов производилось в лабораториях ГИН АН СССР и Ленинградского отделения Института археологии АН СССР.

Стоянка Тележный лог (Кокорево -2) расположена на правом берегу р. Борозда в 0,75 км выше впадения ее в р. Енисей. Река Борозда прорезает здесь II надпойменную террасу Енисея высотой 10-12 м, имеющую типичное для этого участка строение (рис. 51, А). В покровных отложениях залегают два горизонта ископаемых почв на глубине соответственно 4,2 и 4,85 м. Под нижней почвой в глинистых супесях располагается культурный слой. Образцы углей из этого местонахождения показали возраст  $13\ 330 \pm 100$  л.н. (ГИН-90).

Стоянка Забочка (Кокорево -1) располагается на левом берегу Енисея в 0,5 км выше с. Кокорево. Высота II террасы близ тылового шва



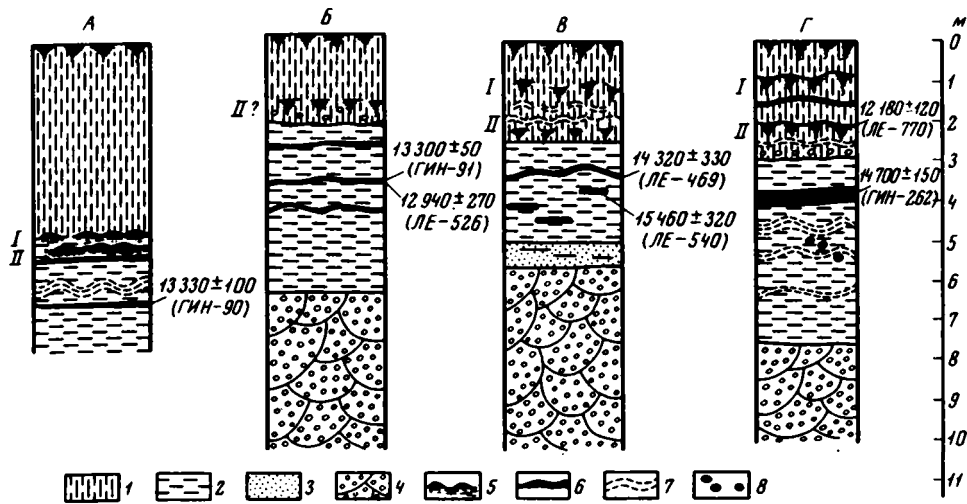


Рис. 51. Разрезы II террасы Енисея, к которой приурочены культурные слои кокоревской группы верхнепалеолитических стоянок. По Э.И.Равскому и С.М.Цейтлину (1965)

А - Тележный лог; Б - Забочка; В - Киперный лог; Г - Таштык -2. 1 - лёссовидные покровные отложения; 2 - облессованные супеси - перигляциальный аллювий; 3 - пески; 4 - русловые галечники; 5 - ископаемые почвы (I-II); 6 - культурные слои; 7 - криогенные смятия; 8 - кротовины

13-15 м над урезом реки (рис. 51, Б). В этом разрезе верхняя пачка представлена лёссовидными супесями со следами воздействия солифлюкции. Горизонты ископаемых почв почти не выражены. Ниже залегает толща аллювия, состоящего из образований русловой и пойменной фаций. Верхи пойменных отложений имеют все характерные черты перигляциального аллювия. К нему приурочен культурный слой, из которого датировались по  $C^{14}$  образцы древесного угля. В двух лабораториях были получены следующие хорошо согласующиеся даты:  $13\ 300 \pm 50$  (ГИН-91) и  $12\ 940 \pm 270$  л.н. (ЛЕ-526).

Стоянка Киперный лог (Кокорево-4) расположена на левом берегу Енисея в 3 км ниже с. Кокорево. В разрезе II террасы, имеющей здесь высоту около 10 м, прослеживаются две толщи: верхняя - покровная, сложенная лёссовидными суглинками, и нижняя - аллювиальная, разделяющаяся в свою очередь на русловую и пойменную фации. Верхняя часть нижней толщи, как и в предыдущем разрезе, представляет собой типичный перигляциальный аллювий. Ископаемые почвы выражены здесь достаточно отчетливо, при этом верхняя почва сохранилась только в виде ее нижних горизонтов; верхние горизонты были, по-видимому, уничтожены солифлюкцией. Культурные слои стоянки приурочены к перигляциальному аллювию (верхи пойменной фации, по Э.И.Равскому и С.М.Цейтлину, 1965) (рис. 51, В). Для образцов угля из этого местонахождения в Институте археологии были получены две даты:  $14\ 320 \pm 330$  л.н. (ЛЕ-469) (слой 3 и 5) и  $15\ 460 \pm 320$  л.н. (ЛЕ-540) (раскоп 4).

В районе с. Батени (40 км выше с. Кокорево) II надпойменная терраса имеет сходное строение. Разрез ее изучался на левом берегу Енисея в устьевой части р. Таштык, где к ней приурочена верхнепалеолитическая стоянка Таштык-2. Терраса имеет здесь высоту 10-12 м над межениным уровнем реки. В этом разрезе особенно отчетливо выражены оба горизонта ископаемых почв (рис. 51, Г), приуроченных, как и на Кокоревском участке, к низам покров-

ных отложений. В стоянке Таштык-2 выделяются два культурных горизонта: нижний, приуроченный к верхам перигляциального аллювия, и верхний, связанный со второй погребенной почвой, сформированной на аллюзии. Для нижнего культурного слоя была получена дата  $14\ 700 \pm 150$  л.н. (ГИН-262), хорошо согласующаяся с датами для стоянок кокоревской группы, находящихся в аналогичной геологической ситуации. Для верхнего культурного слоя имеется дата  $12\ 180 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-771), отвечающая времени формирования нижнего почвенного горизонта.

Подводя итог полученным радиометрическим данным, можно сделать следующие выводы. Радиоуглеродные даты для верхнепалеолитических стоянок, приуроченных к верхам аллювия II террасы, лежащие в интервале от  $15\ 460 \pm 320$  (ЛЕ-540) до  $13\ 300 \pm 50$  л.н. (ГИН-91), свидетельствуют о том, что накопление вмещающих осадков происходило в течение сартанского ледникового времени и завершилось около 13 000 л.н. С этим хорошо согласуется и характер самих осадков, имеющих все черты перигляциального аллювия (облессование, присутствие сингенетичных криогенных нарушений). Формированию почвенных горизонтов должен был отвечать врез и образование следующей, более молодой – первой террасы. Присутствие в ее верхах новой генерации криогенных нарушений, часто в форме псевдоморфоз по ледяным жилам значительной мощности, дает основание полагать, что завершающая стадия ее формирования относится к последнему поздне-сартанскому похолоданию (Цейтлин, 1965).

Таким образом, выяснилось, что сартанская ледниковая эпоха включает по крайней мере два холодных интервала, разделяемых интерстадиальным потеплением, возможно двукратным, судя по присутствию двух сближенных горизонтов ископаемых почв в разрезе II террасы. Полученные даты по  $C^{14}$  для кокоревских стоянок позволили определить нижнюю возрастную границу внутрисартанского потепления, которая должна быть близка к 13 000 л.н., сопоставить его с бёллингом и аллэредом Европы, а последующее похолодание – с завершающей стадией юрма или позднеледниковьем (Кинд, 1965; Цейтлин, 1965; Kind, 1967). Полученная позднее дата  $12\ 180 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-771), относящаяся к нижней почве стоянки Таштык-2, подтвердила правильность этих выводов и дает право более уверенно сопоставлять первую фазу потепления с бёллингом Европы.

Приведенные геохронологические данные в сочетании с результатами детальных геологических и археологических исследований позволили, таким образом, не только уточнить возраст низких террас Енисея и связанных с ними палеолитических стоянок, но и сделать ряд далеко идущих выводов о геохронологии и истории климата сартанского ледникового времени Сибири.

4. Голоценовые аллювиальные отложения датировались на двух участках: на р. Енисей в районе г. Енисейска и на р. Большой Пит в 5 км ниже Пит-Городка (Кинд, Горшков, Чернышева, 1969). Оба участка располагаются в пределах северной части Енисейского хряжа. По данным С.П.Горшкова, полные разрезы голоценовых отложений этой территории встречаются крайне редко, так как в послеледниковое время здесь преобладали процессы размыва. Исключение составляют понижения на поверхности первых надпойменных террас, где существовали замкнутые или полузакмнутые водоемы. В этих участках они либо вложены в аллювиальные накопления первой террасы (р. Большой Пит), либо сама первая терраса превратилась в наложенную пойму (район г. Енисейска).

В районе Пит-Городка в разрезе голоценового аллювия, по данным С.П.Горшкова, выделяется старичная пачка, сложенная синевато-серыми иловатыми суглинками (рис. 52,Б), а в нижнем течении реки – переслаивающимися синевато-серыми и коричневыми суглинками и серыми мелко- и среднезернистыми песками (рис. 52,В). В нижней части пачки встречается псевдоморфозы по ледяным жилам. Выше старичного аллювия у Пит-Городка залегает пачка аллювиально-болотных и болотных образований (гиттии, торфяники), а в нижнем течении р. Большой Пит – пойменный аллювий, представленный лёссовидными супесями. Древесина из старичных отложений у Пит-Городка с глубины 3,5 м показала возраст по  $C^{14}$   $9700 \pm 90$  л.н. (ГИН-209).

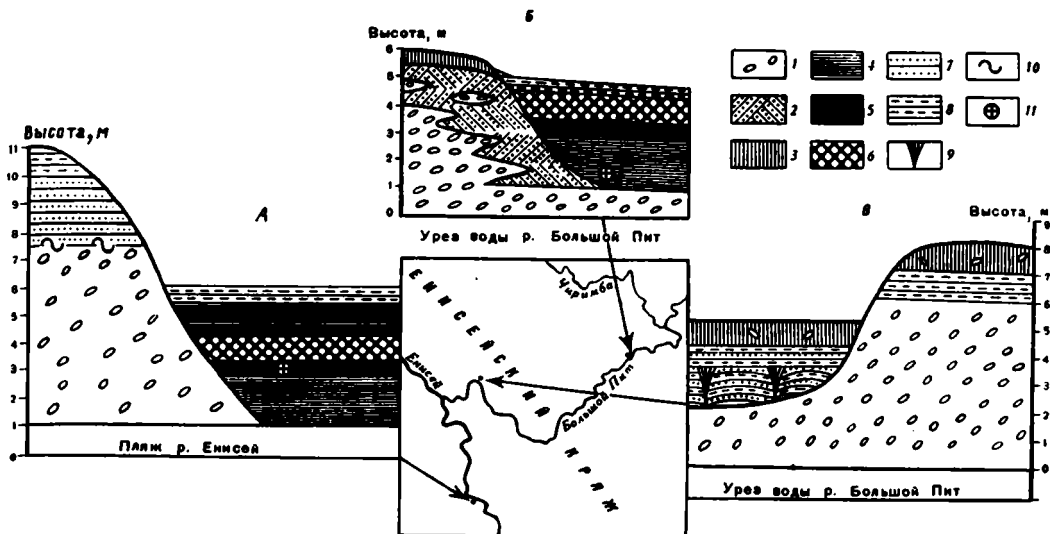


Рис. 52. Местонахождение разрезов и строение первых террас и поймы

А - р. Енисей у г. Енисейска; Б - р. Большой Пит в 5 км ниже Пит-Городка; В - р. Большой Пит в нижнем течении. 1,2 - русловый аллювий: 1 - галечники, 2 - косослойные пески; 3 - пойменный аллювий - лёссовидная супесь; 4 - старичный аллювий - синевато-серые иловатые суглинки; 5 - аллювиально-болотные гитты; 6 - болотные торфяники; 7,8 - старичный аллювий: 7 - мелко- и среднезернистые пески, 8 - серые иловатые суглинки и алевроиты; 9 - псевдоморфозы по ледяным жилам; 10 - следы кручения; 11 - места взятия проб на С<sup>14</sup>

В районе г. Енисейска строение голоценовых аллювиальных отложений почти идентично описанному выше разрезу у Пит-Городка (рис. 52, А). Различие заключается в том, что аллювиально-болотные отложения перекрыты здесь пойменным суглинком, аккумуляция которого возобновляется почти каждый год (как уже отмечалось, 1 терраса, на которой располагается г. Енисейск, превратилась в наложенную пойму). В этом разрезе датировалась древесина из озерно-аллювиальных отложений с глубины около 3 м, показавшая возраст  $4900 \pm 50$  л.н. (ГИН-307). Оба разреза были палинологически изучены М.Б.Чернышевой. Для облегчения интерпретации полученных данных ею изучались также спорово-пыльцевые спектры современных наилок Большого Пита и Енисея.

Спорово-пыльцевые спектры проанализированных 55 образцов различались лишь по соотношению между группами общего состава и по изменению содержания отдельных компонентов внутри этих групп. Пыльца древесных преобладает в спектрах 38 образцов, пыльца трав - в спектрах 4 образцов и споры - в спектрах 13 образцов. Состав пыльцы и спор всех образцов обычен для плейстоценовых и голоценовых отложений Сибири. Среди древесных определена пыльца ели, сибирской и обыкновенной сосны, древовидной и кустарниковой березы, пихты, ольхи, ивы и лиственницы. Пыльца трав принадлежит злакам, осокам, лебедовым, польням, вересковым, разнотравью и некоторым водным растениям. Вверх по разрезу происходит заметное уменьшение содержания пыльцы трав. Споры представлены спорными зернами зеленых и сфагновых мхов, папоротников и плаунов.

Наиболее показательны изменения процентного содержания древесной пыльцы, отражающие, по-видимому, соответствующие преобразования в составе

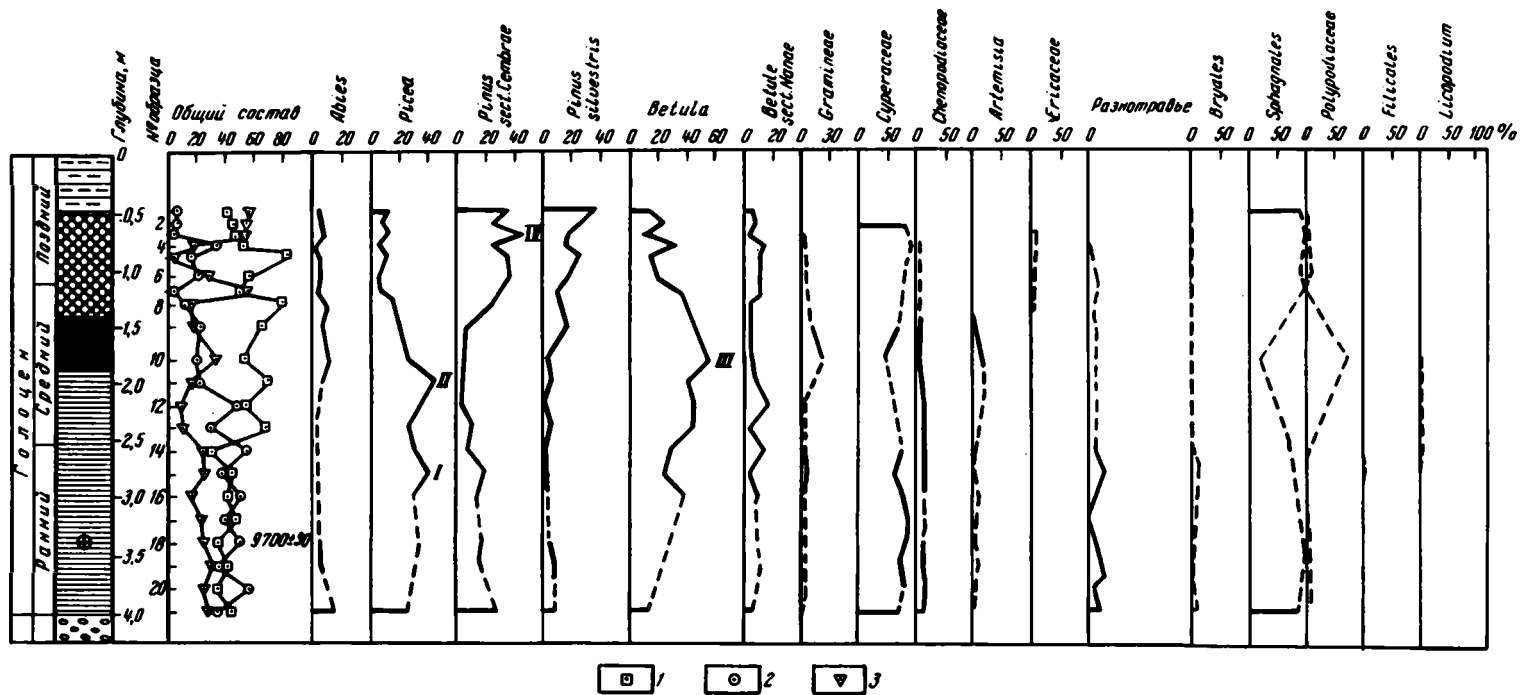


Рис. 53. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений в разрезе у Пит-Гордка

1 - пыльца древесных; 2 - пыльца трав; 3 - споры. Римскими цифрами обозначены максимумы. Условные обозначения к литологической колонке см. рис. 52

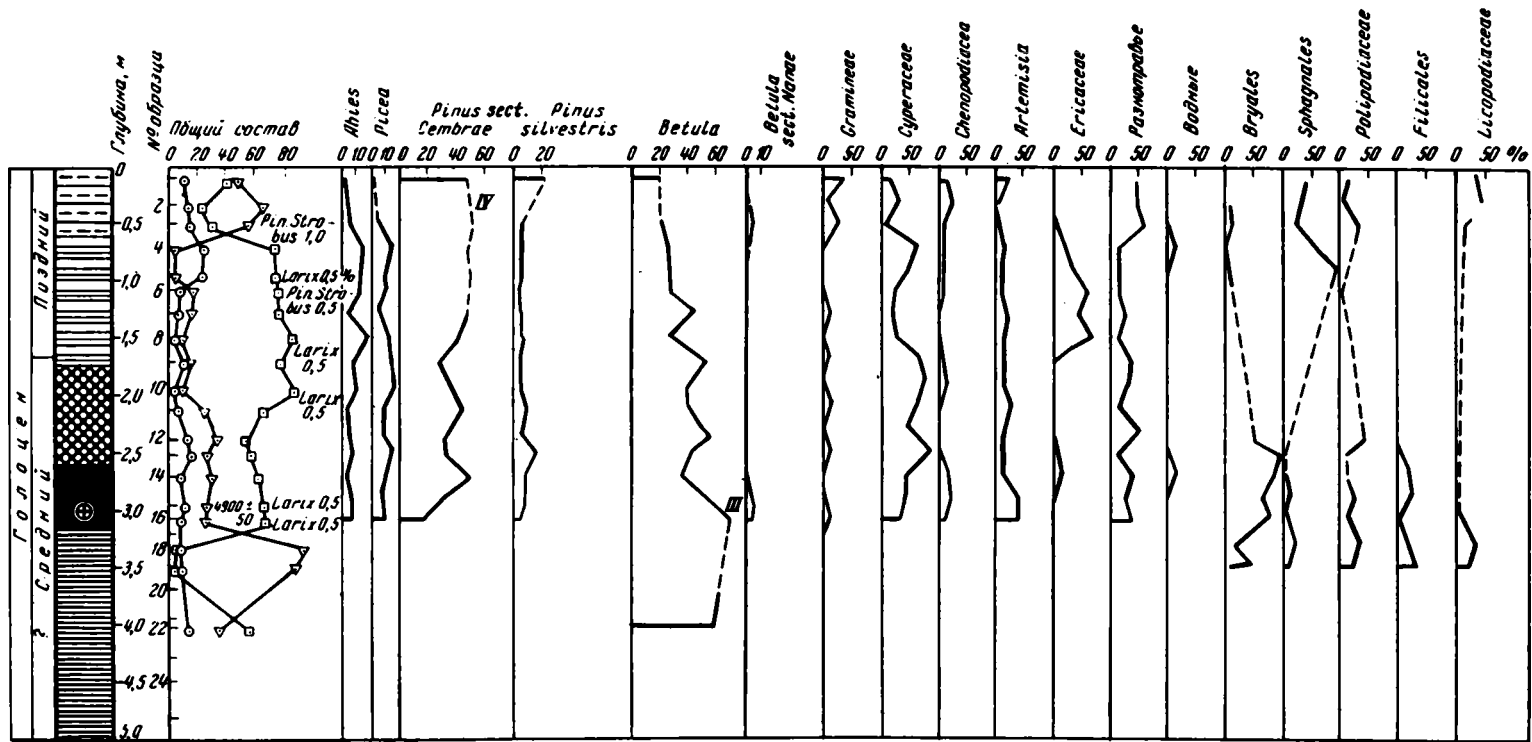


Рис. 54. Спорово-пыльцевая диаграмма позднеголоценовых отложений в разрезе у г. Енисейска  
Условные обозначения см. рис. 52 и 53

лесной растительности. Особенно полно они запечатлены на диаграмме для разреза у Пит-Городка (рис. 53). Здесь снизу вверх выделяются: нижний максимум ели (I), верхний максимум ели (II), максимум березы (III) и максимум сибирской сосны (IV). На диаграмме енисейского разреза (рис. 54), которая с некоторыми отклонениями представляет детализированную верхнюю часть предыдущей диаграммы, кульминация пыльца березы (III) и сибирской сосны (IV) выражена также очень хорошо. Судя по относительно высокому содержанию пыльца пихты и кедра в спектрах для самых низов старичных глин в разрезе у Пит-Городка, можно полагать, что климат в это время был достаточно влажным и мягким, а затем заметно ухудшился. Этой ранней холодной фазе отвечают спектры 16-18. Начало ее примерно определяется датой  $9700 \pm 20$  л.н. (ГИН-209). Косвенным подтверждением весьма сурового и континентального климата в это время может служить присутствие псевдоморфоз по ледяным жилам в той же части разреза пойменных отложений р. Большой Пит (см. рис. 52,В). Начало последующего потепления предположительно можно провести там, где на первое место по содержанию выходит пыльца древесных, т.е. между нижним и верхним максимумами ели. На основании имеющихся дат можно сказать, что этот переход произошел после 9700 л.н. К этому интервалу можно отнести верхнюю часть слоя глин и слой гиттий. Смена еловых лесов елово-березовыми, запечатленная в последовательной кульминации содержания пыльца ели и березы, по-видимому, отражает переход от мягкой и влажной фазы к более суровой, который датируется здесь примерно 5000 л.н. Некоторое улучшение климата в самом позднем голоцене выражается в увеличении роли сибирской сосны. Пыльца этой породы образует верхний максимум на обеих диаграммах и преобладает в составе спорово-пыльцевых спектров современных наильков, взятых из русел Большого Пита и Енисея в данном районе.

Таким образом, смены климатов, запечатленные на приведенных спорово-пыльцевых диаграммах, в целом согласуются по времени с внутриголоценовыми климатическими изменениями, выявленными для Приенисейского Севера. Особенный интерес представляет повсеместно отмеченное раннеголоценовое похолодание, конец которого фиксируется в разрезе торфяников у Игарки и близок к дате  $9200 \pm 40$  л.н. (ГИН-179) (см. рис. 41). В отличие от более высоких широт торфообразование в рассмотренном районе началось позднее - 5000 л.н., что, впрочем, малопоказательно, поскольку в первом случае речь идет о водораздельных торфяниках, а во втором - о пойменных осадках.

### Глава III

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

В предыдущей главе было показано, какую огромную роль сыграло применение радиоуглеродного метода для уточнения геологического возраста верхне-четвертичных отложений, их расчленения и корреляции в различных областях Приенисейской Сибири.

Изучение датированных разрезов и их палеоклиматическая интерпретация позволяют, кроме того, наметить абсолютный возраст основных рубежей геологических событий и изменения климата, а также провести более дробное расчленение позднего антропогена Сибири.

Сделана попытка свести все полученные геохронологические данные для Приенисейской Сибири, показав стратиграфические соотношения основных датированных толщ и их положение в шкале абсолютного летосчисления (см. рис. 67). К этой же шкале привязаны отмеченные на таблице точки отбора образцов на  $C^{14}$  и порядковые номера относящихся к ним дат, список которых приводится отдельно.

### ПАЛЕОКЛИМАТЫ И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ

Отсутствие конечных радиоуглеродных дат старше 50 000 лет не дает возможности восстановить хронологию раннего позднелейстоценового оледенения и тем более предшествовавшего ему казанцевского межледниковья. На основании суммы геологических данных и имеющихся радиоуглеродных дат можно с уверенностью сказать только, что зырянские ледники покинули территорию Приенисейского Севера не позднее 50 000–55 000 лет назад. Более того, сама история зырянского оледенения, в свете новых представлений о более молодом – сартанском возрасте последнего ледникового покрова на севере Сибири, во многом еще не ясна. Морены и краевые формы раннего позднелейстоценового оледенения были, по-видимому, в значительной степени размыты и уничтожены в течение каргинского межледниковья и в особенности во время более молодого – сартанского – оледенения.

Присутствие зырянских ледниковых и озеро-ледниковых отложений в основании 25–30-метровой террасы Енисея под датированными каргинскими отложениями на отрезке Игарка – Туруханск свидетельствует о значительном распространении зырянских ледников. Вопрос о том, было ли это оледенение покровным или ограничивалось долинами крупных рек, остается открытым. Не выяснено также и число стадий зырянского оледенения. Можно пока говорить только о его максимальной стадии, граница которой зафиксирована отложениями приледниковых озер в разрезе у Большого Шара.

Более полно расшифровывается геологическая история в последующий отрезок позднего антропогена, начиная с каргинского межледниковья.

## Об объеме каргинского межледниковья

В разделе, посвященном истории геохронологических исследований в Сибири, довольно детально освещалась эволюция взглядов на возраст и продолжительность каргинского межледниковья. Ранние представления о месте этого тепло-го интервала в стратиграфической и геохронологической шкале, опиравшиеся на первые радиоуглеродные даты для каргинских отложений в бассейне р. Малая Хета, существенно изменились после повторных исследований в этой районе. Новые даты по  $C^{14}$  для стратотипических разрезов каргинских отложений в сочетании с датами из других районов Сибири позволили пересмотреть вопрос о возрасте и объеме каргинского межледниковья, значительно расширив его рамки (Кинд, 1969б; Кинд и др., 1969).

Серия радиоуглеродных дат для пойменных каргинских отложений в разрезах на Малой Хете в интервале 43 000–35 000 л.н. по-новому осветила историю и хронологию протекавших в низовьях Енисея геологических процессов и изменений климата. Возраст нижних горизонтов каргинского аллювия оказался весьма древним (во всяком случае старше 43 000 лет). Можно предположить, что накопление аллювия, скрытого под урезом рек, началось не позднее 50 000 л.н., учитывая время, которое потребовалось для формирования 30-метровой толши речных отложений и предшествовавшего глубокого вреза. Об этом говорят и даты для морских отложений, лежащих в основании у мыса Каргинского, которые можно считать аналогами каргинского аллювия на р. Малая Хета. Столь же предположительно можно связать накопление нижних горизонтов аллювия с ранним каргинским потеплением, наступившим после зырянского оледенения. Намечающееся по спорово-пыльцевым диаграммам незначительное похолодание в основании видимой части разреза каргинских отложений падает на время, близкое к 43 500±700 л.н. (ГИН-256). Вслед за временным ухудшением климата наступило новое существенное потепление, которое нашло отражение в спорово-пыльцевых спектрах для нижней половины видимой части пойменного аллювия каргинской террасы, датированного 39 100±1000 л.н. (ГИН-257). Значительный размах этого потепления доказывается также составом ископаемой малакофауны, макрофлоры и диатомовых водорослей.

Приведенный палеоботанический и палеонтологический материал свидетельствует о том, что в оптимальную фазу каргинского межледниковья климат на севере Сибири был мягче современного, а границы растительных зон сместились к северу не менее чем на 3–4°. По сравнению с более ранним казанцевским межледниковьем климат каргинского межледниковья, даже в его оптимальную фазу, был более прохладным, на что указывает, в частности, состав фауны из морских каргинских отложений. Совершенно однозначные выводы о климате главного внутривосточного потепления вытекают и из палеоботанических данных для некоторых разрезов внеледниковых областей, в частности для бассейна Ангары, где этот отрезок времени датируется 46 000–38 000 л.н.

К среднекаргинскому теплому интервалу относится по времени накопление аллювия 30–35-метровой террасы Енисея ниже Туруханска, для которого получены радиоуглеродные даты в интервале 33 600±400 (ГИН-350) и 39 700±460 л.н. (ГИН-328), и озерно-аллювиальных осадков Фарковской равнины, для нижней части которых имеются даты, близкие к 40 000 л.н. (ГИН-346, 347 и 348).

История более позднего отрезка каргинского межледниковья не запечатлелась в геологической летописи низовьев Енисея. Этому отрезку времени отвечает врез речных долин, связанный, по всей вероятности, с опусканием уровня моря. Отчасти верхнекаргинские отложения могли быть уничтожены эрозией и последующей ледниковой денудацией.

Для суждения о климатической обстановке этого времени следует поэтому обратиться к более южным районам Сибири. В некоторых разрезах 25–30-метровой террасы Енисея ниже Игарки, как мы видели, на русловых и пойменных фациях каргинского аллювия согласно залегает своеобразная пачка перигляционного аллювия с криогенными нарушениями, свидетельствующая о новом



и значительном похолодании, последовавшем за оптимумом каргинского межледниковья. В разрезе у Коношеля для этих отложений получена дата  $32\ 500 \pm 700$  л.н. (ГИН-99). Таким образом, можно предполагать, что начало позднекаргинского похолодания произошло в интервале  $34\ 000$ – $32\ 000$  л.н. Обстановка в это время была близкой к перигляциальной. На это указывают спорово-пыльцевые спектры ниже почвенного горизонта "с" в разрезе Липовской террасы и присутствие криогенных смятий в разрезе у Коношеля. Вполне вероятно, что в горных областях этому времени отвечают ледниковые подвижки.

Последующий размыв и врез произошли не только в низовьях Енисея, они отмечаются и на более высоких отрезках, а также в долинах притоков первого и второго порядков. Как следует из приведенного выше описания низких террас, развитых в среднем течении Енисея и по его притокам, позднекаргинский врез привел к формированию уступа вторых (или третьих для некоторых отрезков долин) надпойменных террас. Заключительной фазе каргинского межледниковья отвечает и накопление основной толщи нормального аллювия более низких террас. Радиоуглеродные даты для русловых и пойменных отложений этих террас лежат в интервале  $28\ 800 \pm 500$  (ГИН-237) –  $24\ 100 \pm 300$  л.н. (ГИН-306). Имеющаяся для разреза II террасы Тобола у с. Липовка опорная дата  $30\ 700 \pm 300$  л.н. (ГИН-126) свидетельствует о том, что последнее каргинское потепление началось примерно  $31\ 000$ – $30\ 000$  л.н.

Довольно полная палеоботаническая характеристика позднекаргинских отложений дает право говорить о несколько менее благоприятной климатической обстановке этого времени по сравнению с современной и, тем более, с оптимумом каргинского межледниковья. Отличительной чертой климата позднекаргинского интервала была его повышенная влажность, что очень типично для предледникового времени. Возраст основного климатического рубежа на границе с сартанским оледенением точно не установлен. Можно сказать только, что он падает на интервал от  $25\ 000$ – $24\ 000$  (наиболее молодые даты для позднекаргинских отложений) до  $21\ 000$  л.н. (дата  $20\ 900 \pm 300$  л.н., ГИН-117, для ранне-сартанских отложений).

Суммируя все вышесказанное о геохронологии каргинского межледниковья, можно сделать следующие основные выводы.

1. Каргинское межледниковье в новом широком понимании, или каргинский межледниковый комплекс, охватывает длительный интервал времени между зырянским оледенением, возраст которого не моложе  $50\ 000$  лет, и сартанским оледенением, наступившим после  $25\ 000$  л.н.

2. В течение этого длительного промежутка времени (не менее  $25\ 000$  лет) климат претерпевал существенные изменения; каргинское межледниковье включает несколько фаз потеплений и разделяющих их более холодных интервалов.

3. Первому – раннекаргинскому потеплению на севере предположительно отвечают отступление зырянского ледника, глубокий врез и накопление нижних слоев каргинского аллювия; возраст его не выяснен. Второй – внутривкаргинский – теплый интервал, которому дано название малохетского потепления, датируется примерно в  $42\ 000$ – $35\ 000$  л.н. с оптимумом около  $39\ 000$  л.н. Третье, заключительное – липовско-новоселовское потепление началось около  $30\ 000$  л.н. и закончилось после  $25\ 000$  л.н. Соответственно устанавливается не менее двух похолоданий, разделяющих перечисленные теплые интервалы. Первое незначительное раннекаргинское похолодание, зафиксированное по спорово-пыльцевым спектрам в разрезах на Малой Хете, имеет возраст, близкий к  $43\ 000$  л.н. Второе – коношельское – значительно более резкое похолодание произошло между  $34\ 000$  и  $31\ 000$  л.н.

4. Оптимум каргинского межледниковья падает на малохетское потепление. Климатическая обстановка в это время была более благоприятной, чем современная. Климат последнего – липовско-новоселовского потепления, напротив, был несколько более прохладным и влажным по сравнению с современным климатом Сибири.

## Возраст и стадии сартанского оледенения

До недавнего времени к последнему – послекаргинскому – оледенению на севере Сибири относили ледниковые подвижки в горных областях – норильскую, или сартанскую, стадию зырянского оледенения (Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953; Урванцев и др., 1958; Троицкий, 1966; и др.). Как уже указывалось, открытие ледниковых отложений над датированным по  $C^{14}$  каргинским аллювием на р. Малая Хета позволило пересмотреть вопрос о масштабах сартанского оледенения и значительно расширить границы его распространения (Троицкий, 1967а). Полученная позднее радиоуглеродная дата  $19\ 900 \pm 500$  л.н. (ГИН-311) для озерно-ледниковых отложений Норильского района подтвердила правильность концепции С.Л.Троицкого. Указанная дата (ГИН-311) для низов ленточных глин (вальковские слои), пространственно и генетически связанных с нижней мореной Норильской впадины, сопоставляемой с мореной на р. Малая Хета, свидетельствует о широком распространении ледников и прилегающих озер на территории Приенисейского Севера около 20 000 л.н.

Относившиеся ранее к стадиям зырянского оледенения караульский и ньяпанский конечно-моренные пояса следует, как справедливо указывает С.Л.Троицкий (1967а), считать стадиями отступления сартанского ледника.

Косвенно о возрасте наиболее древней – караульской – стадии отступления можно судить на основании даты  $15\ 300 \pm 200$  л.н. (ГИН-421) для флювиогляциальных накоплений погребенной небольшой долины, врезанной в сартанскую морену и ленточные глины в разрезе у мыса Каргинского. Она свидетельствует о том, что отступление ледников максимальной стадии началось во всяком случае до 15 000 л.н.; соответственно возраст более молодой ньяпанской стадии отступления должен быть моложе 15 000 л.н. Южнее с сартанским оледенением связаны, по-видимому, ледниковые отложения и свежие краевые образования, протягивающиеся по левобережью Енисея до широты Туруханска.

Таким образом, сартанское оледенение действительно было покровным и, по-видимому, не уступало по масштабу более раннему зырянскому оледенению. Вопрос этот, впрочем, остается до конца нерешенным. Для выяснения истинного соотношения масштабов обоих позднеплейстоценовых оледенений требуется дополнительный фактический материал.

Во внеледниковых областях во время главной фазы сартанского оледенения накапливался перигляциальный аллювий вторых (или третьих на некоторых отрезках долин) террас и формировались связанные с ним покровные отложения. Возраст раннего отрезка сартанского ледниковья определяется в  $20\ 900 \pm 300$  л.н. (ГИН-117) для нижних культурных слоев стоянки Афронта гора II. Литологические особенности пород, вмещающих культурные слои, и связанная с ними фауна млекопитающих говорят об очень суровом климате начала сартанской ледниковой эпохи.

Время окончания главной фазы сартанского оледенения может быть установлено на основании самых молодых дат для культурных слоев кокоревской группы верхнепалеолитических стоянок, залегающих в самых верхах перигляциального аллювия:  $13\ 330 \pm 100$  (ГИН-90),  $13\ 300 \pm 500$  (ГИН-91) и  $12\ 940 \pm 270$  л.н. (ЛЕ-526). Облессованность вмещающих осадков и присутствие в них сингенетических криогенных деформаций свидетельствуют о том, что перигляциальная обстановка существовала в это время даже на широте Минусинской котловины.

Вслед за главной фазой сартанского оледенения наступило потепление, зафиксированное во внеледниковых областях двумя горизонтами ископаемых почв. Приведенные выше даты ГИН-90 и 91, ЛЕ-526 для культурных слоев кокоревских стоянок, расположенных непосредственно под нижней пачкой, указывают на то, что начало первого – кокоревского потепления близко к  $13\ 000$  л.н. Верхняя возрастная граница его определяется датой  $12\ 180 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-771) для верхнего культурного горизонта стоянки Таштык-2, залегающего на нижней почве. Эти данные хорошо согласуются с возрастом новомаранско-

го потепления, выделенного В.А.Зубаковым (1967) для Западной Сибири (12 260±160, ЛГ-41; 12 600±150 л.н., ЛГ-39).

Возраст второго потепления может быть косвенно определен датой 11 700±300 л.н. (Мо-3) для аллювиальных отложений II террасы р. Таймыры, вмещающих труп мамонта; дата 11 450±250 л.н. (Т-297), относящаяся к самому трупу, близка к завершению последнего внутрисартанского – таймырского потепления.

В течение кокоревского и таймырского интерстадиальных потеплений климат был близок к современному, но возможно более влажным. На это указывают, в частности, состав растительных остатков, найденных вместе с трупом таймырского мамонта (Тихомиров, 1950; Заклинская, 1959), а также палинологические данные для разреза позднеледниковых отложений в бассейне р. Пур (Левковская, 1966).

Наступившая после таймырского потепления заключительная фаза сартанского оледенения была очень кратковременной. Возраст ее довольно точно устанавливается на основании даты 10 700±200 л.н. (ГИН-315) для озерно-ледниковых отложений непосредственно над верхней мореной Норильского района. Она определяет время распада горных ледников норильской стадии, спускавшихся со Среднесибирского плоскогорья.

Таким образом, последняя фаза сартанского оледенения, отвечающая норильской стадии, была очень краткой и продолжалась не более 800 лет. Несмотря на это, климат в позднесартанское время претерпел весьма существенные изменения. Похолодание было столь резким, что привело не только к ледниковым событиям в горных районах, но и к значительным палеогеографическим изменениям во внеледниковых областях Сибири. Присутствие крупных криогенных нарушений в разновозрастном аллювии наиболее низких надпойменных террас Среднего Енисея указывает на то, что перигляциальная обстановка в это время существовала южнее Красноярска. Небольшой масштаб оледенения определялся не только кратковременностью похолодания, но и относительной сухостью климата.

#### **КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ВРЕМЕНИ**

Палинологическая характеристика и геологические особенности датированных разрезов голоценовых отложений в низовьях Енисея, в Норильском районе, у г. Игарка и в бассейне Среднего Енисея позволяют довольно детально восстановить хронологию климатических событий послеледникового времени Сибири.

Опорными для определения границы перехода от поздне- к послеледниковому могут служить даты 10 700±200 (ГИН-315) и отчасти 10 500±60 л.н. (ГИН-314), относящиеся к самому концу сартанского оледенения в северных районах Приенисейской Сибири. Спорово-пыльцевые спектры для озерно-ледниковых отложений в Норильском районе, к которым привязана дата 10 700±200 л.н. (ГИН-315, см. рис. 24), указывают на распространение в это время заболоченной тундры. Наблюдающееся выше по разрезу резкое увеличение содержания пылепыльцевых пород свидетельствует о том, что изменение климата произошло вскоре после 10 700–10 500 лет от современности.

Раннеголоценовому потеплению отвечает нижний максимум ели на спорово-пыльцевых диаграммах для поздне- и послеледниковых отложений в районе Малой Хеты и Санчужовки (см. рис. 17, 19 и 20). Это потепление сыграло исключительно большую роль в изменении палеоландшафта: началось быстрое возрождение лесов на обширной территории Сибири, на которой в конце сартанского ледниковья господствовала перигляциальная обстановка. Граница таежной зоны приблизилась к современной, а по крупным речным системам, возможно, продвинулась несколько дальше на север, судя по спорово-пыльцевым спектрам для раннеголоценовых отложений в низовьях Енисея.

После этого краткого, но существенного потепления наступило новое ухудшение климата. Ему отвечают спорово-пыльцевые спектры между нижним и средним максимумами ели, для которых характерно полное исчезновение пыльцы древесных пород (район Усть-Порта). Граница леса в это время вновь отодвинулась к югу. Верхний возрастной предел этого раннеголоценового похолодания может быть установлен в северных районах на основании дат по  $C^{14}$ :  $9400 \pm 120$  (ГИН-179) и  $9200 \pm 40$  л.н. (ГИН-280) для низов торфяников в разрезе у г. Игарка. На спорово-пыльцевых диаграммах (см. рис. 40, 41) спектры для слоев, к которым относятся эти даты, характеризуют прохладный климат, который затем с некоторыми колебаниями прогрессивно улучшался. Дата  $9140 \pm 50$  л.н. (ГИН-263) для озерно-аллювиальных отложений в Норильском районе падает на ту часть диаграммы (см. рис. 25), где потепление выражено уже вполне отчетливо. Таким образом, конец раннеголоценового похолодания близок к 9200 л.н.

Отсутствие на севере радиоуглеродных дат в интервале  $1050 \pm 60$  (ГИН-314) (конец сартанского похолодания) –  $9200 \pm 40$  л.н. (ГИН-179), относящихся к концу раннеголоценового похолодания, не дает возможности определить время его начала в северных районах. Оно довольно точно устанавливается на основании геологических и палинологических данных для более южных внеледниковых областей Сибири.

Дата  $9700 \pm 90$  л.н. (ГИН-209) относится к нижней части старичных глин у Пит-Городка, спорово-пыльцевые спектры которых (см. рис. 53) указывают на весьма прохладные условия, сменившие относительно влажный и теплый климат более раннего отрезка голоцена. Присутствие псевдоморфоз по ледяным жилам в тех же частях разреза пойменных отложений р. Большой Пит может свидетельствовать о более суровой климатической обстановке по сравнению с современной. Косвенным указанием на возраст раннеголоценового потепления и последующего холодного интервала могут служить две, не упомянутые нами радиоуглеродные даты для более отдаленных территорий. Они относятся к низам аллювия первых террас р. Самалдыкан – правого притока Нижней Лены ( $10\ 325 \pm 35$  л.н., ГИН-153) и к р. Улу-Горхон в Забайкалье ( $10\ 170 \pm 140$  л.н., ГИН-142) (Чердынцев и др., 1966). В обоих разрезах спорово-пыльцевые спектры для датированной части аллювия характеризуют лесные ландшафты, выше сменяющиеся безлесными, а в самих отложениях появляются следы криогенных нарушений. Все это свидетельствует о резком и быстром ухудшении климата, которое наступило после потепления в начале голоцена (Кинд, 1967, 1969а,б).

Таким образом, принимая во внимание приведенный выше материал, можно сказать, что перелом климата в сторону потепления на границе поздне- и последнеледникового произошел между  $10\ 700 \pm 200$  (ГИН-315) (конец норильской стадии) и  $10\ 325 \pm 35$  л.н. (ГИН-153) (раннеголоценовое теплое время); последующее похолодание началось не позднее  $9700 \pm 90$  л.н. (ГИН-209) (холодное время) и закончилось несколько раньше  $9140 \pm 50$  л.н. (ГИН-263) (начало потепления). Иными словами, раннеголоценовый холодный интервал, который мы назвали питско-игаркинским похолоданием, на современном уровне знаний датируется примерно 9800–9300 л.н.

О развитии климата в более поздний отрезок голоцена дают представление палинологические материалы и радиоуглеродные даты для ряда разрезов в нижнем течении Енисея. Выше приводился сравнительный анализ спорово-пыльцевых диаграмм и относящихся к ним радиоуглеродных дат для разрезов торфяников у Игарки и в районе Усть-Енисейского Порта (см. рис. 42). Основные выводы, вытекающие из этого анализа, сводятся к следующему.

Начало второго раннеголоценового потепления совпадает примерно со средним максимумом ели, выраженным на всех пяти диаграммах. В абсолютном летосчислении оно близко к дате  $8500 \pm 250$  л.н. (ГИН-26), относящейся к низам торфяников в разрезе у пос. Малая Хета. Между нижним и средним пиками ели на спорово-пыльцевых диаграммах для торфяников у р. Санчуговки и на р. Малая Хета проявляется отчетливое похолодание. На диаграмме С.Я.Каца (см.

рис. 17) ему отвечает резкое возрастание содержания пыльцы недревесных пород и увеличение роли березы непосредственно выше максимума ели II, а на диаграмме для торфяников у пос. Малая Хета – почти полное исчезновение пыльцы хвойных и возрастание роли мелколиственных и кустарниковых пород примерно на том же уровне.

На основании радиоуглеродных дат для низовьев Енисея можно сказать только, что это похолодание произошло где-то между  $8500 \pm 250$  (ГИН-26) и  $6800 \pm 200$  л.н. (ГИН-25.). Если исходить из даты  $7400 \pm 140$  л.н. (ГИН-234) для пойменных осадков р. Нижней Тунгуски у пос. Наканно, в спектрах которых для этой части разреза большую роль играет пыльца хвойных пород, в том числе сосны, то можно предположить, что второе внутриголоценовое ухудшение климата произошло до 7500 л.н.

На территории Приенисейского Севера таежный ландшафт, существовавший здесь во время второго теплового интервала, временно сменился лесотундрой, в растительности которой из древесных пород принимали участие главным образом береза и, возможно, лиственница, не учитываемая палинологическими данными. Для более южных районов отсутствуют столь четкие указания на второе раннеголоценовое похолодание. Тем не менее на спорово-пыльцевой диаграмме для торфяников у г. Игарка (см. рис. 40, 41) выше II максимума ели также наблюдается увеличение содержания пыльцы недревесных и вытеснение хвойных пород березой. В абсолютном летосчислении оно произошло где-то в интервале времени между  $9200 \pm 40$  (ГИН-180) и  $6030 \pm 180$  л.н. (ГИН-178). Можно предположить, что на широте Игарки в течение указанного краткого похолодания продолжали сохраняться таежные условия с некоторым изменением в составе древостоя.

Таким образом, можно ориентировочно определить время проявления второго раннеголоценового, новосанчуговского похолодания – между 8300 и 7600 л.н.

Кульминация тепла и особенно существенные палеогеографические изменения произошли во время следующего – третьего внутриголоценового потепления. В абсолютном летосчислении это время ограничено датами  $6800 \pm 200$  (ГИН-25) и  $2610 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-382) для района Усть-Енисейского Порты; к нему же относится дата  $6030 \pm 100$  л.н. (ГИН-178) для торфяников у г. Игарки. Спектры для этой части разреза в северных районах отличаются высоким содержанием пыльцы хвойных пород. Выше прослеживается постепенное вытеснение хвойных пород, в том числе ели, березой и возрастание роли недревесной пыльцы, включая кустарниковые виды березы. Окончательный перелом климата в сторону похолодания совпадает с уровнем торфяников, датированным на р. Малая Хета в  $4610 \pm 120$  л.н. (ЛЕ-382). На р. Нижняя Тунгуска дата  $4000 \pm 90$  л.н. (ГИН-235) относится к той части диаграммы, где ухудшение климата проявилось уже достаточно отчетливо. Таким образом, указанный перелом падает примерно на  $4500 \pm 100$  л.н.

Во время этого главного потепления, или оптимума, ландшафт в северных районах Сибири вновь приобрел вид типичной тайги, покрывавшей огромную территорию арктических областей, ныне представляющих собой тундру. По данным В.Н.Сакса (1953), граница леса доходила до широты, где в настоящее время проходит польская изотерма  $+6^{\circ}$ , в то время как ее современное положение совпадает с изотермами  $+10^{\circ}$  и  $+12^{\circ}$ . Таким образом, смещение леса к северу произошло примерно на 600 км.

Мы не располагаем достаточно надежным материалом для суждения о хронологии климатических изменений в более поздний отрезок послеледниковья Сибири. Присутствие псевдоморфоз по ледяным жилам, секущим голоценовые торфяники на р. Малая Хета и аллювиальные отложения в средней части видимого разреза высокой поймы р. Турухан (рис. 55), бесспорно указывают на новую волну холода, наступившую после оптимума тепла. На основании имеющихся данных можно сказать, что это произошло не ранее 4500 л.н. Вполне возможно, что позднее климат вновь испытывал неоднократные более круп-

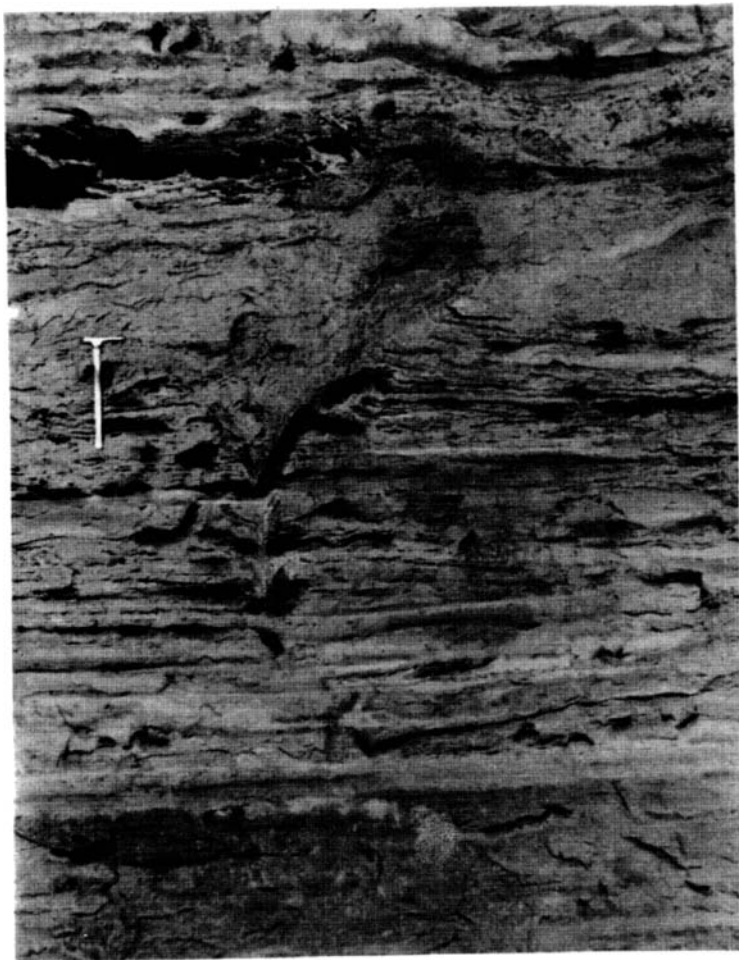


Рис. 55. Псевдоморфоза по ледяной жиле в верхней части аллювия высокой поймы вблизи устья р. Турухан

ные и мелкие колебания, прежде чем установилась существующая сейчас климатическая обстановка. Так или иначе, но последний отрезок голоцена ознаменовался новыми палеогеографическими изменениями – смещением растительных зон к югу и замещением лесного ландшафта современной лесотундрой и тундрой в высоких широтах Сибирского Севера.

#### **Некоторые выводы по хронологии климатических изменений**

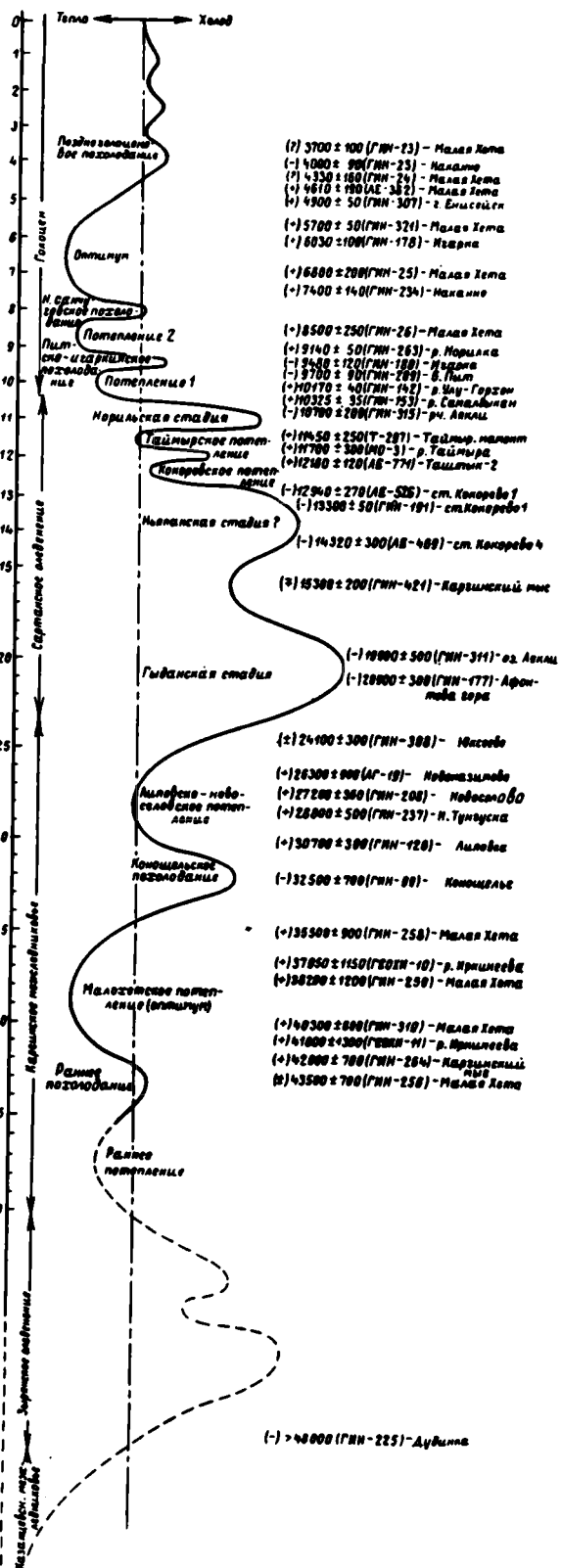
Хронология климатических событий позднего антропогена Сибири отражена на схематической кривой (рис. 56). На ней приведены главные радиоуглеродные даты, определяющие рубежи изменений климата. Кривая показывает, какие сложные колебания претерпевал климат в течение последнего отрезка четвертичной системы. На фоне двух крупных минимумов (зырянская и сартанская ледниковые эпохи) и трех максимумов (казанцевское, каргинское межледниковья и первая половина голоцена) проявляются менее значительные, но достаточно резкие колебания, которые, тем не менее подчинены общей тенденции изменения климата на том или ином этапе его развития. Особенно значитель-

Рис.56. Гипотетическая кривая изменения климата в позднем антропогене Сибири и главные радиоуглеродные даты, характеризующие холодные (знак -) и теплые (знак +) условия

ное число колебаний можно наблюдать на верхней части кривой, что объясняется несравненно большей информацией, которой мы располагаем для наиболее позднего и близкого к нам отрезка времени. Переход от эпохи сартанского оледенения к послеледниковую сопровождался значительными, хотя и весьма кратковременными, сменами климата при общей тенденции к потеплению. В этой связи отчетливо выступает некоторая условность проведенной нами нижней границы голоцена.

Не менее сложно протекали климатические события и в самом голоцене. В первой его половине намечаются три потепления, разделенных двумя похолоданиями - питско-игаркинским и повосанчуговским. Поэтому ставшее традиционным выделение в Сибири "климатического оптимума - голоцена" (Лаврушин и др., 1963; Кияд и др., 1964; Кияд, 1965; и др.) в интервале примерно от 8800 до 4500 л.н., по существу, искусственно. На современном уровне знаний правильное говорить о голоценовом теплом времени в целом, которое охватывает первую его половину, выделяя в нем два ранних потепления и оптимум.

В этой связи возрастает вопрос о целесообразности разделения голоцена Сибири на два примерно равных по своей продолжительности отрезка - ранний и поздний, в отличие от трехчленного деления, принятого для территории Европы.



Ранний голоцен охватывает интервал времени от  $10\ 300 \pm 100$  до  $4500 \pm 100$  л.н. и включает три волны потепления, последняя из которых является оптимальной. Соответственно поздний голоцен, характеризующийся в целом прохладным климатом, отвечает примерно последним 4500 годам. Нижняя граница его будет соответствовать, таким образом, рубежу между атлантическим и суббореальным периодами европейской схемы.

Нет сомнения, что нарисованная картина изменения климата в позднем антропогене Сибири – далеко не полная. На относительно крупные изменения первого и второго порядков накладывались еще более мелкие колебания климата, уловить которые не удалось. Несомненно также и то, что наши современные представления о хронологии климатических событий еще далеки от истинной картины эволюции климата в последний завершающий этап геологической истории Сибири.

## **ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ**

Накопленный материал по геохронологии позднего антропогена севера Сибири дает возможность подойти к решению более частной задачи – проследить во времени основные этапы формирования долины Енисея. Резкие колебания климата в позднем плейстоцене и голоцене в сочетании с изменениями уровня моря и положением края ледников определили ход геологических процессов, протекавших в долине Енисея и его притоков. Опираясь на данные по абсолютной хронологии, можно проследить, как на различных отрезках долин происходили такие явления, как врез, осадконакопление, криогенные нарушения и т.д., а также выявить, какие из указанных факторов в разное время имели решающее влияние на эти процессы. Естественно, что формирование долины Енисея в его приустьевой части определялось в первую очередь положением базиса эрозии – уровнем Карского моря. Поэтому прежде чем перейти к описанию этих процессов, необходимо кратко и в самой общей форме остановиться на вопросе об изменении уровня открытых бассейнов в позднем антропогене,

### **О колебаниях уровня Карского моря и положении древних береговых линий**

За последнее время подавляющее большинство исследователей признает несостоятельность прежних представлений о крупных межледниковых трансгрессиях. Этому вопросу посвящен ряд публикаций (Cotton, 1963; Woldstedt, 1965; Марков, Суетова, 1965; Васильев, 1968; и др.). Уровень Мирового океана во время межледниковий был близок к современному, а в ледниковые эпохи – значительно понижался. Современное высокое положение береговых линий на некоторых океанических побережьях обусловлено более поздними тектоническими или изостатическими поднятиями.

Накопленный за последние годы весьма обширный материал по различным частям света позволяет воссоздать картину эвстатических колебаний уровня моря вне зависимости от наложенных на них или проявившихся позднее подвижек земной коры. Особенно детально удалось расшифровать наиболее поздний этап истории океанического бассейна – поздний плейстоцен и послеледниковое время – с привлечением значительного числа абсолютных датировок. То обстоятельство, что данные о колебаниях уровня моря, полученные на самом различном фактическом материале, в целом согласуются для очень отдаленных друг от друга участков побережий, может свидетельствовать об их надежности.

На рис. 57 отображены кривые эвстатических изменений уровня океана в стабильных областях по представлениям различных исследователей. Частичное несовпадение во времени отдельных подъемов и спадов объясняется неполнотой радиологических данных. Хронологический аспект некоторых из этих кривых



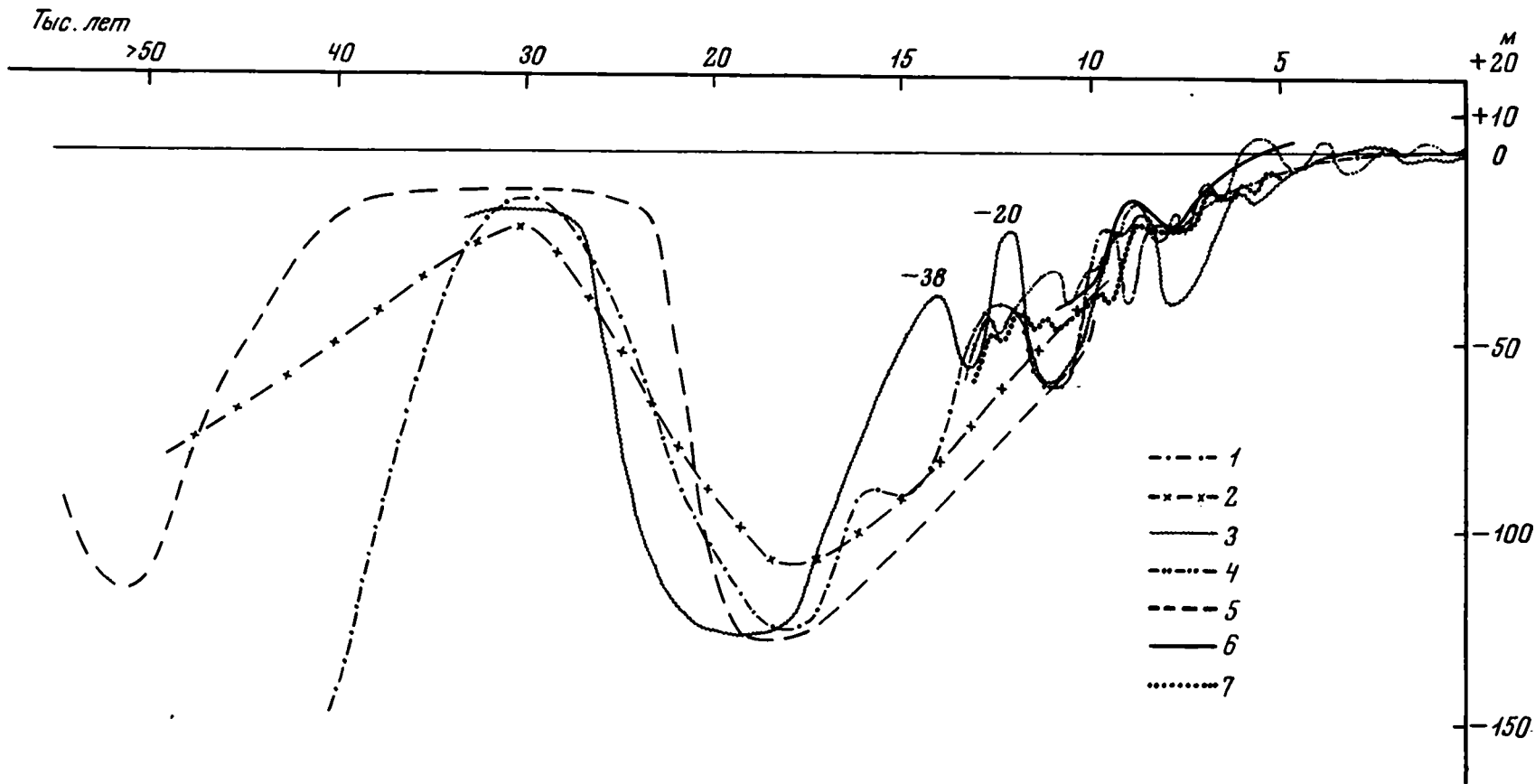


Рис. 57. Кривые эвстатических изменений уровня Мирового океана по различным авторам

1 - Curray, 1965; 2 - Müller-Beck, 1967; 3 - Hopkins, 1967а,б; 4 - Fairbridge, 1961; 5 - Olausson, Jonasson, 1969; 6 - Shepard, Curray, 1967; 7 - Mörner, 1969а,б

имеет гипотетический характер (кривая Фейербриджа); часть из них представляет собой в значительной мере обобщающие кривые (кривые Мюллер-Бека, отчасти кривая Голкина). Так или иначе, но общая картина изменения уровня Мирового океана в позднечетвертичное время вырисовывается достаточно отчетливо даже на основании этих еще далеко не полных данных. Обращает на себя внимание большое число сравнительно мелких колебаний уровня в поздние и послеледниковые времена с амплитудой в первые десятки метров при общей тенденции к его повышению и приближению к современному. Отсутствие колебаний второго и более высокого порядков в левой части кривых связано с бедностью информации.

Указанные материалы послужили основой для составления схематической обобщающей кривой эвстатических колебаний уровня Карского моря, привязанной к абсолютной геохронологической шкале позднего антропогена Сибири (рис. 58,Б, сплошная линия). К сожалению, имеющиеся весьма скудные данные о положении древних береговых линий позволяют только приблизительно оценить амплитуду позднейших движений и изобразить гипотетическую кривую колебания суши в приустьевой части Енисея (рис. 58,Б, пунктирная линия)<sup>1</sup>.

На протяжении времени от казанцевского межледниковья до современности проявлялась отчетливая тенденция к поднятию суши. Общая амплитуда его составила около 50 м. На фоне восходящих движений происходили дополнительные колебания – понижения суши в ледниковые эпохи, связанные, по всей вероятности, с ледниковой нагрузкой во время зырянского (?) и сартанского оледенений. Особенно резкий подъем произошел в самом конце сартанского оледенения, на границе с голоценом, что может быть объяснено полным исчезновением в это время ледниковых покровов. Таким образом, здесь проявились, по-видимому, два типа вертикальных движений – тектонические (?) поднятия и изостатические колебания суши.

Анализ кривых позволяет сделать еще одно важное заключение, имеющее прямое отношение к интересующим нас вопросам. При их рассмотрении отчетливо выступают отрезки времени с трансгрессивными и регрессивными условиями. Трансгрессивные условия с преобладанием процессов аккумуляции совпадают с казанцевским межледниковым, каргинским межледниковьем и позднесартанским временем, а также в меньшей степени – со второй половиной голоцена. Регрессивные условия падают на зырянское ледниковье, раннесартанское время и на переход от позднеледниковья к голоцену; этим отрезкам времени в низовьях Енисея отвечают врез и размыв (разумеется, при отсутствии ледниковых покровов).

Подобные соотношения древней суши и древних уровней моря проливают свет на некоторые спорные вопросы связи морских трансгрессий с современным высотным положением эквивалентных им морских осадков. Широкое распространение на значительных отметках казанцевских отложений на севере, в частности в Приенисейской Сибири, объясняется не абсолютным превышением в это время уровня моря над современным, а позднейшими поднятиями, природа которых еще не вполне ясна. Неравномерность этих поднятий определила

---

<sup>1</sup> Современное положение древних береговых линий примерно определялось по кровле казанцевских отложений (около +50 м) и пойменных осадков каргинского возраста (около +20 м), древним береговым линиям времени последнего оледенения, зафиксированным на дне Карского моря (Белов, Лапина, 1961, 1970) (около – 200 м), по положению кровли осадков приледниковых озер и опресненных морских заливов (около +40 м), глубине вреза переуглубленной долины Енисея в позднеледниковое – раннеголоценовое время (около –30 м) и кровле осадков высокой поймы Енисея. Учитывая амплитуду их изменения по сравнению с древним уровнем моря, можно примерно оценить амплитуду колебания суши в приустьевой части Енисея относительно современной береговой линии (Кинд, 1967; Кинд, Сулержицкий, 1970).

разновысотное положение кровли казанцевской морской толщи (например, в приустьевой части Енисея по сравнению с более восточными районами окраины Среднесибирского плоскогорья, не говоря уже о Таймырском полуострове, где она местами залегает на отметках выше 200 м). То же, но в меньшей степени, относится к каргинским и позднеледниковым отложениям. В этой связи нам представляется, что термин "трансгрессия" в традиционном понимании лучше заменить понятием "трансгрессивные условия".

Упрощенное понимание трансгрессий, без учета истинных соотношений между положением суши и уровнем моря в прошлом, может привести к ошибочным палеогеографическим выводам. Так, С.Л.Троицкий (1967б) определяет высоту позднеледниковой ингрессии в 50 м на основании находок на этих отметках в бассейне р. Агапы и некоторых других местонахождениях *Portlandia arctica* в соответствующих отложениях. Опираясь на эти данные, С.А.Архипов (1969) протягивает ингрессию по современной горизонтали +50 м далеко на юг вдоль долины Енисея и других крупных рек, делая на этом основании ряд выводов об истории формирования приполярных речных долин. В свете изложенных данных подобные палеогеографические реконструкции представляются нам не вполне оправданными. То же относится и к позднезырянскому – раннекаргинскому врезу, амплитуда которого механически переносится из приустьевой полосы на участки долины Енисея, отстоящие на многие сотни и даже тысячи километров.

Здесь уместно отметить, что те авторы, на которых ссылается С.А.Архипов в подтверждение повсеместного проявления позднеледниковой "трансгрессии" (Крэг, Файлс, 1965; Ричардс, 1967), понимали ее только как относительное повышение уровня океана, а не превышение его над современным уровнем. Последующие движения суши привели либо к воздыманию древних береговых линий, либо, напротив, к погружению их под уровень современного океана, что особенно четко сформулировано в сводке Ричардса по истории тихоокеанских и атлантических побережий Северо-Американского континента. Более того, именно Крэг и Файлс приводят в своей работе очень интересные данные о поздне- и послеледниковых подвигках суши в некоторых областях Канадской Арктики, которые привели к современному залеганию морских осадков на отметках до 250 м. "Радиоуглеродные определения возраста отдельных уровней, – пишут авторы на стр. 28, – свидетельствуют о том, что скорость поднятия была особенно велика во время отступления ледника. Максимальное поднятие суши произошло в течение первых тысяч (менее 5000) лет после его ухода. Последующее поднятие происходило медленнее. Ряд датировок указывает на скорость начального поднятия до 10 м в столетие. Это имело место 8900–7800 л.н. В период 7800–7200 л.н. скорость поднятия уменьшилась до 5 м в 100 лет, а в период 7200–4500 л.н. она достигала лишь 1 м в 100 лет (Dyck, Fyles, 1964)".

Эти данные в целом хорошо согласуются с нашими, с той разницей, что наиболее резкий подъем суши в приустьевой части Енисея падает на несколько более ранний отрезок времени, что, вероятно, связано с одновременностью деградации ледниковых покровов на севере Сибири и в Канаде. Не совпадают также и скорости поднятий суши, которые на рассматриваемой территории вряд ли превышали несколько метров в столетие, даже в самый кульминационный этап.

Из сказанного вытекает, что механическое перенесение современных высот древних береговых линий из северных прибрежных районов далеко в глубь континентов равносильно либо полному отрицанию вертикальных движений суши, либо отрицанию их дифференцированности на огромной и структурно неоднородной территории. Трудно, например, допустить, что амплитуда послеледниковых поднятий была строго одинаковой в пределах таких различных в тектоническом отношении областей, как Среднесибирское плоскогорье, по окраине которого протекает Енисей в своем нижнем течении, и Западно-Сибирской низменности с ее общей тенденцией к погружению. Это тем более маловероятно, если учесть различия в ледниковой нагрузке этих территорий в течение позднего плейстоцена, что, несомненно, имело место.

Таким образом, в относительно мобильных областях, подвергшихся материальным оледенениям, должно было всегда происходить наложение изостатических колебаний суши и тектонических вертикальных движений более общего порядка. Результативная амплитуда зависит от соотношения направленности и интенсивности этих подвижек и определяет их дифференцированность на различных участках территории. На положение древних береговых линий, кроме того, оказывали влияние глобальные эвстатические изменения уровня Мирового океана.

### К истории развития долины Енисея

Приведенный выше материал, касающийся положения древних береговых линий приенисейской части Карского моря, в сочетании с данными по абсолютному возрасту верхнеплейстоценовых отложений позволяет наметить следующую схему развития долины Енисея.

Казанцевскому межледниковью отвечает относительно высокое положение уровня моря (до 50–60 м над древней береговой линией), ингрессия по долине Енисея по крайней мере до 61° с.ш. и накопление морских песков с *Cyprina islandica*. В конце казанцевского – начале зырянского времени вместе с понижением уровня моря произошел небольшой размыв, морские условия сменились континентальными, накапливались аллювиальные (дельтовые?) косослоистые гравийные пески, залегающие над морскими казанцевскими осадками на водораздельных участках на высотах около 50 м. Присутствие в них криогенных текстур отражает похолодание в начале зырянского оледенения. Во внеледниковых областях в казанцевское межледниковье происходило накопление нормального аллювия наиболее высоких из верхнеплейстоценовых террас Енисея.

В зырянское время при наступании ледников в нижнем течении Енисея образовался обширный подпруженный водоем и отлагались тонкослоистые, преимущественно супесчаные отложения с прослоями растительного детрита и с мощными криогенными нарушениями. Они прослеживаются под зырянской мореной в самом основании каргинской террасы выше Игарки. В максимальную фазу распространения зырянского ледника долина Енисея была заполнена льдом примерно до широт Туруханска. У фронта ледника образовались приледниковые озера, в которых накапливались ленточные глины, особенно хорошо вскрытые в обнажении Большой Шар. Во внеледниковой области времени зырянского оледенения отвечает накопление перигляциального аллювия III (IV на некоторых участках долины) террасы.

В самом конце зырянского оледенения непосредственно после освобождения территории от ледяного покрова в приустьевой части Енисея произошел врез, обусловленный еще достаточно низким в то время положением береговой линии. Врез был, по-видимому, очень кратковременным благодаря быстрому подъему уровня моря в конце зырянского оледенения – начале каргинского межледниковья. Регрессивные условия вскоре сменились трансгрессивными. Тем не менее этот врез был достаточно интенсивным и глубоким, чтобы полностью размыть и уничтожить в долине Енисея не только зырянские ледниковые, но и казанцевские морские отложения. Подошва каргинского аллювия залегает здесь непосредственно на санчуговских осадках. Амплитуду вреза можно оценить примерно в 50 м, если исходить из высоты залегания дельтовых осадков на кровле казанцевской морской толщи и подошвы каргинского аллювия, которая примерно отвечает глубине современных плесов в приустьевой части Енисея. Последнее обстоятельство, а также значительные мощности современного аллювия указывают на то, что долина Енисея в это время не была переуглублена по сравнению с современной.

Выше по течению врез и размыв ледниковых и озерно-ледниковых отложений начался, вероятно, несколько раньше, вслед за отступанием края ледника. Глубина вреза в этой части долины была меньше. В отличие от приустьевой части зырянская морена оказалась здесь не полностью размытой, не говоря уже о подстилающих ее казанцевских морских песках. Основание аллювиальной толщи

раннекаргинского возраста залегает близко от современного уреза Енисея, а на некоторых участках современной долины — значительно выше. Не исключено, впрочем, что Енисей сейчас подмывает притыловую часть каргинской террасы и что древнее русло располагалось западнее. В Притуруханском районе оно, возможно, проходило в пределах Фарковской равнины, где, по данным бурения, под озерно-аллювиальными осадками залегают песчано-галечные отложения значительной мощности (устное сообщение С.А.Архипова). Вопрос этот, впрочем, остается пока открытым, поскольку не ясен возраст вскрытых скважиной осадков. Не следует также забывать, что Притуруханский район расположен в тектонически ослабленной зоне, для которой характерны унаследованные локальные опускания и погружения древних свит под урез современного Енисея. Не ясно и происхождение галечной толщи, вскрытой скважинами у Туруханска, для верхней части которой приведена дата 19 000 л.н.(?) (Архипов, 1969, рис. 2). В связи с этим заключение С.А.Архипова о повсеместном глубоком врезе в раннекаргинское время представляется недостаточно обоснованным.

Не следует также забывать, что врезание рек в низовьях, обусловленное понижением базиса эрозии, вообще влияет на строение долины только на очень небольшом участке (Маккавеев, 1955; Васильев, 1969; и др.). Это обстоятельство, а также тот факт, что врезание в начале каргинского межледниковья происходило очень быстро, исключают возможность экстраполировать его на столь отдаленные отрезки Енисея. Это не согласуется и с тем фактическим материалом, который дают нам естественные разрезы по долине Енисея, и с радиоуглеродными датами, полученными для каргинского аллювия, который С.А.Архипов считает зырянскими флювиогляциальными осадками.

В течение первой половины каргинского межледниковья в низовьях Енисея вслед за продолжавшимся подъемом уровня моря происходило накопление аллювиальной толщи каргинской террасы и парагенетически связанных с ним прибрежно-морских осадков севернее Усть-Енисейского Порта. Время окончания формирования пойменных каргинских отложений в низовьях Енисея осталось невыясненным, так как верхние их горизонты оказались размывтыми. Можно полагать, что время размыва падает здесь на позднекаргинское — коношельское похолодание (около 33 000 л.н.) и было вызвано понижением уровня моря. Регрессивные условия продолжали существовать здесь, по всей вероятности, и во время последующего липовско-новоселовского потепления (около 31 000 — 24 000 л.н.).

Выше по течению в периферической части ледниковой и в приледниковой зонах накопление аллювия началось, возможно, несколько позднее и продолжалось вплоть до коношельского похолодания, отразившегося в формировании криогенных текстур в верхах пойменных фаций каргинского аллювия. Еще выше, во внеледниковых областях, на раннекаргинское время падает врез и накопление аллювия II (III) террас с "теплыми" спорово-пыльцевыми спектрами, а на последующее коношельское похолодание — формирование верхних горизонтов аллювия тех же террас с криогенными нарушениями. Во время липовско-новоселовского потепления во внеледниковых и приледниковых зонах происходили врез и формирование I (II) надпойменных террас. Первая терраса начала оформляться в самостоятельную террасу уже за пределами распространения зырянских и сартанских ледников, т.е. выше Туруханска.

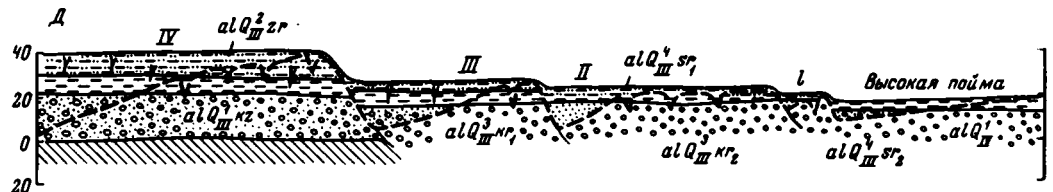
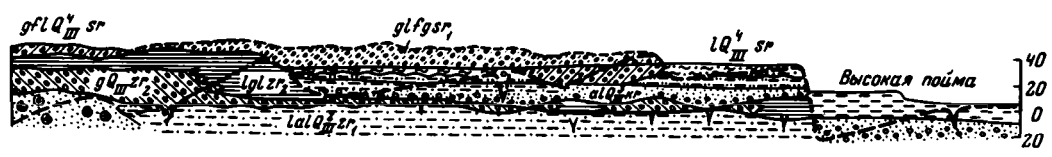
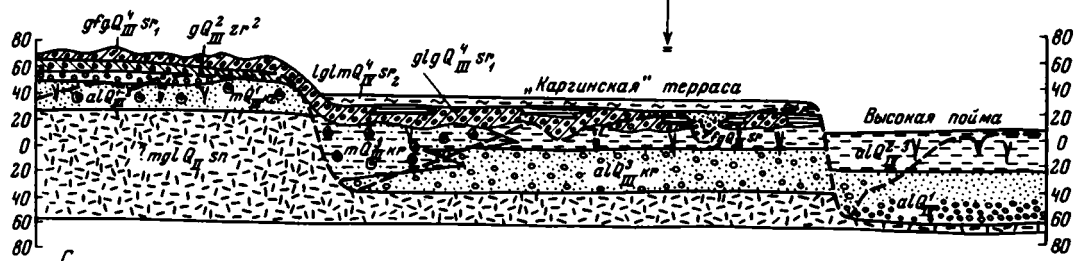
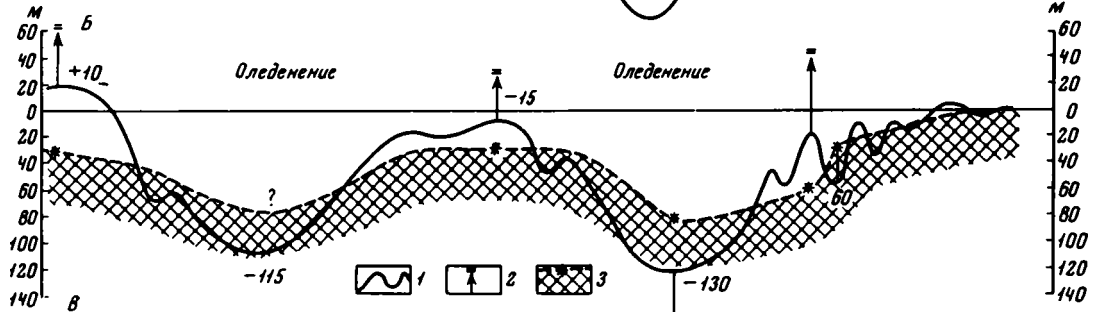
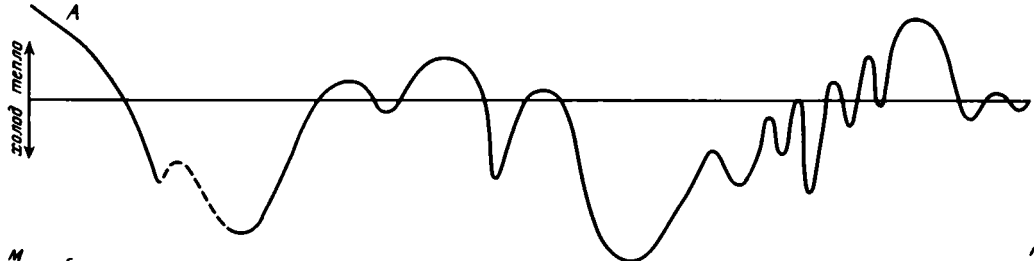
Новое крупное позднеплейстоценовое — сартанское оледенение во время максимальной гыданской стадии охватило широкую территорию Приенисейского Севера. Соотношение его с более древним зырянским ледниковым покровом осталось невыясненным. Судя по распространению песчано-галечных, преимущественно водно-ледниковых отложений, озерно-ледниковых и других краевых форм рельефа (Архипов, 1969, фиг. 22), южная граница сартанского оледенения была близка к границе более древнего — зырянского.

В низовьях Енисея началу сартанского оледенения отвечает, по-видимому, образование мощных ледяных жил в верхах каргинского аллювия. Возможно,

тыс. лет. 0

50 40 30 20 15 10 5

Казанское межледниковье	Зырянское оледенение	Каргинское межледниковье				Сарганское оледенение				Голоцен	
	Стадии ?	Раннее потепление	Раннее похолодание	Оптимум (малоэетское потепление)	Коншедрское похолодание	Позднее (лиловско-калословское) потепление	Гладные стадии			минимум	верхний
		Гыданская стадия	Интрегладия	Рыбачья стадия	Варварское потепление	Полупустынная стадия	Потепление 1	Потепление 2	Оптимум		



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

что оно происходило и в более раннее (коношельское) похолодание, около 33 000 л.н. В главную гыданскую стадию (около 20 000 - 17 000 л.н.) происходило накопление ледниковых и озерно-ледниковых отложений, залегающих на размытой поверхности каргинского аллювия. После отступления ледников (около 16 000 л.н.) талые воды образовывали узкие промоины по берегам Енисея, заполняя их флювиогляциальными галечниками и песками. Быстрое повышение уровня моря во второй половине сартанского оледенения привело к восстановлению трансгрессивных условий, формированию обширных приледниковых озер и опресненных морских заливов, в которых на некоторых участках Приенисейского Севера отлагались ленточновидные супеси с *Poptlandia arctica*. В абсолютном летоисчислении это падает примерно на 14 500-12 000 л.н. Выше по течению при деградации ледников в долине Енисея формировалась толща озерных алевроитов с базальными песками или тонким слоем галечников в основании, лежащая с размывом на различных горизонтах каргинского аллювия. По времени она, по-видимому, отвечает позднеледниковой ингрессии на севере, во всяком случае первой его половине. Во внеледниковых областях во время сартанского ледниковья происходило накопление песчаного аллювия I террасы в приледниковой зоне и перигляциального аллювия I (II) террас в среднем течении Енисея.

Новый глубокий врез и образование уступа каргинской террасы на севере произошли в результате резкого и кратковременного понижения уровня во время последней норильской стадии сартанского оледенения (около 11 000 л.н.), сочтёвшегося с поднятием суши в прибрежной полосе Карского моря. Этот врез был наиболее глубоким: подошва аллювия на площадях развития высоких пойм залегает на глубине около 60 м, что даже с учетом мощностей современного аллювия в приустьевой части Енисея свидетельствует о переуглублении долины.

Последующий подъем и небольшие колебания уровня моря в голоцене определили процесс накопления аллювия высоких пойм. Раннему теплomu отрезку голоцена отвечает, по-видимому, накопление нижних горизонтов аллювия, а концу оптимума (около 4500 л.н.) - самых низов видимой части разреза. Последовавшее затем похолодание вызвало новую волну мерзлотных деформаций -

Рис. 58. Схема абсолютной хронологии главнейших геологических событий позднего антропогена в бассейне р. Енисей

А - схематическая кривая изменения климата; Б - схематическая кривая изменения уровня Карского моря и древних береговых линий; 1 - кривая изменения уровня Мирового океана по литературным данным (см. рис. 57); 2 - зафиксированное современное положение древних береговых линий в приустьевой части Енисея и амплитуда их изменения по сравнению с древним уровнем моря; 3 - гипотетическая кривая колебания суши в приустьевой части Енисея (относительно современной береговой линии); В - принципиальная схема строения долины Енисея в приустьевой части; Г - то же на отрезке Игарка - Туруханск и в приледниковой зоне; Д - то же в среднем течении Енисея (район Красноярска, северная часть Минусинской котловины). 1 - морские и ледниково-морские супеси с валунами; 2 - морские пески с *Cyprina islandica*; 3 - дельтовые галечные косослоистые пески; 4 - русловые галечники и пески; 5 - пойменные алевроиты, пески, торф; 6 - перигляциальный аллювий; 7 - морские пески и алевроиты с *Astarte borealis*; 8 - морена; 9 - ледниковые и водно-ледниковые песчано-галечно-валунные отложения; 10 - озерно-ледниковые ленточные глины и алевроиты; 11 - отложения приледниковых озер и опресненных заливов с *Portlandia arctica*; 12 - озерные супеси и глины; 13 - флювиогляциальные галечники и пески; 14 - коренные породы; 15 - криогенные нарушения; 16 - линия, показывающая динамику геологических процессов во времени (см. текст)

Тыс. л. н.	Стратиграфические подразделения	Климат	Ледниковая область				Внеледниковая зона	
			Ледниковые события	Положение береговой линии Карского моря в прустьевой части Енисея по отношению к современной   к древней суше		Прибрежная зона		Красная ледниковая зона
				Процессы, протекавшие в долине Енисея и его притоков				
0  5	Поздний Голоцен	Умеренно теплый	Подъёмки в горах?	Близкое, с амплитудой колебаний $\pm 5$ м		Формирование низких пойм		
		Позднеголоценовое похолодание				Умеренно холодный	Накопление видимой части аллювия высоких пойм. Образование ледниковых жел в верхней части аллювия	Накопление верхней части аллювия высоких пойм
		Оптимум				Теплый (теплее современного)	Накопление нижних горизонтов аллювия высоких пойм	
	Ранний Голоцен	Новосанчуговское похолодание	Умеренно теплый	-15 м	Близкое			
		2-е потепление	Теплый (теплее современного)	-10 м	+5 м			
	10	оледенение	Питско-игаркинское похолодание	Умеренно холодный	Подъёмки в горах?	-40 м		
			1-е потепление	Умеренно теплый		-15 м	+8 м	
Норильская стадия	Холодный (ледниковый)		Оледенение в горных областях	-80 м	$\approx -30$ м	Врез	Врез	
Таймырское потепление	Умеренно теплый, влажный			$\approx -25$ м	+40 м	Накопление осадков опресненных заливов и озерно-ледниковых глин		Накопление озерных и перигляциально-озерных отложений
	Кокоревское потепление	Умеренно холодный					Врез и накопление аллювия I террас	
		Умеренно теплый, влажный					Врез и накопление аллювия I террас	



15	Сергачское	Ньянцкая стадия	Холодный (ледниковый)	Последнее крупное наступание	Колебания $\approx -70$ м	Колебания $\approx +20$ м	Врез и накопление флювиогляциальных отложений в небольших погребенных долинах	Размыв	Накопление перигляциального аллювия I (II) террас		
		Интерстадиал		Отступление края ледника	$\approx -70$ м	$\approx -15$ м	Накопление ледниковых и озерно-ледниковых отложений				
		20		Главная (гыдакская) стадия	Максимальное распространение ледников	-130 м	-50 м?				
30	Каргинское межледниковье	Липовско-новоселовское потепление	Умеренно теплый, влажный		-40 м?	-10 м?	Размыв	Размыв	Врез и накопление нормального аллювия I (II) террас		
		Коношальское похолодание	Холодный, близкий к ледниковому		-50 м?	-20 м				Накопление перигляциального аллювия каргинской террасы. Криогенные нарушения	Накопление перигляциального аллювия II (III) террас
		40	Оптимум (малохетское потепление)	Теплый (межледниковый)		$\approx -18$ м				$\approx +20$ м	Накопление верхних горизонтов каргинской террасы. Отложение морских осадков в прибрежной зоне
Раннее похолодание	Умеренно холодный?		$\approx -25$ м	$\approx +10$ м	Врез и накопление нижних горизонтов аллювия каргинской террасы						
Раннее потепление	Умеренно теплый?				Отложения морских осадков в прибрежной зоне						
$\geq 50$	Зырянское оледенение	Стадия(?)	Холодный (ледниковый)	Оледенение	$\approx -115$ м	$\approx -30$ м	Накопление ледниковых и водно-ледниковых отложений	Образование подпруженного водоема	Накопление перигляциального аллювия III (IV) террас		
							Накопление аллювиальных отложений с криотурбациями				
		Казанцевское межледниковье	Теплый (межледниковый)		$\approx +15$ м	$\approx +50$ м	Отложение толщи морских песков		Врез и накопление нормального аллювия III (IV) террас		

образование ледяных жил в средней части пойменного аллювия на северных территориях.

Во внеледниковых районах формирование низких террас протекало несколько иначе. Во время позднесартанских интерстадиалов (кокоревского и таймырского потеплений) произошли врез и накопление нормального аллювия первых террас; разрез их венчает лачка перигляциального аллювия, отвечающая норильской стадии оледенения на севере. Морфологическое оформление уступа I террасы и накопление аллювия пойм происходило уже в голоцене.

Так на современном уровне знаний в сугубо схематическом виде представляется хронология основных процессов, протекавших в долине Енисея в позднечетвертичное время.

Приведенные материалы по хронологии геологических событий позднего антропогена Приенисейской Сибири сведены в табл. 4. На рис. 58 (В-Д) сделана попытка изобразить динамику геологических процессов, протекавших в долине Енисея на различных отрезках. В схематических профилях вертикальный масштаб выдержан; горизонтальный масштаб – произвольный и не отражает истинного соотношения ширины террас в природе. На всех трех профилях более древние террасы располагаются слева, более молодые – справа, в соответствии с временной шкалой. Уступы террас, показанные жирной пунктирной линией, привязаны к абсолютной шкале; иными словами, время их формирования определяется положением их относительно этой шкалы. Также привязаны к абсолютной шкале и все три пунктирные линии в целом, проведенные по геологическим разрезам. Они показывают, какой из процессов, протекавших в долине Енисея (накопление аллювия, врез, формирование морен в период оледенения, криогенные нарушения и т.д.), был ведущим в данный отрезок времени. Точки пересечения жирного пунктира с вертикалью, опущенной из какой-либо точки временной шкалы, определяют, какие из этих процессов преобладали в данное время на каждом из трех участков долины. Таким образом, для каждого профиля данная линия как бы отражает динамику геологических процессов во времени.

При рассмотрении этой схемы особенно отчетливо выступает разновременность некоторых процессов для отдельных участков долины Енисея. Прежде всего это относится к врезу и образованию уступов террас. В приустьевой части (см. рис. 58, В) процессы врезания и накопления аллювия начиная с позднезырянского времени были обусловлены положением береговой линии. Первый глубокий врез совпал с освобождением территории от ледникового покрова в конце зырянского времени и начале каргинского межледниковья, когда уровень моря был еще достаточно низким. Второй врез совпал с понижением уровня моря и установлением регрессивных условий на границе поздне- и послеледниковья. Два наиболее крупных понижения моря – в главные фазы зырянского и сартанского оледенений – не могли сказаться на эрозионных процессах, так как в это время в низовьях Енисея существовали покровные оледенения. Накопление мощной толщи каргинского аллювия и прибрежных морских осадков происходило при относительно высоком положении уровня моря и еще достаточно низком положении суши, определенными трансгрессивными условиями в прибрежной полосе Карского моря. Накопление голоценового аллювия происходило при близких соотношениях уровней моря и древней суши и при общем совпадении (с небольшими отклонениями) знака их движения.

Выше по течению проявляются уже другие факторы, определившие процессы врезания и осадконакопления, – прежде всего динамика стока, которая в свою очередь была обусловлена таянием ледников и изменениями климата. Врезы здесь падают преимущественно на ранние отрезки потеплений. Теплому времени отвечает накопление нормального аллювия. В холодные отрезки времени развитие открытых ландшафтов способствовало увеличению твердого стока и накоплению перигляциального аллювия, венчающего разрез надпойменных террас. Таким образом, во внеледниковых областях отчетливо выступает ведущая роль климатического фактора при формировании речных террас.

Мы далеки от убеждения, что нарисованная схема развития долины Енисея полностью отвечает истинной картине протекавших в ней геологических процессов. И это связано не только с недостатком фактического материала. Нет сомнения, что в природе все происходило значительно сложнее и многообразнее. В первую очередь это относится к противопоставлению врезов осадконакопления, которые в действительности протекали взаимосвязанно. Мы были вынуждены прибегнуть к подобному искусственному приему только лишь с целью показать преобладающее направление геологических процессов в тот или иной отрезок времени и связь их с крупными ледниковыми и климатическими событиями позднего антропогена.

Подобный геохронологический анализ позволил выявить, насколько различно протекали одни и те же процессы во времени (даже в пределах такой небольшой и замкнутой территории, как речная система), несмотря на четкую синхронность климатических изменений в различных широтных зонах.

## ХРОНОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ СОБЫТИЙ ВЕРХОЯНЬЯ

Геохронологические исследования в бассейне Нижней Лены проводились в 1966 г. автором совместно с Л.Д.Сулержицким и В.В.Колпаковым (3-я экспедиция ВАГТ). Были изучены разрезы верхнечетвертичных отложений и отображены образцы торфа и древесины по р. Ундюлюя – правому широтному притоку Лены, берущему начало с Верхоянского хребта и пересекающему Приверхоянский горный прогиб, а также по самой Лене в районе Жиганска. Сборы образцов на  $C^{14}$  были продолжены В.В.Колпаковым в 1967–1968 гг. в бассейне Нижней Лены и по р. Алдан. Некоторое количество образцов было представлено ранее В.В.Колпаковым, Н.Н.Бобринским и С.А.Гаркушей. В результате лабораторных исследований было получено 22 радиоуглеродные даты (рис. 59).

Выбор правобережья Нижней Лены в качестве одного из опорных районов Сибири для геохронологического изучения определялся большой полнотой геологического разреза верхнечетвертичных отложений и их хорошей изученностью. В течение многих лет на этой территории проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 партиями 3-й экспедиции ВАГТ. В результате этих исследований удалось весьма дробно расчленить четвертичные отложения Приверхоянья и выяснить стратиграфические соотношения отдельных толщ, в частности широко развитых в этом районе ледниковых образований. Однако геологический возраст многих из этих толщ оставался спорным, и в этом отношении у исследователей ВАГТ существовали значительные разногласия.

Привлечение радиоуглеродного метода для определения возраста верхнечетвертичных отложений оказалось очень плодотворным. Полученные радиоуглеродные даты не только внесли ясность во многие спорные вопросы стратиграфии, но существенно изменили прежние взгляды на историю геологического развития территории Приленской Якутии в целом. Это относится и к оледенениям, история которых в Приверхоянской горной стране предстала в существенно новом свете.

### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИВЕРХОЯНЬЯ

Ниже будет кратко охарактеризован разрез четвертичных отложений Приверхоянья в том виде, как он представляется в настоящее время, т.е. с теми коррективами, которые были внесены в него радиометрическими исследованиями (Кинд и др., 1971).

К самым древним нижнечетвертичным образованиям района относятся плохо сохранившиеся и малоизученные кварцево-кремневые аллювиальные галечники наиболее высокой, так называемой Черендейско-Тустахской террасы, залегающие на высотах 100–180 м. На р. Алдан с ними условно сопоставляются верхние горизонты 80-метрового уровня Мамонтовой горы. Они же выходят в цоколе более низкого 50-метрового уступа. Отложения охарак-



В результате многолетних исследований геологами ВАГТ в Приверхоянье было установлено присутствие шести разновозрастных морен, а в Верхоянском хребте, кроме того, до четырех генераций краевых моренных сооружений в троговых долинах.

Наиболее древняя морена отнесена всеми исследователями к самаровскому оледенению. Эта морена по сравнению с более молодыми моренами занимает меньшую площадь, что не согласуется с представлениями ряда геологов (Баранова и др., 1968; Русанов, 1968; и др.) о максимальном распространении в Приверхоянье самаровского оледенения. Самаровская морена наблюдалась только в береговых обрывах правых притоков Лены — р. Уель-Синтэх (Галабала, 1967) и р. Бегиджян, а также в скважине, описанной Л.М.Натаповым в бассейне р. Ундюлон. Реки Лены самаровский ледник достигал, по-видимому, только в районе оз. Улахан-Кюель. Лена в то время текла восточнее, по древней Собопол-Синтехской долине, примерно на 50 км ближе к Верхоянскому хребту, чем сейчас (Колпаков, 1966). При этом возникла ледниковая подпруда, выше которой в Собопол-Синтехской долине отложилась мощная толща глин с "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами, в которых резко преобладает пыльца кустарниковой березы и трав. Эти глины были вскрыты скважиной на р. Менкере около устья р. Менкеречен. Перед ледниковым фронтом во время самаровского оледенения располагалась обширная холодная пустыня, следы которой сохранились либо в виде горизонта кварцево-кремневых ветрогранников (окрестности Жиганска и другие местонахождения), либо в виде дюнных косо-слоистых песков (правый берег Лены между Якутском и устьем Алдана). Золовые отложения обычно налегают на толщу бестяхского аллювия.

Стратиграфически выше самаровской морены залегает своеобразная аллювиальная и озерно-аллювиальная толща, представленная горизонтально- и косо-слоистыми песками с редкими прослоями заиления, реже супесью. Разрез обычно начинается либо с песка, либо с иловатых пород и в исключительных случаях — с базального галечника. Эта толща слагает верхнюю часть разреза 25–60-метровой Бестяхской террасы. На Нижней Лене ими заполнена древняя Линде-Хоруонская долина, протягивающаяся через бассейны рек Линды и Хоруонки. На левобережье Лены ими покрыта равнина около Жиганска. На Алдане они выделяются в виде верхней аллювиальной свиты 50-метрового уровня Мамонтовой горы. Подошва толщи неровная и представлена либо тобольскими аллювиальными отложениями, либо самаровскими золовыми песками. Общая мощность ее достигает 50 м. Диапазон высот, в котором встречены описываемые отложения, 45–170 м. По мнению В.В.Колпакова, накопление толщи произошло при занесении наносами долинных днищ, террас и низких берегов Ленской речной системы, возможно, в условиях подпруды, связанной с подъемом уровня Ледовитого океана. На реках Линде и Суоле в этих отложениях известны находки костей раннего мамонта. Судя по фауне и положению толщи между самаровским горизонтом ветрогранников и мореной зырянского оледенения (левый берег Лены около Жиганска), формирование ее продолжалось в течение мессовского и казанцевского времени. Признаки тазовского оледенения или тазовского похолодания в указанных отложениях не обнаружены. Не встречены и заведомо тазовские морены в Приверхоянье и в пределах Верхоянских гор.

Следующая по возрасту зырянская морена относится к самому крупному оледенению Верхоянской горной страны. Ее можно наблюдать в нижнем течении многих правых притоков Лены и на левом берегу Лены в районе Жиганска. Морена эта основная, представлена темно-серыми, иногда буроватыми валунными суглинками мощностью несколько метров. Именно эту морену геологи ВАГТ ранее считали тазовской, а вышележащие межледниковые озерно-аллювиальные отложения, перекрытые третьей по счету мореной, — казанцевскими. Радиоуглеродное датирование указанных межледниковых отложений доказало их более молодой возраст, равно как и возраст ниже- и вышележащих морен.

Межледниковые озерно-аллювиальные отложения, залегающие на зырянской морене, имеют невыдержанный состав. Местами это серые пески,

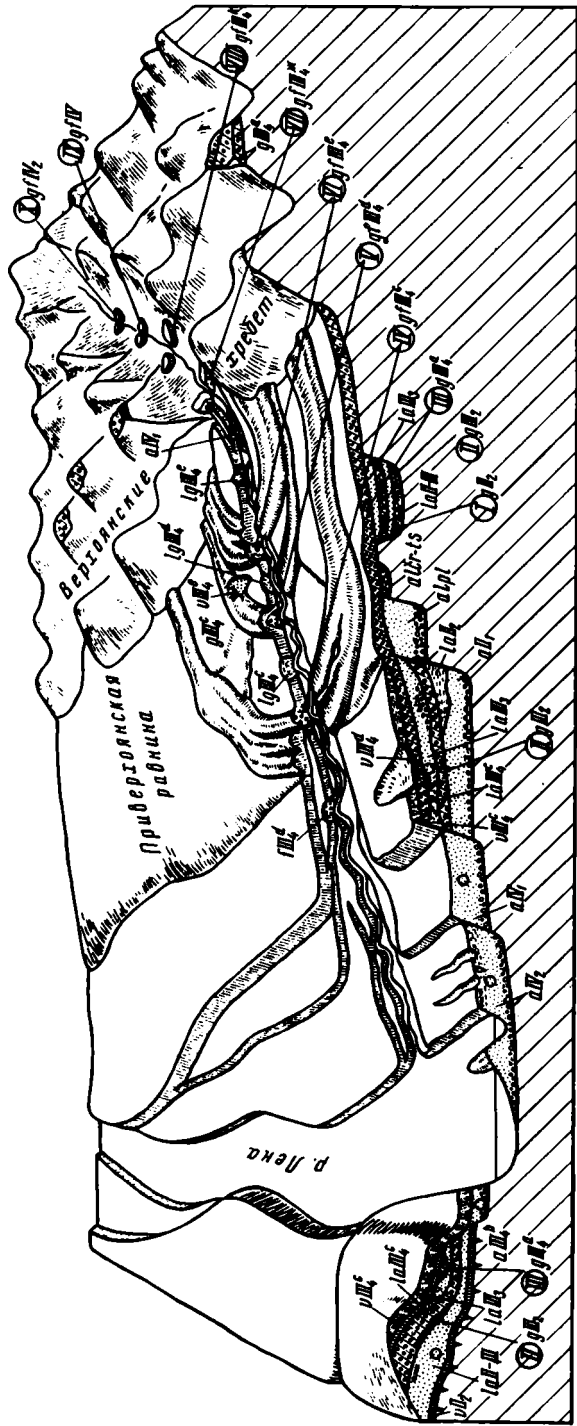
отличающиеся от более древних светлых песков примесью зерен аргиллитов и алевролитов, иногда – это галечники и валунники из пород, слагающих Верхоянский хребет, или темно-серые супеси и суглинки с линзами торфа и стволами плавника; нередко в разрезе наблюдается сочетание тех или иных перечисленных пород. Подошва резко неровная, высота ее колеблется в пределах нескольких десятков метров, достигая абсолютной отметки 120 м. Мощностью отложений до 40 м, но часто она не превышает нескольких метров. Пространственно межледниковые осадки тяготеют к долинам Лены и Алдана и редко встречаются по притокам. Примечательно, что, несмотря на распространение в составе этих отложений галечников и даже валунников, подстилающая их морена оказалась практически неразмытой. Это может косвенно указывать на то, что накопление толщи происходило в условиях подпруды Лены, связанной, возможно, с трансгрессией на севере. Межморенные отложения содержат остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса позднего типа с поздним мамонтом, короткорогим бизоном и др.

Третья по возрасту морена относится к кратковременной, так называемой жиганской стадии, которая охватывала почти такую же площадь, как и зырянское оледенение. Ее маломощные морены местами достигают Лены и Алдана (Куранах-Эльгекенское, Ихененское обнажения). Около Жиганска и южнее, около пос. Баханы, ледник, по-видимому, переходил на левый берег Лены и оставил россыль эрратических валунов, обработанных ветром, превращенных в ветрогранники и погребенных под более молодыми озерно-аллювиальными супесями и суглинками. Непосредственно переход основной морены в горизонт ветрогранников наблюдается в обнажениях нижнего течения рек Собопол и Оручан.

Морена жиганской стадии – только основная и представлена серыми и темно-серыми валунными суглинками мощностью несколько метров. В долинах Лены и Алдана она залегает на описанных выше межморенных отложениях, а ближе к Верхоянским горам – на коренных породах и выходит на поверхность. Граница распространения ледника жиганской стадии, как правило, точно не прослеживается. Эта стадия, несмотря на охват большой территории и полупокровный характер оледенения как в горах, так и на равнине, была слишком кратковременной, чтобы оставить конечноморенные образования. Только между реками Собопол (Соболах-Маян) и Менкере вблизи Лены, где ледник встретил препятствие в виде обращенного к нему уступа и был остановлен, мощность ледниковых отложений возрастает, появляются камы и другие элементы конечноморенного рельефа.

В ледниковые и пустынные отложения жиганской стадии оледенения вложен аллювий второй 20–30-метровой террасы Лены, имеющий ограниченное распространение. Аллювий представлен базальным галечником, русловыми песками, старичными супесями и суглинками. Высота цоколя 6–10 м. Аллювий, как и жиганская морена, перекрыт озерно-аллювиальными супесями, синхронными следующей более молодой улахан-кюельской стадии оледенения.

Четвертая, пятая и шестая морены принадлежат улахан-кюельской, сигенехской и сегемдинской стадиям. Для них не установлено разделяющих межморенных образований, все три морены не погребены и выходят на поверхность. Разделение стадий проводится преимущественно по геоморфологическим признакам. С улахан-кюельской и сегемдинской стадиями связаны четко выраженные в рельефе конечноморенные амфитеатры, расположенные напротив выхода из гор троговых долин рек Келе, Тумара, Дянышка, Ундюлюч, Собопол, Нимингдэ, Джарджан и др. Конечноморенные образования промежуточной сигенехской стадии выделяются только на некоторых реках – Собопол, Нимингде, Джарджан. В строении амфитеатров выделяются моренные валы, сложенные ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями пестрого состава, суммарной мощностью около 100 м, и внутренние части – отстойники, выполненные внизу галечниками, выше – песками, переходящими иногда в супеси. Мощность подобных водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений достигает





иногда 50 м. Расположение амфитеатров концентрическое, связанное с последовательным уменьшением размеров ледников. Внутри моренного амфитеатра улахан-кюельской стадии находится крупнейшее озеро Приверхоянья - Улахан-Кюель; сигенехская стадия получила свое название по левому притоку р. Собо-пол - р. Сигенех, сегемдинская - по крупному озеру Сегемде в бассейне р. Ундюлон.

С мореной улахан-кюельской стадии сопоставляется горизонт ископаемых ветрогранников, прослеживаемых в долине Лены от устья Вилроя до пос. Кюсюр. Материалом для выветривания служила преимущественно морена жиганской стадии. Поэтому по своему пестрому составу он резко отличается от более древнего самаровского горизонта ветрогранников, представленных исключительно кварцево-кремнистыми породами.

Рис. 60. Схема залегания морен в Верхоянском хребте, на Приверхоянской равнине и в долине р. Лены (по В.В.Колпакову)

Возраст отложений. Раннечетвертичные:  $aI\ c_{r-ts}$  - аллювий черендейского - тустахского горизонтов;  $aIpl$  - аллювий пеледуйского горизонта. Средне-четвертичные:  $aII_1$  - аллювий тобольского горизонта;  $gII_2$  - морена самаровского оледенения (морена I);  $vII_2$  - эоловые отложения самаровского горизонта. Средне-позднечетвертичные;  $la\ II-III$  - озерно-аллювиальные мес-совско-казанцевские (возраст по  $C^{14}$  > 45 000 л.н.). Позднечетвертичные:  $gIII_2$  - морена зырянского оледенения (морена II);  $la\ III_3$  - озерно-аллювиальные отложения каргинского горизонта (возраст по  $C^{14}$  от 37 300±700 до 33 300±40 л.н.);  $gIII_4^a$  - морена жиганской стадии сартанского оледенения (морена III);  $aIII_4^b$  - аллювий нижнеленского межстадиала (возраст по  $C^{14}$  30 000±300 и 29 500±250 л.н.);  $gf\ III_4^c$  - конечноморенные отложения улахан-кюельской стадии сартанского оледенения (морена IV);  $lg\ III_4^c$  - озерно-ледниковые отложения улахан-кюельской стадии;  $vIII_4^c$  - эоловые отложения улахан-кюельской стадии;  $la\ III_4^c$  - озерно-аллювиальные отложения улахан-кюельской стадии;  $gf\ III_4^d$  - конечноморенные отложения сигенехской стадии сартанского оледенения (морена V);  $lg\ III_4^d$  - озерно-ледниковые отложения сигенехской стадии;  $vIII_4^d$  - эоловые отложения сигенехской стадии;  $fIII_4^d$  - водно-ледниковые отложения сигенехской стадии;  $gf\ III_4^e$  - конечноморенные отложения сегемдинской стадии сартанского оледенения (морена VI);  $lg\ III_4^e$  - озерно-ледниковые отложения сегемдинской стадии (возраст по  $C^{14}$  15 830±60 и 15 100±60 л.н.);  $vIII_4^e$  - эоловые отложения сегемдинской стадии;  $gf\ III_4^k$  - конечноморенные отложения позднего сартана? (морена VII);  $gf\ III_4^k$  - конечноморенные отложения позднего сартана? (морена VIII);  $aIV_1$  - аллювий I террасы позднесартанский - раннеголоценовый (возраст по  $C^{14}$  от 10 325±35 до 6200±50 л.н.);  $gf\ IV_1$  - конечноморенные отложения раннего голоцена? (морена IX);  $gf\ IV_2$  - конечноморенные отложения позднего голоцена? (морена X);  $aIV_2$  - аллювий поймы, поздний голоцен (возраст по  $C^{14}$  6700±50 и 1650±40 л.н.).

Состав отложений: 1 - валунные суглинки; 2 - галечники; 3 - пески; 4 - супеси и суглинки; 5 - ветрогранники; 6 - торф и растительный детрит; 7 - лед; 8 - псевдоморфозы по жильным льдам; 9 - коренные породы; 10 - места взятия проб на  $C^{14}$

Ко времени улахан-кюельской стадии В.В.Колпаков относит формирование толщи озерно-аллювиальных супесей и суглинков, содержащих обильные ископаемые лды. Супеси и суглинки залегают на коренных отложениях и различных четвертичных толщах, в том числе на морене жиганской стадии, аллювии II террасы Лены и на горизонте ископаемой пустыни. Их мощность колеблется в пределах 4–15 м, но местами достигает 40 м. Подошва этих отложений непостоянная, а поверхность неровная. Местами подошва опускается до нескольких метров над урезом Лены и Алдана, местами поднимается до 100–145 м. Диапазон абсолютных высот, в котором залегают супеси и суглинки, 30–145 м. Озерно-аллювиальные супеси и суглинки выделяются в Якутии обилием ископаемой фауны, принадлежавшей к верхнепалеолитическому комплексу позднего типа.

От моренных окончаний сигенехской стадии вниз по крупным правым притокам р. Лены – Ундюлочу, Оручану, Собополу, Менкере и другим прослеживается флювиогляциальная терраса высотой 12–22 м, сложенная в основном галечниками и иногда, в верхней части, песками. Большая мощность отложений отличает ее от современного аллювия тех же рек. Эта терраса возникла после вреза рек в озерно-аллювиальный супесчано-суглинистый покров, зандровые и ледниковые отложения улахан-кюельской стадии оледенения.

В низовьях рек Оручан, Ундюлон, Бегиджян и других на полосе шириной до нескольких километров, параллельной Лэне, покров озерно-аллювиальных супесей и суглинков развеван, и здесь встречаются небольшие песчаные дюны. Развевание на этой полосе также связывается по времени с сигенехской стадией.

В троговых долинах Верхоянских гор В.М.Крутем были установлены четыре разновозрастные морены (верхоянья долины р. Нимингде). В ряде других долин также наблюдались сходные валы (от одного до трех).

В ледниковые и водно-ледниковые отложения сегемдинской и более древних стадий позднечетвертичных оледенений вложены верхне- и послеледниковые аллювиальные отложения I надпойменной террасы, хорошо прослеживаемой по всем правобережным притокам Нижней Лены. Высота ее колеблется от 6–7 до 10 м, доколь располагается ниже уреза реки. Аллювиальные накопления сложены преимущественно русловыми галечниками, гравийными песками, а в верхней части – хорошо промытыми песками. С этой террасой В.В.Колпаков связывает находки костей крупных млекопитающих, принадлежащих позднему варианту верхнепалеолитического комплекса. Однако это требует проверки в свете полученных дат по C<sup>14</sup>.

К верхам плейстоцена и голоцену относятся и озерные отложения, накопившиеся в западинах моренного рельефа, среди полей развития озерно-аллювиальных супесей и на поверхности низких террас и пойм. Они представлены супесями, суглинками, торфом, реже песками.

Соотношение описанных толщ и всех 10 морен Приверхоянья показано на блок-диаграмме (рис. 60).

#### **РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ВЕРХНЕАНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИВЕРХОЯНЬЯ**

Радиоуглеродному датированию подвергались образцы древесины и торфа из следующих толщ верхнеантропогенных отложений Приверхоянья: 1) мессовско-казанцевских озерно-аллювиальных отложений; 2) межледниковых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений, залегающих между зырянской и жиганской моренами; 3) аллювиальных отложений II террасы р. Лены; 4) озерно-ледниковых отложений сегемдинской стадии; 5) аллювиальных отложений первых надпойменных террас притоков Лены; 6) аллювиальных отложений высокой поймы; 7) отложений термокарстового озера. Распределение проб по площади показано на рис. 59.

Отложения мессовско-казанцевской толщи опробовались только в одном разрезе – на левом берегу Лены у устья р. Атыыр-Айян, где они выполняют древнюю Линде-Хоруонкскую долину. Эта толща залегает здесь на цоколе высотой около 10 м и сложена преимущественно желтовато-серыми средне- и тонкозернистыми песками и супесями с прослоями органики. В основании пески замещаются галечником и грубым песком. В них сотрудниками ВАГТ С.А.Гаркушей и Н.Н.Бобринским были собраны обильные остатки фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (*Equus caballus*, *Alces alces*, *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus* и др.). Здесь же встречены крупные обломки и целые стволы древесины, образец которой показал возраст по C<sup>14</sup> старше 45 000 л.н. (ГИН-154).

Межледниковые аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения датировались во многих разрезах по правым притокам Нижней Лены – рекам Ундюлон и Бюкээх, Оручан, Нимингде, Бегиджан, а также по р. Алдан – в Куранах-Эльгекенском обнажении. Как уже указывалось, эти отложения широко распространены на правобережье Лены, где они, как правило, залегают на морене зырянского оледенения. В ряде разрезов они в свою очередь перекрываются мореной жиганской стадии (рис. 61, I, II, разрезы на реках Оручан, Нимингде). На р. Ундюлон на них обычно ложатся озерно-аллювиальные супеси или ледниково-озерные черные пески, синхронные более молодой улахан-кюельской стадии оледенения. Особенность межледниковых отложений заключается в их крайнем литологическом разнообразии. Часто в основании залегают галечники и пески; иногда базальный галечник, очень маломощный, в виде тонкого слоя – в одну гальку. Верхнюю, большую, часть разреза слагают тонкие коричневатые супеси, часто с отчетливой горизонтальной слоистостью. В них, особенно в верхах толщи, обычно присутствуют прослой торфа мощностью до 1 м. Иногда на границе песков и супесей наблюдаются криогенные нарушения (рис. 61, V).

Подобная последовательность напластования не всегда выдерживается: нижние горизонты нередко отсутствуют, вся толща представлена супесями с прослоями торфа (рис. 61, I). В некоторых разрезах галечники залегают в непосредственной близости от уровня реки (рис. 61, IV, VI, VII). В этом случае можно предположить, что подстилающая их зырянская морена либо размыта, либо скрыта под урезом реки. Подобная литологическая невыдержанность межледниковых отложений в разрезе и в плане свидетельствует о сложном и быстро изменявшемся режиме и конфигурации водных потоков и водоемов, в которых отлагалась эта толща, а преобладание в ней супесей и торфов – о накоплении большей части осадков в условиях подпруженных бассейнов.

Из прослоя торфа в этой толще на р. Нимингде (см. рис. 61, IV) С.А.Гаркушей были получены спорово-пыльцевые спектры, в которых резко преобладает пыльца древесных пород, в том числе *Betula sect. Albae*. Изучение макрофлористических остатков привело С.Я.Каца и С.В.Каца к заключению, что накопление торфа происходило при климатической обстановке, близкой к современной или несколько более благоприятной. То же показывает и состав богатого комплекса диатомовых водорослей, представленных бореальными, северобореальными и южнобореальными формами. Лежащие выше в этом же разрезе темно-серые супеси и черные пески, напротив, характеризуются преобладанием в спектрах пыльцы трав (до 90 %) наряду с пыльной кустарниковой березы и ольхи. Диатомовые водоросли в них отсутствуют. Условно они могут быть отнесены к озерно-ледниковым отложениям улахан-кюельской стадии, выполняющим внутреннюю часть связанного с ней моренного амфитеатра. Древесина из торфа в этом разрезе показала радиоуглеродный возраст 40 700±380 л.н. (ГИН-149).

Для межледниковых отложений на левобережье Нижней Лены было получено еще 10 радиоуглеродных дат в интервале от 33 600±400 (ГИН-339) до 37 300±700 л.н. (ГИН-343) (см. рис. 61, I–III, V–VIII). Близкой оказалась дата 33 300±400 л.н. (ГИН-352) для озерно-аллювиальных отложений в Куранах-Эльгекенском обнажении на Алдане. Здесь они залегают между двумя горизонтами мореноподобных валунно-галечных плотных бесструктурных супесей, которые В.В.Колпаков сопоставляет с зырянской и жиганской моренами Нижней Лены.

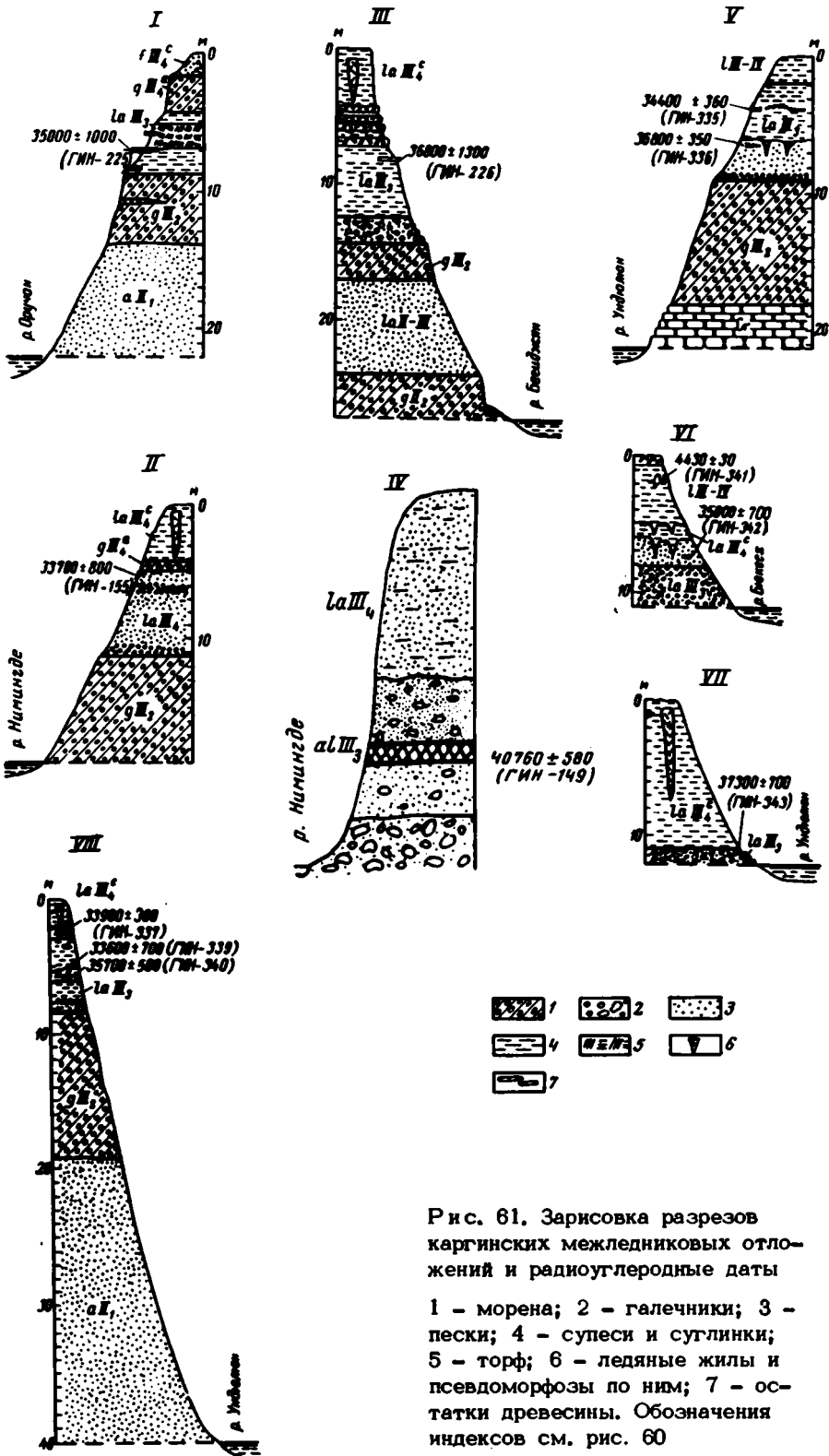
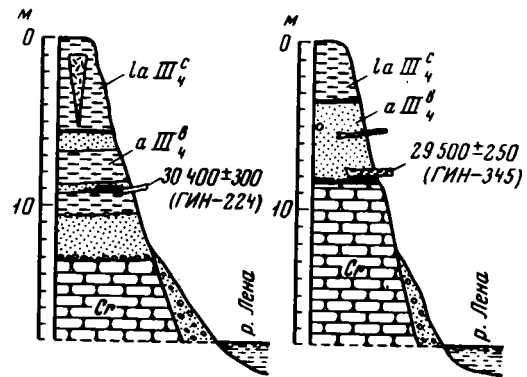


Рис. 61. Зарисовка разрезов каргинских межледниковых отложений и радиоуглеродные даты  
 1 - морена; 2 - галечники; 3 - пески; 4 - супеси и суглинки; 5 - торф; 6 - ледяные жилы и псевдоморфозы по ним; 7 - остатки древесины. Обозначения индексов см. рис. 60

Рис. 62. Датированные разрезы  
II террасы Лены у Жиганска

Условные обозначения см. рис.61



Полученные определения возраста межморенной толщи позволяют сопоставить ее с аллювиальными отложениями каргинской террасы Нижнего Енисея и их аналогами в других районах Западной и Центральной Сибири. Относительная узость интервала радиоуглеродных дат в Приверхоная объясняется, вероятно, случайностью отбора проб. Они отбирались не по всему разрезу, а только там, где встречалась древесина или торф, т.е. преимущественно из верхних горизонтов толщи. И тем не менее имеющиеся даты достаточно убедительно говорят о каргинском возрасте межморенной толщи. Хорошая сохранность морены, подстилающей каргинские отложения, свидетельствует о том, что накопление каргинских аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений происходило вскоре после деградации ледника, что дает основание отнести эту морену к зырянскому оледенению, а не тазовскому, как это полагали ранее.

**Аллювиальные отложения II террасы Лены.** Вторая надпойменная терраса высотой 20–30 м имеет ограниченное распространение и встречается в виде обрывков главным образом по левому берегу Лены. Она имеет цоколь высотой до 10 м, сложенный меловыми породами. На нем залегают преимущественно песчаный аллювий террасы с тонким слоем галечника в основании, общей мощностью до 6–10 м, который перекрывается толщей озерно-аллювиальных супесей и суглинков с ледяными жилами, синхронной улахан-жюельской стадии оледенения. Аллювий вложен в ледниковые и пустынные (горизонт ветрогранников) отложения жиганской стадии оледенения.

Для аллювиальных отложений II террасы вблизи Жиганска были получены две близкие радиоуглеродные даты по крупным стволам лиственницы из средней части аллювия (рис. 62). Первый образец, отобранный В.В.Колпаковым в 1964 г., показал возраст  $30\,400 \pm 300$  л.н. (ГИН-224); второй образец, отобранный в 1966 г. автором и Л.Д.Сулержицким, —  $29\,500 \pm 250$  л.н. (ГИН-345). Хорошее совпадение дат заставляет признать их достаточно надежными и позволяет уверенно сопоставлять аллювий II террасы Лены с позднекаргинским (липовско-новоселовским) потеплением, выделенным для более западных территорий Сибири<sup>1</sup>. Эти же даты в сочетании с датами из межморенных каргинских отложений позволяют уточнить возраст жиганской стадии оледенения. Можно с уверенностью сказать, что она началась после  $33\,000$  л.н., а окончилась до  $30\,000$  л.н. Если учесть, что даты ГИН-224 и 345 относятся к средней части аллювия II террасы, врезающего в ледниковые образования этой стадии, то время окончания жиганской стадии будет еще более древним, а продолжительность ее соответственно еще более короткой. Иными словами, жиганская стадия была дей-

<sup>1</sup>К этому же интервалу относится дата  $26\,000 \pm 1600$  л.н. (Мо-215) для чекуровского мамонта; труп животного извлечен из основания II 17–20-метровой террасы в низовьях Лены. Палинологические данные свидетельствуют о развитии в это время таежной флоры (Коржуев, Федорова, 1962).

ствительно очень кратковременной и вряд ли продолжалась более одного—двух тысячелетий. По возрасту жиганская стадия совпадает с четким и кратковременным похолоданием около 32 000 л.н., зафиксированным в бассейне Енисея в виде горизонта с криогенными нарушениями (коношельское внутрикаргинское похолодание).

Озерно-ледниковые отложения сегемдинской стадии формировались на р. Ундюлон в ее верхнем отрезке, там, где река пересекает внутреннюю часть амфитеатра, образованного конечноморенной дугой этой стадии. Они представлены мощной (до 50 м) толщей однообразных темно-серых, почти черных, слоистых, грубо- и среднезернистых песков, включающих прослои алевритистых песков с большим количеством растительных остатков, главным образом в виде обломков мелких веточек. Для верхней части разреза озерно-ледниковых песков сегемдинской стадии были получены хорошо сходящиеся между собой радиоуглеродные даты по растительному детриту —  $15\ 100 \pm 60$  (ГИН-332) и  $15\ 850 \pm 600$  л.н. (ГИН-333) (рис. 63). Эти даты отвечают второй половине сартанского ледникового. К сартанскому же оледенению относятся и две более древние стадии — улахан-кюельская и сигенехская, морены которых формировались во всяком случае после 29 000, а вернее всего после 26 000—25 000 л.н., если принять во внимание продолжительность внутрикаргинского липовско-новоселовского потепления для других районов Сибири.

Аллювиальные отложения первых надпойменных террас ленских притоков. Первые надпойменные террасы вложены в разновозрастные ледниковые и водноледниковые отложения всех стадий оледенения, начиная с VI сегемдинской и старше. Сама терраса начала оформляться только от конечноморенного вала VII стадии горного оледенения. Высота ее колеблется от 7—8 до 12—14 м. Она сложена преимущественно песчано-галечным материалом. Часто река подмывает старичные фации этой террасы с обилием стволов деревьев (древние завалы в притыловых частях террасы). Именно из этих отложений отбирались образцы древесины по рекам Ундюлон, Самалдыкан и Бегиджян, показавшие возраст по  $C^{14}$   $1092 \pm 35$  (ГИН-153),  $9260 \pm 70$  (ГИН-272),  $7100 \pm 40$  (ГИН-271) и  $6200 \pm 50$  л.н. (ГИН-222) (рис. 64). Исходя из этих дат, можно сказать, что I терраса начала формироваться в доголоценовое время, а накопление большей части осадков происходило главным образом в первую половину голоцена. Начало ее образования логичнее всего связывать с позднесартанскими потеплениями (между 13 000 и 11 000 л.н.), установленными для более западных районов Сибири. Вместе с тем морфологическое оформление ее, очевидно, началось не-

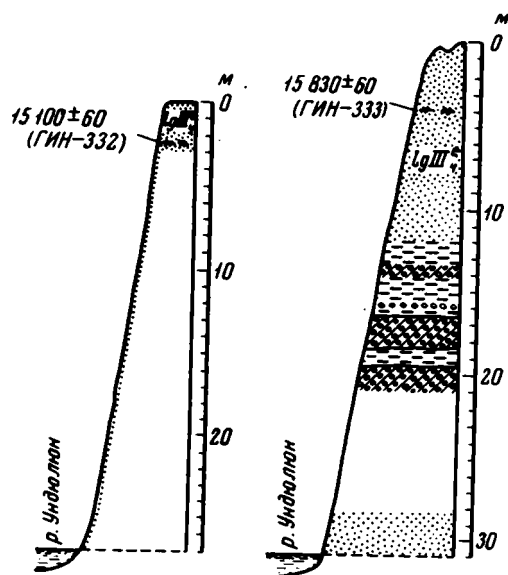


Рис. 63. Датированные разрезы озерно-ледниковых отложений сегемдинской стадии в верховьях р. Ундюлон

Условные обозначения см.рис.61

Рис. 64. Датированные разрезы  
первых террас притоков Лены  
Условные обозначения см. рис. 61

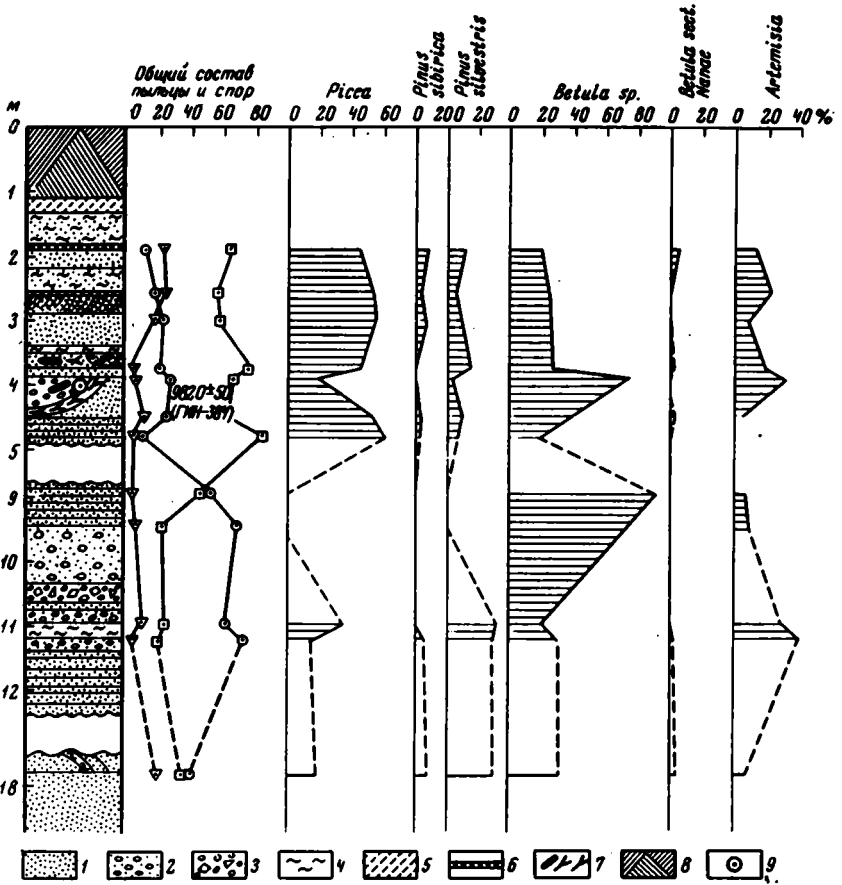
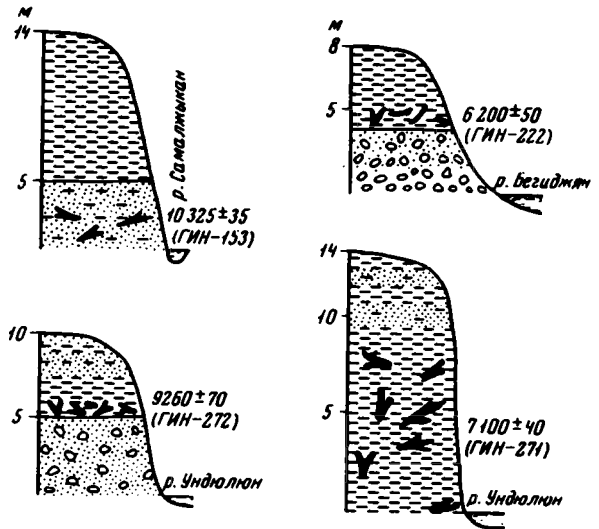


Рис. 65. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма террасы Лены у дер. Доброй (среднее течение). По И.Л. Шофман

1 - пески; 2 - галечные пески; 3 - галечно-щебнистые отложения; 4 - иловатые глины; 5 - пылеватые супеси; 6 - торф; 7 - обломки древесины; 8 - делювий; 9 - место взятия пробы на С.<sup>14</sup>

посредственно после распада ледников, сформировавших морену VII пояса, и спуска вод из связанных с ним приледниковых озер. Это может служить косвенным указанием на то, что возраст VII стадии должен быть не моложе 13 000 лет. На этом же основании следующая VIII морена условно сопоставляется с позднесартанским холодным интервалом, эквивалентными норильской стадии оледенения на севере; IX и X морены отвечают внутриголоценовым похолоданиям.

Позднесартанский – раннеголоценовый возраст первых террас подтверждается данными радиоуглеродного датирования I надпойменной 15–18-метровой террасы Лены в ее среднем течении. На рис. 65 представлены разрез и спорово-пыльцевая диаграмма для аллювиальных отложений этой террасы у дер. Доброй (материалы И.Л.Шофман, ЦНИГРИ). Кусок древесины из песчаных отложений террасы с глубины 4,5 м показал возраст  $9820 \pm 50$  л.н. (ГИН-384). На основании этой даты и приведенных на диаграмме палинологических данных можно предположить, что нижняя часть аллювия (ниже 9 м) формировалась в позднесартанское время, а верхняя – в раннем голоцене. Обращает на себя внимание изменение в составе спектров на уровне, из которого была датирована древесина. Они отражают резкое уменьшение в составе древесной растительности ели и сосны и увеличение роли березы, а среди трав – *Artemisia*, что указывает на ухудшение климатической обстановки. Заметим, что полученная дата (ГИН-384), определяющая возраст этого похолодания, хорошо согласуется с радиоуглеродными датами для раннеголоценового похолодания, зафиксированного в разрезе Приенисейского Севера.

Аллювиальные отложения высоких пойм. Высокая пойма развита повсеместно. Особенно большой ширины она достигает в низовьях правобережных притоков, где сливается с высокой поймой Лены. Верхняя часть разреза представлена типично пойменными осадками – переслаивающимися супесями, суглинками и песками или старичными фациями – плотными темными иловатыми глинами с обильными стволами плавника. В двух разрезах высокой поймы р. Ундюлон образцы древесины показали возраст по  $C^{14}$   $6700 \pm 50$  (ГИН-274) (среднее течение) и  $1560 \pm 40$  л.н. (ГИН-273) (верхнее течение).

Отложения термокарстовых озер распространены очень широко на площадях развития моренного рельефа и на поверхности террас. Разрез одного из термокарстовых озер изучен нами на левом берегу р. Бюкеех (правый приток р. Ундюлон) в 4 км выше устья (общее строение разреза см. рис. 61, VII). Озерные отложения, слагающие верхнюю часть разреза, ложатся на озерно-аллювиальные супеси предположительно улахан-кюельской стадии, которые в свою очередь перекрывают каргинские аллювиальные и озерно-аллювиальные песчаные отложения. На контактах всех трех толщ наблюдаются криогенные текстуры в виде следов кручения и псевдоморфоз по ледяным жилам. Сами термокарстовые озерные осадки имеют мощность до 5 м и сложены супесями с прослоями более песчанистого материала, насыщенными органикой и крупными пнями и стволами деревьев. Разрез венчается полуметровым торфяником. Древесина из средней части озерных супесей показала возраст  $4430 \pm 30$  л.н., указывающий на то, что накопление осадков началось во всяком случае в середине голоцена. Два горизонта криогенных нарушений можно сопоставить с какими-то из послекаргинских стадий оледенения.

#### **ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЕРХОЯНЬЯ И ПОЛОЖЕНИЕ ИХ В "АБСОЛЮТНОЙ" ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА СИБИРИ**

Приведенные материалы по геологии и "абсолютной" хронологии позднего антропогена Приверхоянья позволяют выявить некоторые особенности оледенения этой территории и сопоставить их с ледниковыми событиями на севере Западной и Центральной Сибири. Эти особенности следующие.



На исследованной территории не зафиксированы оледенения старше самаровского. Своеобразие этого оледенения в Приверхоянье заключается в его не-большом масштабе по сравнению с позднелайстоценовыми оледенениями. Вместе с тем целый ряд геологических фактов, в частности существование обширной приледниковой пустыни, свидетельствует о крупных палеогеографических изменениях, которые произошли в эпоху самаровского оледенения на территории Приленской Якутии. По той роли, которую эти изменения сыграли в общем ходе развития природы в позднем антропогене, они вполне сравнимы с ледниковыми событиями северных районов Сибири.

Следующее зырянское оледенение было максимальным в Приверхоянье и оставило после себя повсеместно развитую морену (II морена). Возраст его, равно как и число стадий этого оледенения, остался невыясненным. На основании имеющихся радиоуглеродных дат можно сказать только, что оно старше 40 000 лет и тем не менее по ряду высказанных выше соотношений мы считаем возможным сопоставлять его с зырянским оледенением на севере Приенисейской Сибири.

После этого оледенения наступил длительный (не менее 10 000 лет) теплый интервал, который отвечает первой половине каргинского межледниковья. Судя по повсеместному распространению межморенных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений и некоторым палеонтологическим данным, климат в это время был достаточно теплым, т.е. типично межледниковым. Можно предполагать, что ледники в это время отсутствовали даже в горах.

Непродолжительная жиганская стадия ознаменовалась весьма широким распространением ледников в пределах Приверхоянского прогиба и на правобережье современной Лены. Она запечатлелась в виде маломощной морены и шлейфа эрратических валунов, переходящего местами на левый берег Лены. Абсолютный возраст ее определяется интервалом между 33 000 и 30 000 л.н. Она, таким образом, совпадает по времени с коношельским внутрикаргинским похолоданием, выявленным в приенисейской части Сибири.

Последующему липовско-новоселовскому теплему интервалу отвечает интерстадиальное потепление между жиганской и улахан-кюельской стадиями оледенения Верхоянской горной страны, которое получило название нижнеленского потепления (Киנד и др., 1971). В геологической летописи оно запечатлелось формированием II террасы Лены. Начало его близко к 30 000 л.н. или несколько старше. Положение края ледников во время нижнеленского потепления осталось невыясненным. Исходя из общих соображений и сопоставлений, можно предположить, что ледниковые покровы и даже долинные ледники в это время полностью деградировали.

Следующая (холодная) эпоха ознаменовалась новыми крупными ледниковыми подвижками, отвечающими по времени сартанскому оледенению. Они оставили после себя систему конечноморенных форм рельефа и связанных с ними разнообразных ледниковых и водно-ледниковых отложений (морены IV-VIII). Как уже говорилось, между ними не обнаружено четких межстадиальных образований. Разделяющие их интервалы времени были, по-видимому, и краткими, и достаточно холодными. Поэтому отдельные стадии этого единого оледенения можно рассматривать скорее как осцилляции края ледника при общей тенденции его к сокращению. В этом отношении оно по типу близко к сартанскому оледенению Приенисейского Севера, с которым совпадает и во времени. Время окончания одной из его стадий - сегемдинской - близко к 18 000 л.н., а возраст более древних - сигеняхской и улахан-кюельской - стадий, несомненно, старше 17 000 л.н. Условно все три указанные подвижки ледника (морены IV-VI) по времени можно сопоставить с максимальной гыданской стадией сартанского оледенения, а более молодую VII подвижку - с ньпанской стадией на Енисейском Севере. Еще более условно VIII подвижку в Верхоянских горах можно коррелировать с норильской стадией, а IX и X - с ранне- и позднеголоценовыми похолоданиями.

На рис. 66 представлена схема распространения края ледников в различные эпохи оледенения Верхоянья. На рис. 67 (см. вкладку) дано сопоставление стратиграфии и абсолютной геохронологии позднего антропогена Приверхоянья и Приенисейской Сибири и приведены основные радиоуглеродные даты. При рассмотрении их бросается в глаза одновременность проявления крупных изменений климата и основных геологических и ледниковых событий. Имеется, однако, и различие в ходе оледенения обеих территорий. Прежде всего речь идет о кратковременной жиганской стадии, которая в Приверхоянье проявилась достаточно отчетливо и эквивалент которой неизвестен в северных районах Сибири.

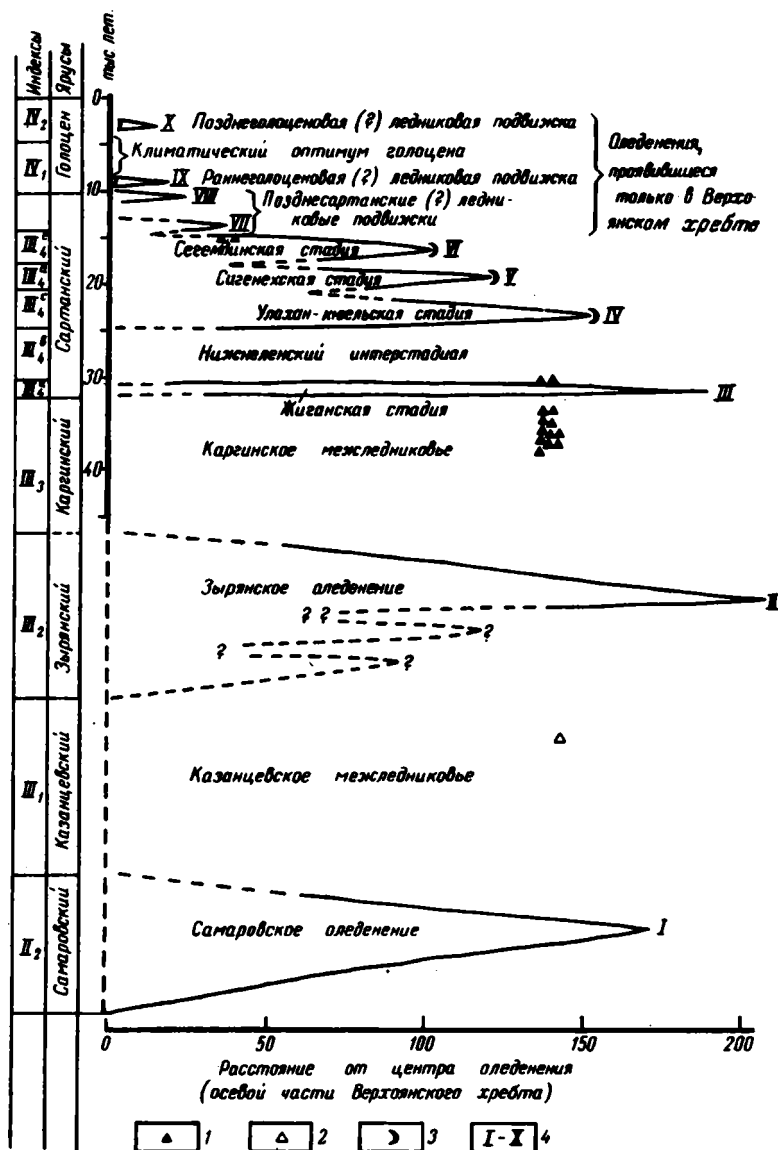


Рис. 66. Схема распространения края ледников в различные эпохи оледенения Верхоянских гор

Радиоуглеродные даты: 1 - конечные; 2 - "запредельные"; 3 - кончюморенные образования; 4 - номера морен (см. рис. 60)

В связи с этим возникает вопрос, к какому же оледенению – зырянскому или сартанскому – следует относить жиганскую стадию? От первого она отделена весьма длительным теплым интервалом, в течение которого накапливалась толща межморенных осадков. От собственно сартанского оледенения эта стадия также отделена четким интерстадиальным потеплением, которое проявилось в виде определенных геологических процессов – врезания рек и накопления аллювия вторых террас. Если следовать геохронологической схеме для Приенисейского Севера, то эту стадию следует считать внутрикаргинской, поскольку каргинское межледниковье для этих районов охватывает весь промежуток времени, разделяющий зырянское (50 000 л.н.) и сартанское оледенения (примерно от 25 000 до 10 500 л.н.) и включает несколько фаз потеплений и похолоданий. По времени последнее внутрикаргинское похолодание, около 32 000 л.н., почти точно отвечает жиганской стадии в Приверхоянье. В этом смысле ее логично считать внутрикаргинской. В то же время в жиганскую стадию, несмотря на ее кратковременность, оледенение распространилось шире, чем в любую из последующих стадий сартанского оледенения. В этом – специфика оледенений Приверхоянья, а возможно и других горных областей.

Следует ли, учитывая эту региональную особенность горного оледенения, создавать новую геохронологическую схему, отличную от схемы других районов Сибири? Нам представляется, что вопрос, где проводить границу между каргинским межледниковьем и сартанским оледенением, по сути своей не очень принципиален, как и всякий вопрос, связанный с границами в любых схемах, которые не столько отражают истинную картину развития природы, сколько наше современное представление о нем. И тем не менее эти схемы нужны прежде всего для взаимного понимания, для того, чтобы проводить широкие корреляции и иметь возможность выявлять особенности процессов, одновременно протекавших в природе на отдельных разобренных территориях, а также пытаться выяснить причину этих особенностей.

Каковы же причины специфики позднеплейстоценовых оледенений Приверхоянья, которые проявились не только в неожиданно широком распространении ледников жиганской стадии, но и в масштабе самаровского оледенения, значительно уступающего последующему зырянскому оледенению? При современном состоянии наших знаний о причинах оледенений вообще трудно ожидать исчерпывающего ответа на этот вопрос. Нам представляется, что кроме региональных особенностей развития климата Верхоянья, в частности изменения влажности – основной предпосылки роста ледниковых тел, большое влияние на ход оледенений могло оказывать высотное положение питающего центра, т.е. Верхоянского хребта. Вполне возможно, что во время самаровского оледенения абсолютные высоты гор уступали современным и что воздымание Верхоянских гор особенно интенсивно происходило в послесамаровское время. Все это, однако, остается пока в сфере предположений. Необходимо более тонко расшифровать во многом еще неясную историю климатов и неотектонических подвижек территории, прежде чем подойти к более обоснованному решению этих сложных вопросов.

На примере истории оледенений Приверхоянья можно еще раз видеть, что, несмотря на синхронность изменений климата в антропогене, вызванные этими изменениями геологические процессы, в первую очередь оледенения, могли проявляться весьма различно в различных частях континента.

### Глава V

## ПОЗДНИЙ АНТРОПОГЕН СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Северо-Американский континент в течение антропогена был ареной неоднократных материковых оледенений, распространявшихся далеко на юг. Поэтому неудивительно, что в основу стратиграфического расчленения четвертичных отложений с самого начала был положен принцип разделения их на ледниковые и межледниковые комплексы, или формации. Американские исследователи XIX в. впервые установили множественность четвертичных оледенений на территории штатов Висконсин, Иллинойс и Айова. Именно здесь ими были описаны и выделены все четыре комплекса ледниковых отложений Северной Америки – небраскский, канзасский, иллинойский и висконсинский и разделяющие их три межледниковые формации – афтонская, ярмутская и сангамонская.

Остановимся подробнее на истории выделения наиболее позднего – висконсинского – яруса, его расчленения и номенклатуры. Она может служить ярким примером того, как по мере накопления фактов и внедрения различных методов, в первую очередь радиоуглеродного, эволюционировали взгляды американских ученых на историю позднелейстоценовых оледенений, прежде чем была разработана и утверждена существующая сейчас схема подразделения позднего антропогена.

### К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ II РАДИОУГЛЕРОДНУЮ ХРОНОЛОГИЮ ВИСКОНСИНА

Впервые отложения, относящиеся к висконсинскому ярусу, были описаны Чемберлином в 1894 г. на севере Иллинойса и на юге Висконсина, где они вначале получили название западновисконсинской формации (Chamberlin, 1894), а год спустя были переименованы в висконсинскую формацию (Chamberlin, 1895). Позднее выяснилось, что к висконсинским отложениям Чемберлин относил только те ледниковые образования, которые сейчас классифицируются как средне- и верхневудфордские и валдерские. Более древние дофармдейльские образования, эквивалентные низам современного альтонского подъяруса, были выделены Чемберлином в самостоятельную западноайовскую формацию (табл. 5).

Первое сравнительно подробное описание и разделение висконсинских отложений было представлено в ставшей теперь классической монографии Леверетта (Leverett, 1899), посвященной ледниковым и межледниковым формациям территории Иллинойса и Висконсина. Он выделил два наиболее молодых оледенения – висконсинское и айовское, разделенные органогенными отложениями. "Айовские" морены в большинстве своем классифицируются сейчас как альтонские, а органогенные отложения, которые Леверетт называл позднесангамонскими, отвечают современному фармдейльскому подъярусу. Между сангамонскими (фармдейльскими) торфяниками Леверетт выделил "лэссы пеория" (современные лэссы мортон), развитые в центральном Иллинойсе, проводя над ними границу висконсин-

Таблица 5

Подразделение висконсинна по представлениям различных исследователей

Chamberlin, 1878	Chamberlin, 1894	Leverett, 1899			Leighton, 1933	Leighton, Willman, 1950	Leighton, 1957	Frye, Willman, 1960	Leighton, 1960	Frye, Willman a.o., 1968
Вторая ледниково-вая эпоха	Западно-висконсинская формация	Висконсин	Поздний	3 2 1	Манкэйто	Манкэйто	Валдерс	Валдерс	Оледенение валдерс Интергляциал ту-крикс	Валдерский подъярус
			Подъярусы	4 3 2 1	Кэри	Кэри	Манкэйто	Ту-крикс		Ту-крикский подъярус
Первая ледниково-вая эпоха		Висконсин	Ранний	4 3 2 1	Тэйзуелл	Тэйзуелл	Кэри	Вудфорд	Оледенение манкэйто Интергляциал баумен-вилл Оледенение кэри Интергляциал сент-чарльз Оледенение тэйзуэлл Интергляциал гардена Оледенение айова	Вудфордский подъярус
			Висконсин	Айова (лесс центрального Иллинойса)	Айова (лесс центрального Иллинойса)	Айова (лесс центрального Иллинойса)	Висконсин			
		Поздний сангамон (торфяники в центральном Иллинойсе)	Висконсин	Поздний сангамон (торфяники и супеси центрального Иллинойса)	Фармдейл	Фармдейл	Фармдейл	Фармдейл	Интергляциал фарм-крикс	Фармдейльский подъярус
	Западно-айовская формация (северный Иллинойс и южный Висконсин)	Висконсин	Айовские ледниковые отложения (северный Иллинойс)	Висконсин	Фармдейл	Фармдейл	Альтон	Оледенение фармдейл	Альтонский подъярус	

ского оледенения (см. табл. 5, графа 3). Позднее Лейтон (Leighton, 1931, 1933) переименовал их в "айовские лёссы" и включил в висконсинский ярус (см. табл. 5, графа 4). Еще позднее нижняя граница висконсина была опущена под так называемые фармдейльские ледниковые отложения, описанные Лейтоном и Уиллменом около местечка Фармдейл (округ Тейзуелл, штат Иллинойс) (Leighton, Willman, 1950) (см. табл. 5, графы 5 и 6). Этот же термин использовал в своих работах и Шеффер (Shaffer, 1956). Лейтон (Leighton, 1960) и в дальнейшем сохранил подобную классификацию, с той лишь разницей, что между "айовскими" лёссами и "фармдейльским" оледенением им был выделен интерстадиал фарм-крик, эквивалентный фармдейлу существующей схемы (см. табл. 5, графа 8).

Путаница с термином "айова" и тем содержанием, которое в него вкладывали различные исследователи, была разрешена после получения радиоуглеродных дат для "айовских" отложений в штатах Айова и Иллинойс. Как уже отмечалось, в штате Иллинойс термин "айова" применялся к лёссам (мортонским по современной классификации), сопоставляемым Левереттом с "айовскими" ледниковыми отложениями в штате Айова. Для "айовских" лёссов была получена серия радиоуглеродных дат в интервале 22 000–19 500 л.н., а для фармдейльских органогенных отложений – около 20 дат в интервале от 27 200±1000 ( $W=334$  и  $I=2518$ ) до 22 200±1000 л.н. ( $I=2220$ ). Этим был доказан послепармдейльский возраст "айовских" лёссов в штате Иллинойс.

В то же время в восточной Айове для стратотипа "айовских" ледниковых отложений были получены даты:  $>34000$  ( $W=534$ ) и  $>38\ 000$  л.н. ( $W=139$ ), указывающие на их дофармдейльский возраст (Ruhe a.o., 1957). Окончательно "проблема айовы", как ее называют американские исследователи, была разрешена в 1965 г., когда Руе и другие доказали, что в стратотипической области "айовские" ледниковые отложения представляют собой эродированную канзасскую морену (Ruhe, 1965). И тем не менее, несмотря на столь убедительные факты, некоторые исследователи продолжали придерживаться прежних взглядов на возраст "айовских" отложений в штате Айова (Leighton, 1966). К этому вопросу вынуждены до последних лет возвращаться исследователи четвертичных отложений Айовы, приводя все новые факты, подтверждающие эклектичность термина "айова" (Ruhe a.o., 1968).

Чтобы избежать путаницы с термином "айова", Фрай и Уиллмен еще в 1960 г. предложили вообще исключить его из стратиграфических схем висконсина. Ими же была предложена новая схема подразделения висконсинского яруса, в котором выделялись снизу вверх пять подъярусов (см. табл. 5, графа 7): альтон, фармдейл, вудфорд, ту-крикс и валдерс (Frye, Willman, 1960, 1963). Эти пять подъярусов до последнего времени принимаются как временные стратиграфические единицы висконсинского яруса (см. табл. 5, графа 9) для ледниковых областей Восточного и Среднего Запада США (Frye a.o. 1965; Frye, Willman a.o., 1968; Kempton, Hackett, 1968a, б; и др.).

Краткое рассмотрение истории развития взглядов на объем и подразделение висконсина наглядно показывает, какое огромное значение имел радиоуглеродный метод даже на самых первых порах его применения для расчленения позднего плейстоцена Северной Америки. Именно с его помощью удалось разрешить ряд спорных вопросов, примером которых может служить "проблема айовы", долгое время бывшая камнем преткновения для всех стратиграфических построений на огромной территории США к западу от области Великих озер.

Как известно, радиоуглеродный метод зародился и впервые стал применяться именно в США. Около 20 лет назад Либби начал свои первые измерения в Чикагском университете. Естественно поэтому, что первоначально наибольшее число радиоуглеродных дат было получено на территории штата Иллинойс. Несколько позднее радиоуглеродный метод использовался в Айове и Висконсине, а также в области Великих равнин. Фрай (Frye, 1968) указывает, что, не считая "молодых" дат (главным образом для археологических стоянок), более 75

даты были получены для образцов из плейстоценовых отложений на территории Иллинойса. Благодаря этим датам, а также датам для смежных территорий Висконсина и Айовы удалось совершенно по-новому интерпретировать висконсинский ярус и выделить внутри него наиболее древний альтонский подъярус, который вскоре же получил подтверждение сериями конечных радиоуглеродных дат.

Радиоуглеродные даты для фармдейльских органогенных отложений прочно обосновали и установили их положение в стратиграфической схеме висконсина и в шкале "абсолютного" летосчисления позднего антропогена. Были установлены его эквиваленты на других отдаленных территориях Северной Америки и в Западной Европе. Очень большое значение еще на первом этапе развития радиоуглеродного метода имело установление возраста короткого ту-крикского интервала для корреляции планетарного масштаба. Благодаря большому числу радиоуглеродных дат, полученных в области распространения наиболее молодого висконсинского оледенения, удалось разработать довольно детальную хронологию стадий его отступления и произвести сопоставление их для различных ледниковых языков, спускавшихся из нескольких самостоятельных центров оледенения. Иными словами, радиоуглеродный метод дал в руки американским исследователям объективный критерий для широких сопоставлений не только внутри Северо-Американского континента, но и далеко за его пределами.

Кроме радиоуглеродного датирования, большое значение для корреляции и палеогеографических реконструкций имели широко применяющиеся в Северной Америке методы литолого-минералогического изучения четвертичных отложений. Анализ вещественного состава ледниковых образований позволил установить питающие центры и направления сноса обломочного материала в различные ледниковые эпохи. Было выяснено, что ледники, покрывавшие территорию Среднего и Восточного Запада, двигались из двух главных центров: западного - Гудзонова залива и восточного - Восточной Канады. Из западного центра двигались языки Киватин, Де-Мойн и Джеймс-Ривер; из восточного центра - языки Эри, Сигинау или Гурон, язык оз. Мичиган и язык залива Грин-Бей. Считается, что язык Киватин был широко распространен в небраскское и канзасское время, а языки Де-Мойн и Джеймс-Ривер - в висконсинское.

#### **ВИСКОНСИН ОБЛАСТИ ВЕЛИКИХ ОЗЕР И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

Рассмотрение истории оледенений и климатов позднего антропогена Северной Америки мы начинаем с области Великих озер и примыкающей к ней территории Восточного и Среднего Запада, так как именно здесь, как мы видели, впервые стал применяться метод радиоуглеродного датирования и были разработаны первые схемы подразделения и абсолютной геохронологии висконсина. При этом основное внимание будет уделено тем новым данным, которые получены в последние годы, после выхода в свет обширной сводки по четвертичным отложениям Северной Америки, подготовленной к VII конгрессу INQUA (The Quaternary of the United States, 1965 г.), а также сводки Л.Р.Серебряного (1965).

Особенно интересные материалы были получены по истории древнего отрезка висконсина в бассейне оз. Мичиган и Верхней Миссисипи, который объединен здесь в альтонский подъярус. Буровые работы на территории Иллинойса и новые радиоуглеродные даты позволили американским геологам более подробно расчленить этот интервал времени, выделив в нем несколько этапов оледенений и разделяющих их интерстадиальных потеплений. Появилась возможность коррелировать их с другими территориями Северо-Американского континента, в частности с восточной частью области Великих озер, где ранневисконсинские отложения, отвечающие альтонскому подъярису, были изучены значительно полнее.

Именно здесь, в бассейнах Эри и Онтарио, впервые был выделен средний висконсин, или порт-толбот, — крупная временная стратиграфическая единица, разделяющая ранний и поздний висконсин.

Интересные материалы были опубликованы в последние годы по истории и "абсолютной" хронологии отступления последнего ледникового покрова на территории Северной Америки.

Бурное развитие палинологических исследований дало возможность выявить черты развития климата и палеогеографии в поздне- и послевисконсинское время и сопоставить американские палинологические схемы с европейскими.

## Ранний и средний висконсин

### *Бассейны оз. Мичиган и Верхней Миссисипи*

Как уже указывалось, согласно временной стратиграфической шкале ранний отрезок висконсина между сангамонским межледниковьем и главным висконсинским разделяется здесь на два подъяруса: альтонский и фармдейльский.

Альтонский подъярус. Отложения, относящиеся к этому подъярису, наиболее полно изучены на территории Иллинойса. При этом первой здесь была разработана не ледниковая, а лёссовая стратиграфия альтонского подъяруса.

Лёссы и лёссовидные породы, залегающие над сангамонской почвой и относящиеся к альтону, объединены в Иллинойсе под названием лёссов, или супесей роксана (Roxano silt). Наибольшее развитие их отмечается в нижнем течении р. Иллинойс и вдоль долины Миссисипи. Здесь они достигают значительной мощности, более 12 м, и подразделяются на четыре зоны (рис. 68) (Frye а.о., 1965; Frye, Willman, Glass, 1968). I и II зоны отделены четко выраженной ископаемой почвой. Остальные зоны выделены главным образом по цвету. Для самых верхов зоны II по моллюскам из двух местонахождений получены радиоуглеродные даты:  $35\ 200 \pm 1000$  (W=729) и  $37\ 000 \pm 1500$  л.н. (W=869).

Ледниковые отложения, относящиеся к альтонскому подъярису, были установлены в северном и северо-западном Иллинойсе и объединены под названием комплекса виннебаго по одноименному округу в северном Иллинойсе. Работами Хеккетта и Кемптона (Hackett, 1960; Kempton, 1963, 1966; Kempton, Hackett, 1964) в центральной части северного Иллинойса удалось выделить внутри комплекса виннебаго несколько горизонтов ледниковых отложений, разделенных по крайней мере одной зоной торфообразования. Условно они сопоставлялись с четырьмя зонами лёссов роксана (см. рис. 68). Для комплекса ледниковых отложений виннебаго уже к 1965 г. имелось несколько радиоуглеродных дат, полученных для торфяников, залегающих между моренами. Они позволили оценить возраст наиболее молодой морены в  $32\ 000-29\ 000$  л.н. Было выяснено также, что между второй и третьей моренами существует зона торфообразования, датированная примерно  $37\ 000-35\ 000$  л.н. (Kempton, Hackett, 1964; Kempton, 1965; Кинд, Никифорова, 1967). Дальнейшее изучение ледниковых образований виннебаго в северном и северо-западном Иллинойсе и радиоуглеродное датирование разделяющих их органогенных образований внесли много нового в трактовку истории ранневисконсинского оледенения.

Остановимся подробнее на современных представлениях о стратиграфии и хронологии раннего и среднего висконсина этой территории, которые нашли отражение в более новых публикациях американских исследователей (Kempton, Hackett, 1968a, б; Frye, 1968; Frye, Willman а.о., 1968; Frye, Glass, Willman, 1969).

В северном Иллинойсе ледниковый комплекс виннебаго разделяется на три крупные стратиграфические единицы: нижнее, среднее и верхнее виннебаго. Между верхним и средним виннебаго выделены органогенные отложения, так называемые супеси плано (табл. 6).



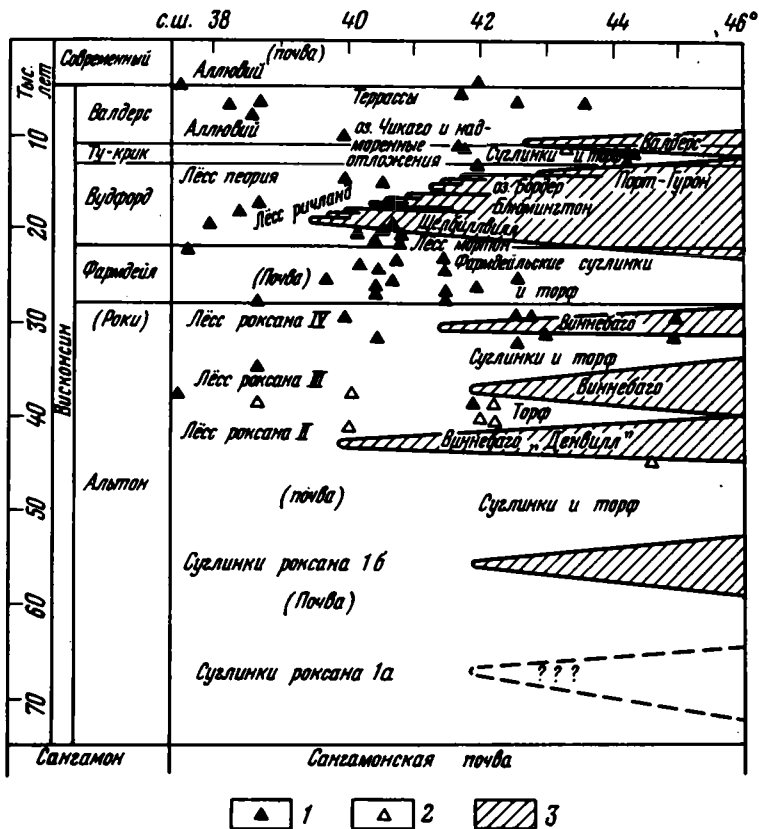


Рис. 68. Стратиграфическое расчленение отложений висконсина для территории штатов Иллинойс и Висконсин (Fryo a.o., 1965).

1 - конечные радиоуглеродные даты; 2 - неконечные радиоуглеродные даты; 3 - распространение морен

К верхнему виннебаго в центральной части северного Иллинойса относятся ледниковые отложения, представленные желтовато-серой супесчаной (до глинистой) мореной, выходящей на поверхность в округах Мак-Генри, Бун и Де-Кальб. Под отложениями верхнего виннебаго залегают органогенные супеси и торфяники, имеющие особенно широкое распространение в округе Кейн и прилегающих областях и получившие название супеси плано (Plano silt) (Kempton, Hackett, 1968a). Стратотип их описан в нескольких милях к северо-востоку от местечка Плано у границы округов Кейн и Кендалл (Kempton, Hackett, 1968a, стр. 32). Для органогенных отложений супесей плано были получены четыре конечные радиоуглеродные даты по торфу с обильными обломками древесины:  $32\ 600 \pm 250$  (GrN=4408),  $35\ 000 \pm 2500$  (W=1450),  $38\ 000 \pm 3000$  (I-848) и  $41\ 000 \pm 1500$  л.н. (GrN=4468) (рис. 68, I).

Ледниковые отложения среднего виннебаго представлены маломощными моренами и связанными с ними отложениями. Наибольшее распространение имеет розовато-серая морена, выходящая на поверхность на северо-западной части округа Бун и на востоке округа Виннебаго. Несмотря на незначительную мощность, эта морена четко выделяется по особым - характерным только для нее - минералогическим и текстурным особенностям.

Стратиграфическая схема висконсина центральной части северного Иллинойса  
(Kempton, Hackett, 1968a, фиг. 5)

Возраст по C <sup>14</sup> , тыс. л. н.	Ярус	Подъярус	Главные конечные морены	Отложения		
5	Висконсина	Современный				
						Валдерс
		10	Ту-крикс	Органогенные супеси (аллювий)		
			15	Вудфорд	Вальпорайзо Западное Чикаго (округ Мак-Генри) Минука Хантли-Марсель Эльбарн-Арлингтон Блумингтон-Маренго Шелбивилл	Лёсы пюррия
		Морена Западное Чикаго				
		Лёсы ричланд				Морена Хантли-Марсель
						Морена Эльбарн-Арлингтон
		20				Морена Блумингтон-Маренго
						Морена Шелбивилл
				Лёсс мортон		
25	Фармдейл	Фармдейльские супеси				
30	Альтон			Ледниковые отложения виннебаго	Морены верхнего виннебаго	
					Супеси плано	
					Морены среднего виннебаго	
					Морены нижнего виннебаго	
35	Альтон					
40						
	Сангамонский					

К нижнему виннебаго относится морена, залегающая под описанными ледниковыми отложениями среднего виннебаго. Однако к западу от их пространства эта морена выходит на поверхность и занимает значительную площадь; по составу она супесчанистая и суглинистая. Окраска ее преимущественно светло-серая. Местами между моренами среднего и нижнего виннебаго обнаружен маломощный слой торфянистой супеси (Kempton, 1963, стр. 38).

В тех же стратиграфических соотношениях встречены и железистые галечники. Однако заметных следов размыва или выветривания нижней морены не обнаружено, и, таким образом, вопрос о стратиграфическом перерыве между нижним и средним виннебаго остается открытым.

На рис. 69 приведены разрезы скважин, для которых были получены конечные радиоуглеродные даты, и некоторые разрезы, на которых видны соотношения альтонских и более молодых вудфордских ледниковых отложений, а также разделяющих их фармдейльских органогенных осадков. Расположение линий разрезов показано на рис. 69, I.

В северо-западном Иллинойсе к альтонским ледниковым отложениям относятся две морены, имеющие свои местные названия – морена эрджайл и морена карпон (Frye а.о., 1969). На основании состава обломочного материала обеих морен авторы приходят к выводу о различии питающих центров. Морена эрджайл откладывалась ледниковым языком Грин-Бей, двигавшимся с севера, морена карпон – ледниковым языком оз. Мичиган, надвигавшимся с северо-востока. Более древние альтонские морены, отвечающие нижнему виннебаго центральной части северного Иллинойса, не выходят на поверхность. Их присутствие обнаружено только в скважинах (табл. 7).

В юго-восточном Висконсине альтонские отложения представлены только ледниковыми образованиями, эквивалентными верхнему виннебаго северного Иллинойса; они получили название морены рокки (Black, 1962). Она была отложена ледниками, наступавшими как с северо-запада, со стороны языков Демойн и оз. Верхнего, так и с востока, со стороны языков Грин-Бей и оз. Мичиган. Некоторые американские исследователи полагают, что позднеальтонские ледники покрывали в свое время так называемую безморенную область (Driftless area) в юго-восточной части Висконсина, оставив там следы своего пребывания в виде эрратических валунов и штриховки на коренных породах (Frye а.о., 1965). Для позднеальтонских отложений в юго-восточном Висконсине были получены три конечные радиоуглеродные даты по стволам ели из морены и связанных с ней флювиогляциальных отложений:  $31\ 800 \pm 1200$  (W=638),  $30\ 800 \pm 1000$  (W=901) и  $29\ 000 \pm 900$  л.н. (W=903). Эти даты в сочетании с датами из вышележащих фармдейльских органогенных супесей указывают на то, что наиболее молодая альтонская ледниковая подвижка произошла в интервале примерно 32 000 – 29 000 л.н. Они же определяют и верхнюю возрастную границу альтонского подъяруса "в 28 000 лет или несколько старше" (Frye а.о., 1968, стр. 14).

В области Великих равнин (южная Айова, южная Небраска, западный Канзас), где отсутствуют висконсинские ледниковые отложения, альтонскому подъярусу отвечают нижние горизонты лёссов теория, объединяющих все лёссовидные породы, залегающие над сангамонской почвой (рис. 70). Верхняя их часть эквивалентна ледниковым отложениям и лёссам вудфордского подъяруса Среднего Запада (Frye, Willman, Glass, 1968). Внутри лёссов теория прослеживается ископаемая почва, которая сопоставляется с фармдейльским подъярусом ледниковых областей. Нижние горизонты лёссов (альтонские в широком понимании) сравнительно маломощны; местами в них содержатся остатки грызунов (зона Citellus). Из-за отсутствия радиоуглеродных дат для лёссов теория и разделяющей их почвы корреляция их с разрезами более северных районов производится исключительно по геологическим данным.

Подводя итог рассмотрению стратиграфии и абсолютной хронологии альтонского подъяруса, можно сделать следующие основные выводы.

Новые материалы, полученные в результате детального картирования, литолого-минералогического изучения и радиоуглеродного датирования альтонских отложений на территории северного Иллинойса, дали возможность расчленить их более подробно и выделить несколько этапов наступания ледников в альтоне.

Наиболее поздняя подвижка ледника, которой отвечают морены верхнего виннебаго в Иллинойсе, произошла между 32 600 и 26 900 л.н. Для юго-восточ-

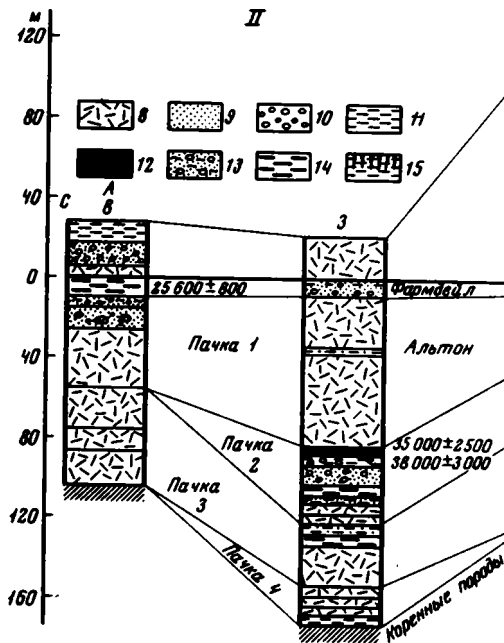
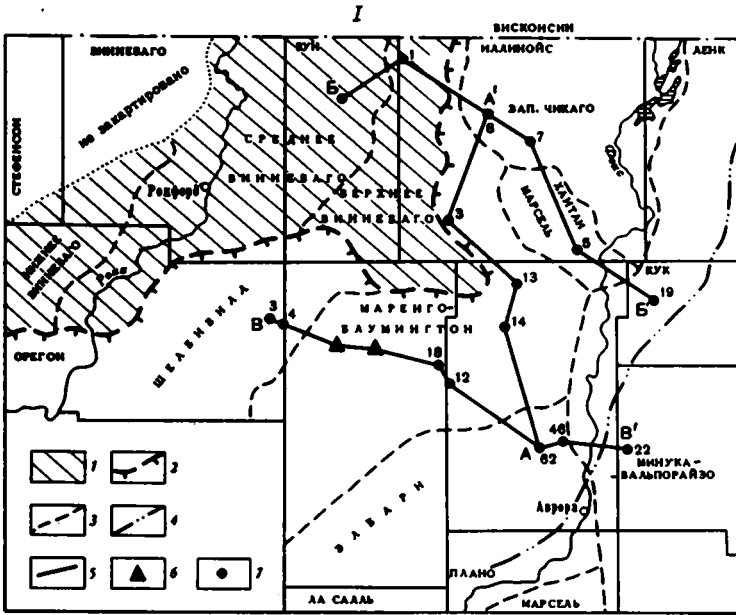
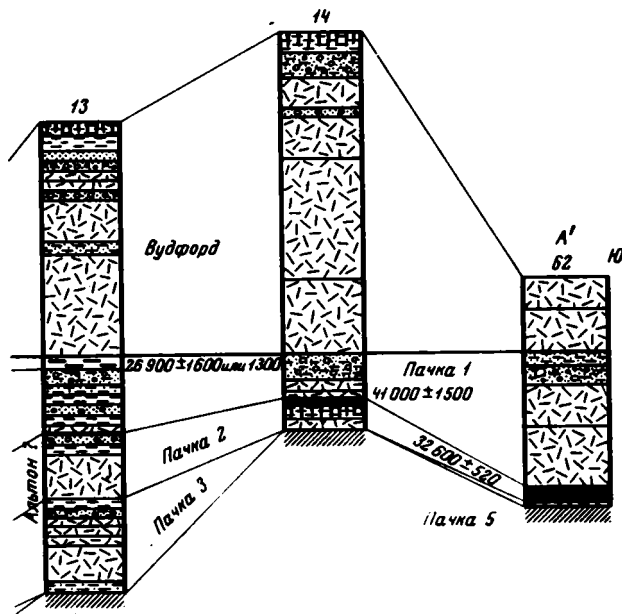
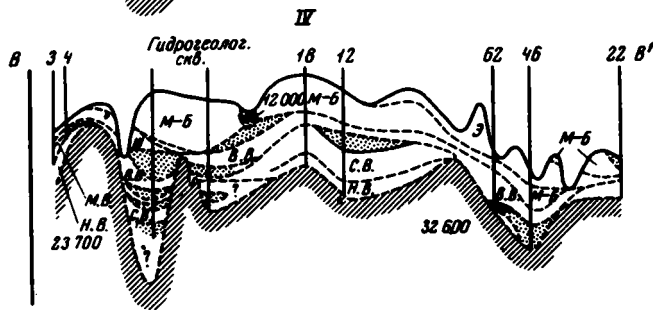
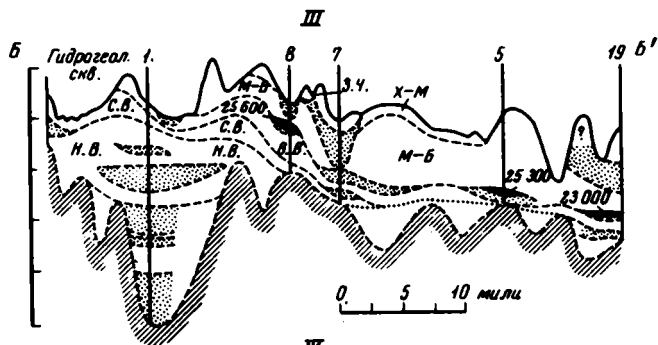


Рис. 69. Схема распространения альтонских и вудфордских морен на территории северного Иллинойса (I) и геологические разрезы по линиям А-А' (II), Б-Б' (III) и В-В' (IV) (Rempton, Hackett, 1968)

1 - ледниковые отложения виннебаго; 2 - граница распространения вудфордских отложений; 3 - границы морен; 4 - восточная граница распространения крас-



ных морен; 5 - линии разрезов; 6 - гидрогеологические скважины; 7 - скважины; 8 - морена; 9 - песок; 10 - галечник; 11 - супесь; 12 - торф; 13 - илистые пески; 14 - органогенные супеси; 15 - лёсс. Морены (буквы на разрезах): Н.В. - нижнего виннебаго; С.В. - среднего виннебаго; В.В. - верхнего виннебаго; М-Б - Маренго-Блумингтон; М-В - Минука-Вальпорайзо; Х-М - Хантли-Марсель; Ш - Шелбивилл; 3.Ч. - Западное Чикаго; Э - Элбарн.

## Стратиграфические подразделения позднего антропогена северо-западного Иллинойса (Frue a.o., 1969)

Возраст по C <sup>14</sup> , тыс.л.н.	C <sup>14</sup> - даты	Ярус	Подъярус	Отложения		Типичный состав		
10		Висконсин	Валдерс					
	+		Ту-крикс			Алловиальные и органиогенные супеси		
15			Вудфорд	Лесс пеория формация верден	Морена блумингтон-моренго и более молодые	Лёссы ричланд	Морены, флювиогляциальные отложения, лёссы	
	20				Морена эсмонд	Морена ли-центр	Морена эсмонд	Морена ли-центр
Лёсс мортон					Супеси, глины; редкая фауна моллюсков			
26	+ + + + + -		Фармдейл	Фармдейльские супеси		Органогенные супеси, торф		
	30		+ + - -	Альтон	Формация виннебаго Супеси роксана	Морена карпон	Песчаные отложения розовато-коричневые	
35						Супеси плано	Суглинистые отложения розовато-коричневые	
	Органогенные супеси, торф							
40	+ +		Морена эрдкайт			Розовато-коричневые до красно-серых валунистые суглинки		
45		Морены, флювиогляциальные отложения, супеси						
50		Ледниковые отложения, не выходящие на поверхность к востоку от изученной области						
75		Сангамон	Сангамонская почва		Глины, органиогенные супеси, почва на морене			

Примечание: Крестиком обозначены конечные радиоуглеродные даты, вертикальной черточкой - "запредельные" радиоуглеродные даты.

ного Висконсина возраст ее оценивается в 32 000-29 000 л.н. Отложения среднего и нижнего виннебаго, которые отражают события главного - раннеальтонского - оледенения на территории Иллинойса, формировались во всяком случае раньше 41 000 л.н.

Исключительный интерес с точки зрения изучения истории ранневисконсинских оледенений имеет отрезок времени между средним и поздним виннебаго, которому отвечает накопление супесей плано. Продолжительность его на основании имеющихся радиоуглеродных дат оценивается не менее чем в

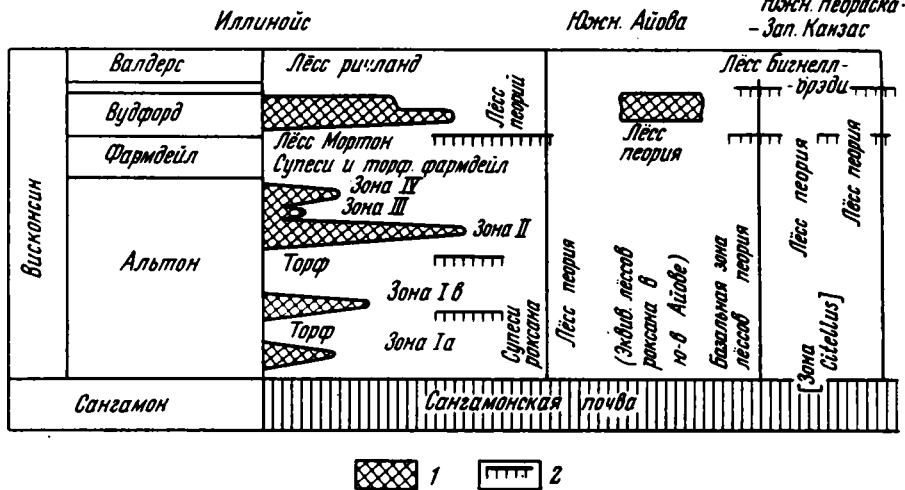


Рис. 70. Соотношение лёссов и ледниковых отложений в Иллинойсе и корреляция с лёссовой стратиграфией северной части области Великих равнин (Willman, Glass, 1968)

1 - морена; 2 - почва

8000 лет. По мнению американских ученых (Compton, Hackett, 19686), супеси plano формировались в то время, когда ледники полностью покинули территорию Висконсина и Иллинойса. "Этот отрезок времени может рассматриваться как существенный климатический интервал внутри альтонского подъяруса... Для выяснения истории климатов и растительности этого интервала требуется дополнительное изучение отвечающих ему осадков" (Compton, Hackett, 19686, стр. 33). Территория северного Иллинойса, таким образом, может рассматриваться, как типичная для альтонского подъяруса. По своей полноте разрезы нижневисконсинских отложений здесь могут сравниться только с разрезами в северном Онтарио, которые будут рассмотрены ниже.

**Фармдейльский подъярус.** В том объеме, как его понимают сейчас, этот подъярус был установлен по органоогенным осадкам около Фармдейла в округе Тейзуелл штата Иллинойс (Frye, Willman, 1960, стр. 11). Они сложены здесь супесями, очень сильно обогащенными органическим веществом, и торфянистыми супесями. В большинстве разрезов фармдейльские отложения перекрыты ледниковыми отложениями вудфордского подъяруса или лёссами мортон. Иногда они покрывают чехлом останцовые террасы в долине р. Иллинойс. В некоторых местах фармдейльские отложения представлены озерными осадками с богатой фауной моллюсков, по которым были получены радиоуглеродные даты от  $22\ 450 \pm 1000$  (W=334) до  $27\ 200 \pm 1000$  л.н. (I=2220). По древесине из органоогенных отложений на территории Иллинойса также получены многочисленные радиоуглеродные даты в интервале  $22\ 900 \pm 900$  (W=68) -  $26\ 150 \pm 600$  л.н. (W=381) (Frye, Willman, 1960, стр. 6).

Недавно в северном Иллинойсе у местечка Морри был изучен новый разрез фармдейльских озерных отложений, получивших здесь название формации педдикорд. Для них имеется радиоуглеродная дата -  $24\ 990 \pm 280$  л.н. (ISGS -61) (Willman a.o.; 1971). Состав фауны моллюсков из этого местонахождения указывает на прохладный и влажный климат.

В Айове к фармдейльским образованиям относится ископаемая почва с хорошо развитым горизонтом "А". Многочисленные радиоуглеродные даты по

органическому материалу, древесине и торфу из этой пачки ложатся в интервале  $22\ 600_{\pm 600}$  ( $I=1404$ ) –  $29\ 000_{\pm 3500}$  л.н. ( $I=1269$ ) (Ruhe, 1968).

На основании перечисленных дат возраст фармдейльского интерстадиала в типовой области определяется от 28 000 (или немного старше) до 22 000 л.н.

Фармдейльский подъярус, как считали американские ученые, отвечает времени максимального таяния ледника. На основании характера осадков и состава фауны они приходят к заключению, что климат в это время был прохладным и влажным, и поэтому полного исчезновения ледникового покрова, по-видимому, не произошло. В Висконсине многолетняя мерзлота и погребенные льды не переставали существовать в течение фармдейла (Frye a.o., 1965). В настоящее время, после того как был установлен другой существенный внутриальтонский теплый интервал, отвечающий накоплению супесей плано, вопрос о максимальной дегляциации Северо-Американского континента в течение висконсина требует пересмотра.

### *Бассейны озер Эри и Онтарио*

Рассматриваемая часть области Великих озер – одна из наиболее полно изученных территорий Канады и США. Многолетние полевые исследования четвертичных отложений областей, прилегающих к озерам Эри и Онтарио, дали возможность не только подробно расчленить висконсинские отложения, но и по-новому интерпретировать историю оледенений и климатов позднего антропогена Северной Америки. Именно здесь впервые был наиболее полно изучен разрез нижней части висконсина, отвечающий альтонскому подъярису более западных районов, и выделен "средний висконсин", или интерстадиал порт-толбот в широком понимании, в котором в свою очередь различают несколько теплых интервалов: порт-толбот 1, порт-толбот 2 и плам-пойнт. Похолоданиям между ними отвечают небольшие ледниковые подвижки.

Интерстадиал порт-толбот назван по одноименному неселенному пункту на северном побережье оз. Эри (Dreimanis, 1957). Типовой разрез для него был описан в 3 км к северу от него. Первоначально название "интерстадиал порт-толбот" относилось только к озерным осадкам, содержащим "умеренно теплую" пыльцу и остатки древесной растительности. Они подстилаются здесь мореной 1, переименованной затем в морену дануич (Dunwich till), и перекрываются мореной 2, или мореной саутуолд (Southwood till) (Dreimanis, 1957, 1958; Vries, Dreimanis, 1960). Стратиграфическое положение последней долгое время оставалось не вполне ясным. Возраст интерстадиала порт-толбот был вначале определен более чем в  $32\ 000$  л.н. ( $W=100$ ). Позднее были получены конечные даты в интервале от  $44\ 200_{\pm 1500}$  ( $Gr_0-2580$ ) до  $47\ 500_{\pm 250}$  л.н. ( $Gr_0-2601$ ) (Vries, Dreimanis, 1960; Goldthwait a.o., 1965).

Даты по фрагментам древесины из морены кэтфиш-крик, перекрывающей морену саутуолд, лежат в интервале  $24\ 600_{\pm 1600}$  ( $L-219B$ ) –  $28\ 200_{\pm 1500}$  л.н. ( $L-185$ ). На основании этих дат предполагалось существование еще одного, более молодого теплого интервала, получившего название интерстадиала плам-пойнт (Dreimanis, 1957; Vries, Dreimanis, 1960).

В 1968 г. проводилось детальное изучение разрезов вдоль северного побережья оз. Эри в районе Порт-Толбота и Плам-Пойнта. На протяжении 45 км в них вскрывается вся последовательность отложений, начиная от нижнего и кончая верхним висконсином (Dreimanis, 1970a). Особенно ценные результаты этих исследований заключались в установлении стратотипа для интерстадиала плам-пойнт, ранее неизвестного. Разрез расположен около Плам-Пойнта, в 4–5 км к юго-западу от Порт-Толбота, штат Онтарио (рис. 71, 72). К этому интерстадиалу относятся здесь прибрежные осадки озера, которое должно было иметь сток через Ниагару в бассейн оз. Онтарио.



Рис. 71. Обзорная карта бассейнов озер Эри и Онтарио и радиоуглеродные даты для среднего висконсина (Dreimanis, 1970)

1 - места взятия проб и новые радиоуглеродные даты (в тыс. лет)

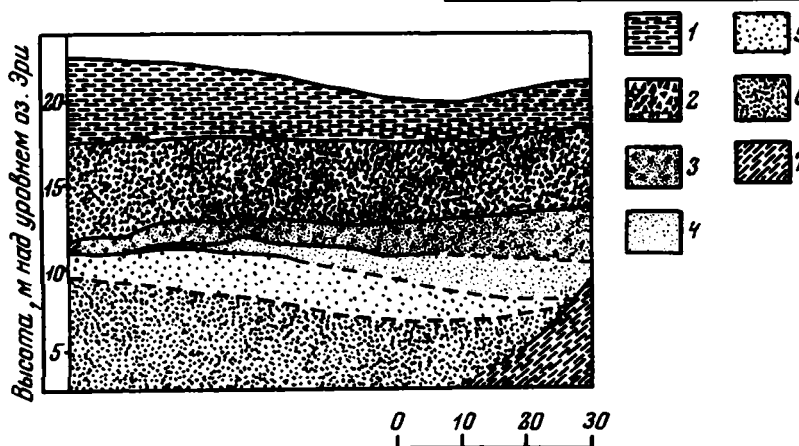
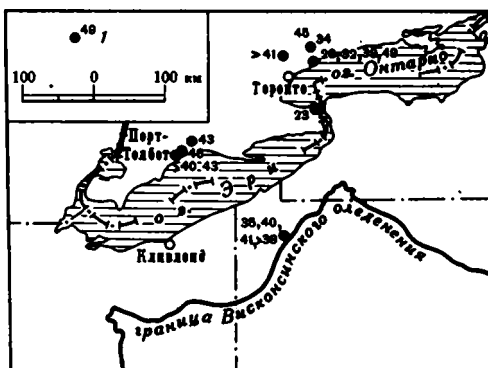


Рис. 72. Разрез висконских отложений на побережье оз. Эри у Плам-Пойнта (Dreimanis, 1970).

1 - озерные супеси и глины; 2 - ледниковые отложения порт-стенли; 3 - моренные отложения кэтфиш-крик; 4 - пески и торф с древесиной - отложения интерстадиала плам-пойнт; 5 - галечники плам-пойнта; 6 - ледниковые отложения саутуолд; 7 - супеси интерстадиала порт-толбот

Стратиграфическое подразделение и хронология висконсина в описываемой типовой области приведены в табл. 8. В ней учтены новые радиоуглеродные даты, приведенные на рис. 71.

На рис. 73 отражены современные представления о распространении висконсинских ледников и соотношении морен для различных областей рассматриваемой территории.

Остановимся кратко на характеристике ниже- и средневисконсинских отложений рассматриваемой территории.

Отложения нижнего висконсина в бассейнах Эри и Онтарио более полно изучены в районе Торонто к северо-западу от оз. Онтарио. Наиболее широко развиты так называемые слои скарборо - озерные глины и алевриты, перекрытые 25-метровой толщиной дельтовых песков с растительными остатками (Goldthwait а.о., 1965). Эти осадки отлагались при относительно высоком уровне озера во время наступания одного из самых ранних висконсинских ледников из лабрадорского центра. Он перегородил истоки р. Святого Лаврентия и отложил морену бенанкур в низменности Святого Лаврентия, но не достиг района Торонто. Состав флоры из отложений скарборо (определено более 50 видов растений) свидетельствует о прохладном бореальном климате со среднегодовой температурой примерно на 5° ниже современной. Радиоуглеродный возраст остатков из

## Стратиграфия отложений последней ледниковой эпохи на севере оз. Эри (Dreimanis, 1970a, табл. 1)

Возраст по $C^{14}$ , тыс. л. н.	Хроностратиграфические подразделения	Отложения
10	Голоцен	Современные аллювиальные, делювиальные и другие отложения (названия отсутствуют)
22	Поздний, или главный, висконсин	Позднеледниковые озерные отложения Ледниковые отложения порт-стенли Ледниковые отложения кэтфиш-крик
53	Средний висконсин	Интерстадиальные отложения плам-пойнт Ледниковые отложения саутоулд Интерстадиальные отложения порт-толбот 2 Ледниковые отложения дануич Интерстадиальные отложения порт-толбот 1
	Ранний висконсин	Ледниковые отложения верхнего брэндуилла Ледниковые отложения нижнего брэндуилла

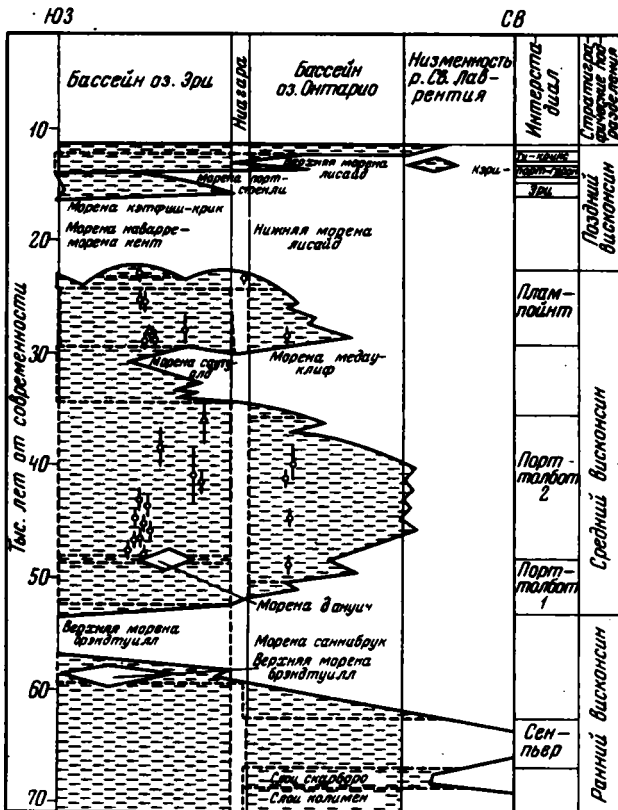


Рис. 73. Схема распространения висконсинских ледников в бассейне Эрио - Онтарио (Dreimanis, 1969)

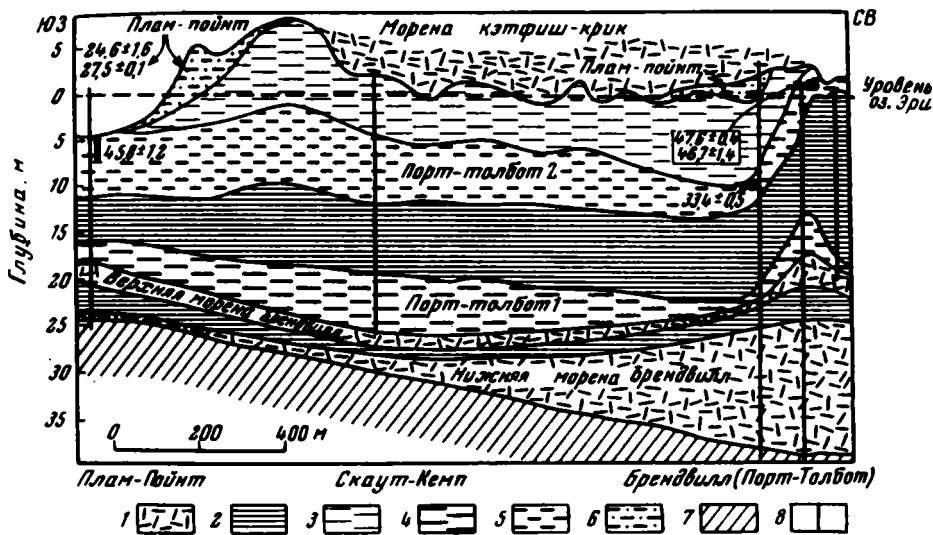


Рис. 74. Схематический разрез по линии Плам-Пойнт - Порт-Толбот (Dreimanis, Vogel, 1965)

1 - морена; 2 - озерно-ледниковые ленточные глины; 3 - озерно-ледниковые глины; 4 - зеленоватые озерные глины; 5 - гумусированные суглинки, торфяники, гиттии; 6 - супеси, гумусированные суглинки; 7 - коренные породы (известняки  $D_2$ ); 8 - скважины

слоев скарборо оказался более 52 000 (Gro-2555) и более 40 000 лет (L-522B) (Goldthwait a.o., 1965).

Предполагается, что ранневисконсинский ледник временно отступил и освободил истоки р. Святого Лаврентия в течение интерстадиала сен-пьер, более 67 000 л.н. ( $67\ 000 \pm 1000$  л.н., Gro-1711, - более древняя из двух дат, полученных для сен-пьерских межстадиальных отложений в низменности Святого Лаврентия) (Flint, Rubin, 1955; Dreimanis, 1960). Это привело к значительному понижению уровня оз. Онтарио, в результате чего глубокие промоины прорезали слои скарборо и были позднее заполнены мореной (Kagov, 1962). Вслед за этим произошло главное наступание ранневисконсинского ледника, отложившего морену саннибрук в районе Торонто, которая коррелируется с илистой мореной брэндтуилл (рис. 74), вскрытой скважинами на северном берегу Эри в районе Порт-Толбота (Dreimanis, 1963; Goldthwait a.o., 1965; Dreimanis a.o., 1966).

Южнее, в Огайо, нижневисконсинские отложения слагают узкую полосу морен вдоль границы распространения ледникового языка Эри и связанных с ними флювиогляциальных отложений.

Отложения среднего висконсина наиболее полно изучены в районе Порт-Толбота и Плам-Пойнта на северном побережье оз. Эри, где они, как уже отмечалось, представлены тремя пачками интерстадиальных отложений (порт-толбот 1, порт-толбот 2 и плам-пойнт) и разделяющими их двумя пачками озерно-ледниковых отложений (см. рис. 74).

Слои, отвечающие интерстадиалу порт-толбот 1, сложены серыми озерными глинами и суглинками. Литологические особенности осадков свидетельствуют о накоплении их в условиях интенсивной эрозии и смыва почвенного материала с прилегающих территорий. Выше залегает пачка озерно-ледниковых ленточных глин, в которых насчитывается около 100 парных слоев. Они отражают ледниковую подвижку дануич, отложения которой зафиксированы на севере и востоке бассейна оз. Эри.

Отложения, отвечающие интерстадиалу порт-толбот 2, представлены прибрежно-озерными и озерно-болотными осадками – супесями и песками с тонкими прослоями гиттий, торфа и крупнозернистого песка, особенно обильными в средней части пачки. Это – те отложения, которые впервые были отнесены Дрейманисом в 1957 г. к интерстадиалу порт-толбот, в то время еще не расчлененному на более дробные единицы. Для них по гиттии и торфу на протяжении 1953–1965 гг. получены радиоуглеродные даты: 33 400±500 (GrN-4238), 45 100±1000 (GrN-2619), 45 800±1200 (GrN-4427), 46 700±1400 (GrN-2570), 47 600±400 л.н. (GrN-2601). На основании этих дат делается вывод, что интерстадиал порт-толбот 2 начался ранее 48 000 л.н. и окончился после 33 000 л.н. (Dreimanis a.o., 1966, стр. 309). Выше залегает вторая пачка озерно-ледниковых коричневатых глин и супесей, частично ленточновидных. Они отлагались тальными водами ледника, располагавшегося на востоке бассейна оз. Эри. Ранее ледниковые отложения этой подвижки, наблюдавшиеся в Плам-Пойнте (Онтарио) и Эри (Пенсильвания), носили название “титусуилл” (Dreimanis, Vogel, 1965). Сейчас их называют “саутуолд” (Dreimanis, 1970a) (см. табл. 4).

Интерстадиальные отложения плам-пойнт сложены прибрежно-озерными супесями и тонкими песками, наиболее полно изученными, как указывалось, в последние годы (Dreimanis, 1970a).

Описанные осадки среднего висконсина довольно богаты макро- и микропалеонтологическими остатками. Они изучались также палинологически. В отложениях порт-толбот 1 обнаружена довольно богатая фауна остракод и моллюсков. Среди последних определены: *Valvata cf. lewisi*, *V. tricarinata* (Say), *Pisidium variabile* Prime, *P. nitichum*, f. *panperculum* Sterki, *P. castertanum* (Poli), *Amnicola lustrica* Pilsbry, *A. limoso* (Say), *Gyraulus parvus* (Say) (Dreimanis, 1958; Dreimanis a.o., 1966). Все эти формы являются обитателями мелких озерных водоемов и стоячих вод; они известны сейчас как в южном Онтарио, так и севернее.

В ледниковых отложениях саутуолд Дрейманис обнаружил хорошо сохранившиеся остатки мелкого экземпляра мастодонта. Обломок древесины непосредственно у контакта с костными остатками показал возраст 44 400±1200 л.н. (GrN-2580) (Dreimanis a.o., 1966, стр. 314).

В пачке порт-толбот 2 в слоях гиттий и торфа были найдены растительные макроостатки: *Najas flexilis* (Willd.) Rostk. and Smidt, *Potamogeton graminicus* L., *P. cf. liliiformis*, *P. cf. alpenensis*, *Menyanthes trifoliata* var. *minor* Raf., *P. bertscholdii*, *P. perfoliatus*, *P. strictifolia*, *Ambrosia artemisiifolia* L., различные роды и виды семейств *Amaranthaceae*, *Chenopodiaceae* и *Characeae*. Из древесных были обнаружены фрагменты древесины *Picea* и *Larix*.

Спорово-пыльцевые спектры отложений порт-толбот 1 характеризуются преобладанием среди древесной пыльцы *Pinus* и *Picea* с небольшой примесью *Betula*, *Salix* и *Alnus*. Присутствует единичная пыльца *Quercus*. Эти спектры сходны по составу со спектрами поздне- и послеледниковых отложений района (Kagrow, 1963). Спектры для отложений порт-толбот 2 (рис. 75) в целом сходны со спектрами из озерных отложений порт-толбот 1. Они характеризуют комплекс растительности, типичной для бореальных лесов, занимающих в настоящее время широкие пространства в 800–1000 км севернее.

На основании изучения макро- и микрофлористических остатков и спорово-пыльцевых спектров из интерстадиальных отложений порт-толбот 1 и 2 Дрейманис приходит к выводу, что климатическая обстановка того времени была менее благоприятной, чем современная (Dreimanis, 1958; Dreimanis a.o., 1966, стр. 319). Нам представляется, что различия современного и древнего ландшафтов являются функцией не столько температуры, сколько влажности климата.

Севернее в бассейне Онтарио (район Торонто) к среднему висконсину условно относятся озерные осадки, содержащие пыльцу бореальной растительности и включающие ископаемую почву. Древесина из этих отложений в разрезе у Вудбриджа имеет возраст по  $C^{14}$  больше 49 700 л.н. (CSC-203) (Goldthwait

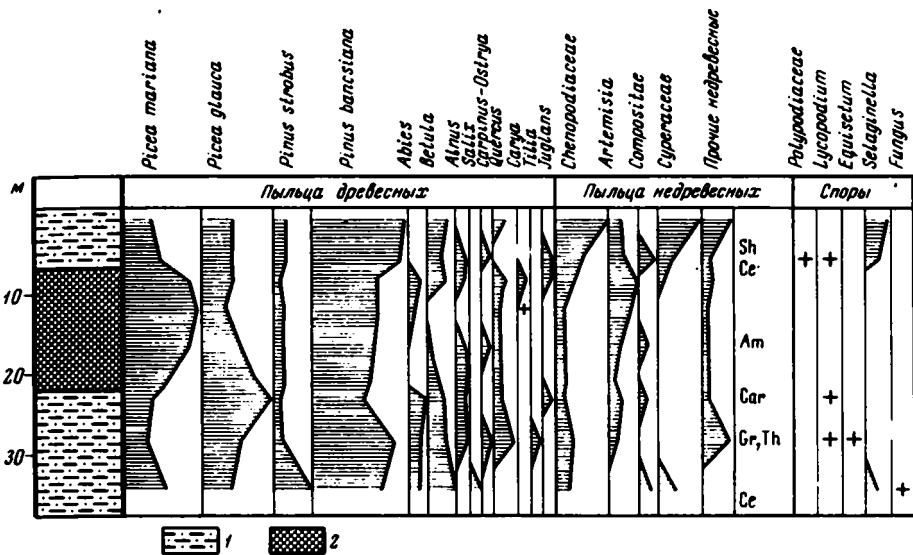


Рис. 75. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений порт-толбот 2 в стратотипе (Dreimanis a.o., 1965)

1-3 - озерные супеси; 2 - гиттии (радиоуглеродные даты: 46 700±1400, GrN-2570; 47 600±1400, GrN-2601). Am - Ambrosia; Car - Caryophyllaceae; Ce - Chenopodiaceae; Gr - Gramineae; Sh - Shepherdia; Th - Thalictrum

a.o., 1965). Судя по схеме Дрейманиса 1969 г. (см. рис. 73), в этом районе позднее была получена конечная дата около 49 000 л.н., точнее нам неизвестная.

На юге восточного Огайо к среднему висконсину относятся почва и перекрывающий ее местами торф. Они залегают на ранневисконсинских ледниковых отложениях языка Миами и перекрываются более молодой мореной. Почва и торфяники отвечают здесь интерстадиалу сидней, который сопоставляется с порт-толботом в южном Онтарио. Время его начала датируется более чем 50 000 л.н. (GrN-4415), а окончания - примерно 22 000 л.н. (W-356, W-14) (Goldthwait a.o., 1965; Dreimanis a.o., 1966).

В центральном Огайо (в 100 км к востоку от г. Сидней) остатки древесины из этой почвы показали возраст более 46 000 л.н. (GrN-3212). Почва залегают здесь на ранневисконсинских ледниковых отложениях - галечниках локборн и морене рокки-форк, имеющих название ледникового комплекса гаханна (Forsyth, 1965; Dreimanis a.o., 1966). При этом отмечается, что ранневисконсинский ледник распространился здесь дальше, чем поздневисконсинский. Между ними существовал длительный неледниковый интервал - сидней. Отложения, отвечающие интерстадиалу сидней, описаны и в Пенсильвании (White, Totten, 1965, стр. 234).

Возможно, что язык Эри распространился на территорию юго-восточной Индианы, где отмечается присутствие двух древневисконсинских морен, отделенных от более поздних морен стратиграфическим перерывом, а одна от другой - карбонатными осадками, богатыми органическим веществом.

Эти межстадиальные осадки носят название нью-пэрис и сопоставляются с частью интерстадиала порт-толбот в широком понимании. Для них получены радиоуглеродные даты: более 40 500 (L-478B) и более 40 000 л.н. (L-61) (Dreimanis a.o., 1966).

*Бассейны оз. Мичиган и Верхней Миссисипи*

Поздний висконсин западной части области Великих озер, как уже известно, включает три подъяруса – вудфордский, ту–крикский и валдерский.

Вудфордский подъярус получил свое название от округа Вудфорд в Иллинойсе (Frye, Willman, 1960). Он включает все лёссовые, ледниковые и связанные с ними образования, залегающие над кровлей фармдейльских супесей и под ту–крикскими интерстадиальными отложениями. В абсолютном летоисчислении он датируется 22 000–12 500 л.н. (Frye, Willman, Glass, 1968, стр. 16; Frye a.o., 1968, стр. 18).

Самой нижней стратиграфической единицей вудфордского подъяруса принято считать так называемые лёссы мортон. Относящиеся к ним лёссовидные породы накапливались по мере наступания ледников и оказались, таким образом, погребенными под разновозрастными вудфордскими моренами. После отступления ледников от границы их максимального распространения лёссовидные породы продолжали накапливаться на прилегающих территориях. Толща этих пород, лежащая на вудфордских ледниковых образованиях, получила название лёссов ричланд. За пределами распространения вудфордских ледников и связанных с ними флювиогляциальных отложений лёссы мортон и ричланд неразличимы и объединяются в единую толщу теория (см. рис. 70). В самое последнее время все вудфордские ледниковые отложения, залегающие между лёссами мортон и ричланд, получили название формации верен (Frye a.o., 1968, стр. 16).

Принято считать, что на вудфордское время падает максимальное распространение висконсинских ледников. Тем не менее, как мы видели выше, альтонские ледниковые отложения нередко распространены за границами вудфордского оледенения (см. рис. 69).

В вудфордское время ледники двигались на юг из двух главных центров оледенения – восточного и западного, распадаясь на несколько языков, конфигурация которых определялась главным образом рельефом местности. На территории к западу от области Великих озер выделяются пять главных ледниковых языков вудфордского возраста (рис. 76). На северо–востоке язык оз. Верхнего, который следовал по одноименной депрессии, спускался далее на юг в депрессию у г. Миннеаполиса. Он оставил после себя (как и все ледники, двигавшиеся с востока) морены, окрашенные в красно–бурый цвет за счет преобладающих в них красных песчаников. Непосредственно к северо–западу от него располагался язык второго порядка – язык Рейни. Морена его окрашена в различные цвета и имеет неоднородный состав в соответствии с составом пород, по которым он двигался. В восточной части располагался крупный язык оз. Мичиган с языком второго порядка – Грин–Бей (по одноименному названию залива оз. Мичиган).

Наиболее значительными языками ледника, двигавшегося с запада, были язык Де–Мойн, а к западу от него – язык Джеймс. Первый из них спускался на юг до центральной части Айовы. С ним связаны языки второго порядка – Сен–Луи и Гренсбери в западной части основного языка. Они оставили морену преимущественно серой окраски благодаря преобладанию в ней карбонатных пород. К северо–западу от языка Де–Мойн располагался небольшой язык Вадена.

История поздневисконсинского оледенения рассматриваемой территории – это, по существу, история различных фаз, или стадий, отступления ледниковых языков, оставивших после себя разнообразные аккумулятивные и эрозионные формы рельефа. Сложность восстановления этой истории заключается в том, что некоторые территории неоднократно покрывались ледниковыми языками, двигавшимися из своих самостоятельных центров. Соотношение во времени отдельных ледниковых подвижек, или фаз, для различных языков окончательно не выяснено, а корреляция связанных с ними конечноморенных образований далеко не всегда достаточно обоснована. И тем не менее благодаря применению радиоуглеродного метода были достигнуты значительные успехи в этом направлении.

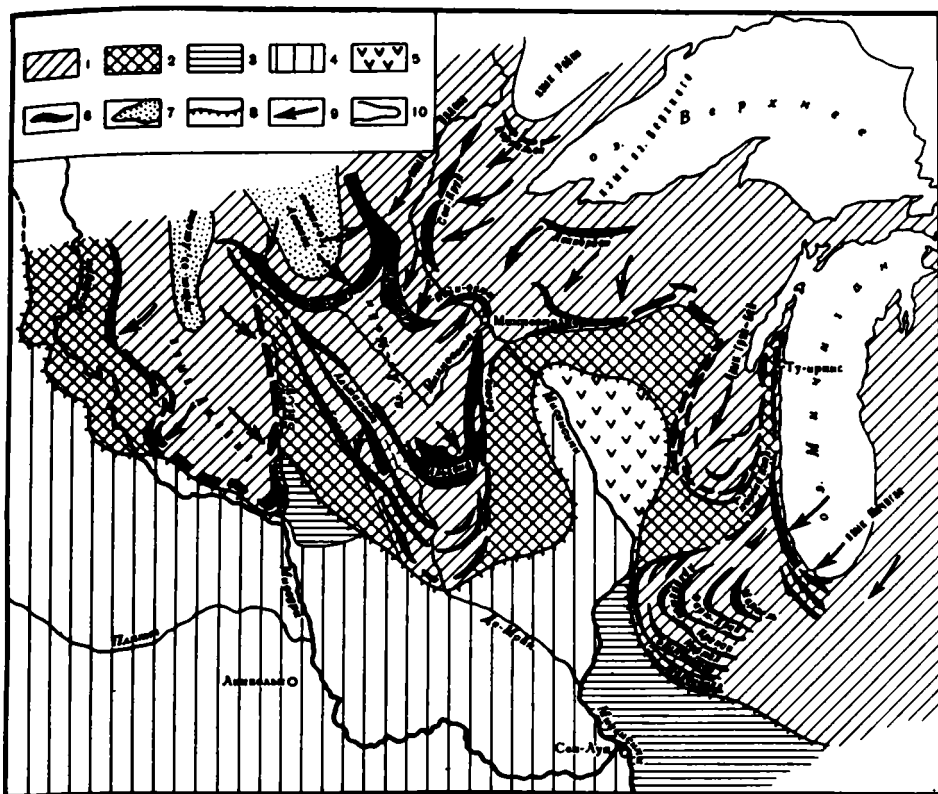


Рис. 76. Схема распространения ледниковых языков на севере Великих равнин и на западе области Великих озер в висконсине

1 - поздневисконсинские отложения; 2 - ранневисконсинские; 3 - иллинойские; 4 - канзасские отложения; 5 - области, не покрывавшиеся ледниками; 6 - конечноморенные пояса; 7 - древние ледниковые озера; 8 - границы висконсинского оледенения; 9 - направление движения ледниковых языков; 10 - современные озера

Наиболее полная история и хронология поздневисконсинского оледенения восстановлена для территории Иллинойса и Висконсина, покрывавшейся ледниковыми языками оз. Мичиган, Грин-Бей и отчасти Эри.

На территории Иллинойса во время главного наступания ледников языки Мичиган и Эри сливались и оставили после себя систему конечноморенных дуг. Возраст самой внешней морены определен в 20 000-19 000 л.н. Эта морена носит название морены Шелбивилл. При последующем отступании образовалась система многочисленных (более 30) конечных морен. Главнейшие из них (от более древних к более молодым): Шелбивилл, Блумингтон, Нормал, Кропси, Марсейлс, Вальпарейзо, Западное Чикаго, Порт-Гурон.

В северо-западной части Иллинойса конечноморенный пояс Шелбивилл не выражен. Ему отвечают ледниковые отложения (основная морена), поле которых располагается за пределами распространения конечной морены Блумингтон. В них различают два ледниковых комплекса - морену эсмонд и морену ли-сен-тер (Гуге а.о., 1969), различающихся по цвету и литолого-минералогическим особенностям (см. табл. 7). Предполагается, что морена эсмонд отложилась при наступании ледникового языка второго порядка - Диксон, а морена ли-сен-тер - языка Грин-Ривер. Для органогенных супесей, залегающих в основании

морены эсмонд, получена радиоуглеродная дата  $23\ 750 \pm 1056$  л.н. (I-2784) (Frye a.o., 1969, стр. 22).

В Висконсине главным ледниковым языком был язык Грин-Бей. При его отступании значительная часть территории покрывалась мертвым льдом, при таянии которого в последующее время образовывались широкие поля друмлинов и флювиогляциальных отложений. Язык Грин-Бей в Висконсине достиг максимума не в раннем вудфорде, как язык Мичиган на территории Иллинойса, а в среднем вудфорде. Таким образом, морены, отвечающие ранним подвижкам (объединяемым иногда в стадию тейзуелл), оказались там погребенными под более молодыми моренами средневудфордского возраста (стадия кэри). К среднему вудфорду ранее относилась и так называемая интерлобальная морена Кэтл, расположенная между языками Мичиган и Грин-Бей. Полученные недавно радиоуглеродные даты указывают на более широкий диапазон времени, в течение которого формировалась эта морена -  $22\ 000-13\ 000$  л.н. (Black, 1969, стр. 101).

Для вудфордских отложений в широком понимании получено огромное число радиоуглеродных дат (Ruhe a.o., 1957; Frye a.o., 1968; Frye, Willman, Glass, 1968; Ruhe a.o., 1968; и др.). В Иллинойсе имеется серия дат для лёссов теория в интервале от  $20\ 300 \pm 400$  (W-870) до  $13\ 700 \pm 230$  л.н. (I-1720). Обломки древесины в их основании имеют возраст  $23\ 500 \pm 400$  л.н. (W-745). Для верхней части лёссов мортон получены даты  $20\ 340 \pm 740$  (W-349) и  $20\ 700 \pm 650$  л.н. (W-399). Древесина из конечной морены Шелбивилл непосредственно над лёссами мортон датирована  $19\ 200 \pm 700$  (W-187) и  $18\ 400 \pm 500$  л.н. (W-524). В центральной части северного Иллинойса недавно была получена дата  $23\ 100 \pm 2100$  л.н. (I-2783) по тонкому прослою органогенной супеси в основании этой морены (Kempton, Hackett, 1968). Имеется одна дата  $15\ 600 \pm 600$  л.н. (W-524) для средневудфордских флювиогляциальных отложений, связанных с конечноморенным поясом Вальпорайзо. В то же время дата  $12\ 650 \pm 550$  л.н. (W-140), относящаяся к ранней стадии развития древнего озера Чикаго, свидетельствует, что моренный комплекс Вальпорайзо сформировался до этого времени.

В Айове вудфордские ледниковые отложения разделяются на два комплекса, отвечающих двум стадиям поздневисконсинского оледенения - тейзуелл и кэри (Wright, Ruhe, 1965; Ruhe, 1969). Последние формировались при наступании ледникового языка Де-Мойн, распространившегося на 45 км южнее границы Миннесоты и Айовы. Выделяются четыре конечноморенных пояса в южной оконечности языка Де-Мойн, отвечающих фазам отступления ледника стадии кэри: Бемис, Альтамонт, Гумбольд и Альгона (см. рис. 76). На основании нескольких надежных и хорошо сходящихся дат возраст морены Бемис на широте Эмса определен в  $14\ 000$  л.н., а возраст наиболее молодой конечной морены Альгона - в  $13\ 000$  л.н. За  $1000$  лет ледник достиг своего максимального распространения на юг, сформировав там конечноморенную дугу Бемис и сопряженные с ним краевые формы, затем отступил на север на расстояние  $160$  км, образовав еще две конечные морены - Альтамонт и Гумбольд, и достигнул, наконец, своего положения у конечноморенного пояса Альгона (Ruhe, 1969, стр. 65).

Морены более древнего оледенения стадии тейзуелл выходят на поверхность на очень ограниченной площади к западу от языка Де-Мойн. Основная их часть была, по-видимому, перекрыта и в значительной степени уничтожена ледником стадии кэри. Несколько радиоуглеродных дат для основания морены тейзуелл близки к  $20\ 000$  л.н. Основываясь на всех имеющихся датах, можно утверждать, что оледенение стадии тейзуелл происходило  $22\ 000-14\ 000$  л.н., а стадии кэри -  $14\ 000-13\ 000$  л.н. (Ruhe, 1969, стр. 112).

Для лёссовых разрезов в Айове также получено большое число радиоуглеродных дат. Для внутренней части лёссов теория имеется семь дат в интервале от  $20\ 300 \pm 400$  (I-1409) до  $16\ 100 \pm 1000$  л.н. (I-1270); для их кровли (подошвы ледниковых отложений стадии кэри) - пять дат в интервале от  $13\ 820 \pm 400$  (W-513) до  $14\ 700 \pm 400$  л.н. (W-153), для их основания в юго-западной Айове - 20 дат от  $16\ 500 \pm 50$  (I-1419) до  $29\ 000 \pm 3500$  л.н. (I-1269) (Ruhe a.o., 1968;



Ruhe, 1969). На основании этих дат диапазон формирования лёссов в Айове оценивается в 14 000–29 000 л.н. (Ruhe, 1969, стр. 42).

Здесь следует указать на два обстоятельства. Прежде всего на очень широкое понимание американскими исследователями термина "лёссы", который объединяет, по существу, все породы неледникового и нетипично аллювиального происхождения. Литологически они варьируют от чистых песков до пелитового материала. Американцы считают их все эоловыми образованиями, что в ряде случаев сомнительно (Шанцер, 1967; Кинд, Никифорова, 1967). Вместе с тем указанные даты для лёссов теория в столь широком интервале (от 29 000 до 14 000 л.н.), полученные по древесине, несомненно, включают и даты для фармдейльской почвы, существование которой в ее традиционном понимании отрицается исследователями Айовы. Так, по мнению Руэ (Ruhe, 1969), почва, развитая на лёссах и покрытая хвойным лесом, существовала здесь в течение всего позднего висконсина. По мере продвижения ледника лес погребался, и почва оказалась перекрытой ледниковыми отложениями. Этим объясняется столь широкий диапазон дат для кровли "лёссов теория".

Существенно заметить также, что начало "современной эпохи" в Айове датируется Руэ в 13 000 л.н., т.е. временем окончания стадии кэри (Ruhe, 1969, стр. 112). Как мы увидим дальше, в этом вопросе у американских исследователей имеются большие разногочия и путаница.

Довольно стройная, хотя и не лишенная пробелов, история и хронология ледниковых подвижек разработана для территории к западу и северо-западу от области распространения языков Мичиган и Грин-Бей. Расшифровка ее осложнена здесь тем, что в вудфордское время сюда надвигалось множество ледниковых языков, наступавших как с северо-запада, так и северо-востока. Нередко они в разное время перекрывали одни и те же области. История ледниковых подвижек для территории Миннесоты приведена в работе Райта и Руэ (Wright, Ruhe, 1965), а для территории севера Великих равнин (Северная Дакота, Южная Дакота и Маннитоба) – в работе Лемке и др. (Lemke a.o., 1965). Мы не будем излагать результаты этих исследований и отошлем заинтересованных лиц к указанным публикациям, тем более, что новые геохронологические данные для этих территорий нам неизвестны.

Ту-крикский подъярус был выделен Фраем и Уилменом (Frye, Willman, 1960) по разрезу у одноименного местечка на западном побережье оз. Мичиган (восточный Висконсин), впервые описанному Бертрандом в 1957 г. (Thwaites, Bertrand, 1957, стр. 856). В этом знаменитом разрезе, который нам удалось осмотреть в 1965 г. во время экскурсии VII конгресса INQUA, почва с лесной подстилкой и погребенным лесом залегает на поздневудфордской морене и перекрывается озерными осадками и мореной стадия валдерс (рис. 77). Для ту-крикской почвы этого местонахождения имеется более 12 радиоуглеродных дат.

Средняя дата, полученная в Чикагской лаборатории, – 11 404, в Ламонтской лаборатории – 11 840 л.н. Исходя из всех существующих дат, возраст ту-крикского интервала принимается теперь в 12 500 – 11 000 л.н. (Frye a.o., 1968, стр. 18).

С ту-крикским интервалом совпадает первое значительное поздневисконсинское потепление. В это время ледники отступили далеко на северо-восток. Территория Висконсина и Иллинойса покрылась лесом, который впоследствии был погребен ледниками стадии валдерс.

Пыльцевые спектры из стратотипа ту-крикских отложений свидетельствуют о почти полном преобладании ели (рис. 78). Примесь других древесных форм (*Pinus*, *Larix*, *Quercus* и др.) ничтожна. Макроскопическое изучение древесных остатков показало присутствие следующих пород: *Picea mariana*, *P. glauca*, *Abies balsamea*, *Larix*, *Populus* (West, 1961). Интересно, что согласно исследованиям Уилсона (Wilson, 1936), среди деревьев из погребенного леса присутствовали экземпляры ели, имевшие возраст 140 лет. Средний возраст деревьев был около 60 лет.

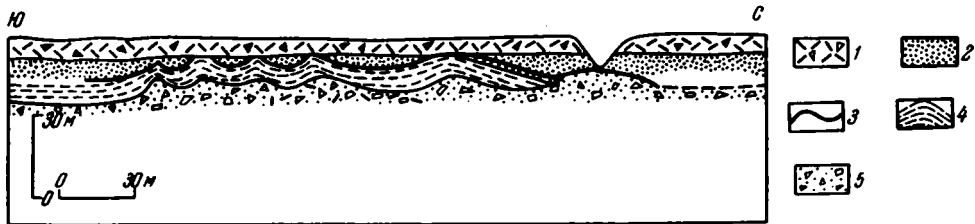


Рис. 77. Залегание висконсинских отложений в Ту-Криксе, штат Висконсин (Кинд, Никифорова, 1967)

1 - красная морена стадии валдерс; 2 - озерные пески; 3 - почва ту-крикс с лесной подстилкой; 4 - озерно-ледниковые глины; 5 - серая морена стадии манкайто

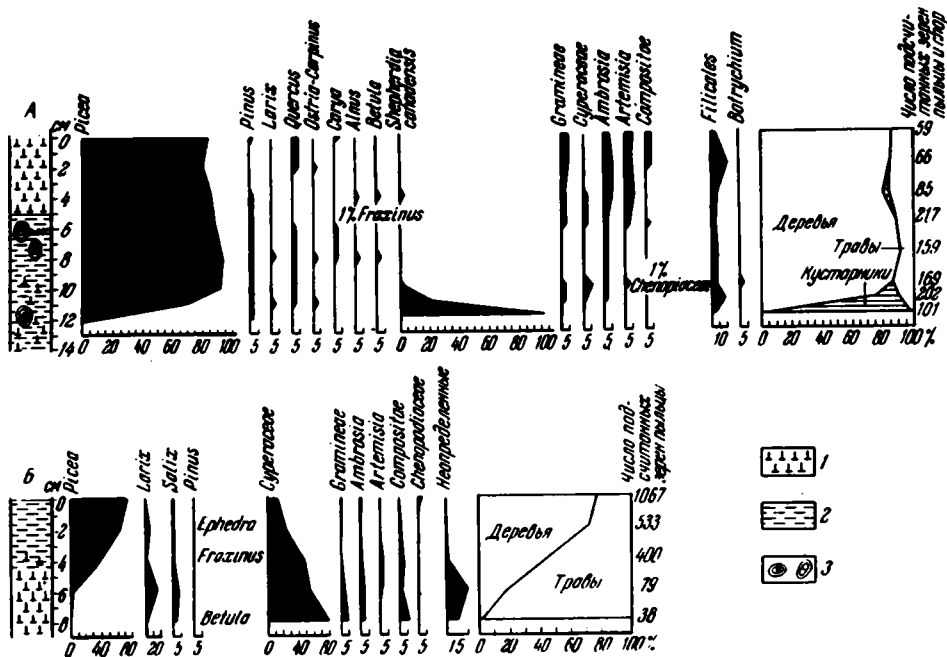


Рис. 78. Пыльцевые диаграммы разрезов отложений ту-крикского межстадиала (Гричук, 1967)

А - разрез около Ту-Крикса на берегу оз. Мичиган (по анализам Веста); Б - разрез на Дак-Крик (по анализам Швагера). 1 - песок и глина; 2 - супесь с растительными остатками; 3 - обломки стволов деревьев

Уровень ледникового озера Чикаго, существовавшего на месте современного оз. Мичиган, был сравнительно низким в течение ту-крикского интервала. При последующем наступлении ледника в начале стадии валдерс сток вод на восток был затруднен, и уровень озера вновь несколько повысился. Лес при этом оказался затопленным, и на поверхности почвы отложились озерные пески (см. рис. 77), на которые затем надвинулся ледник стадии валдерс.

В штате Айова ту-крикскому интервалу отвечает почва брэди, описанная впервые к западу от р. Миссури. Она широко распространена на территории Небраски и Канзаса и разделяет здесь лёссы бигнелл и лёссы пеория. К сожалению, единственная радиоуглеродная дата, полученная для горизонта А почвы

бреды (9160±250 л.н. - W-234), оказалась замоложенной из-за загрязнения современным гумусом (Ruhe, 1968). Корреляция ее с ту-крикским интерстадиалом ледниковых областей производится только по геологическим данным (Reed, Dreeszen, 1965, стр. 43).

**Валдерский подъярус.** Отложения, относящиеся к валдерскому подъярусу, впервые были описаны под названием валдерской морены в восточном Висконсине (Thwaites, 1943; Thwaites, Bertrand, 1957). Последнее валдерское оледенение на западе области Великих озер покрывало, по-видимому, всю восточную половину оз. Верхнего и северную часть оз. Мичиган. Центр его располагался где-то между этими озерами. Отсюда ледник разделялся на два крупных языка: первый спускался из бассейна оз. Верхнего, двигаясь на запад-юго-запад, второй - из северной части оз. Мичиган со стороны залива Грин-Бей, заняв территорию северо-восточного Висконсина. Граница валдерского оледенения на территории Висконсина, первоначально намеченная Суейтсом (Thwaites, 1943; Thwaites, Bertrand, 1957), позднее была значительно смещена к северу и северо-востоку (Black, 1966). Таким образом, согласно новым представлениям, оледенения занимают меньшую площадь, чем это предполагалось ранее. Вдоль границы валдерского оледенения на территории Висконсина широко развиты различные краевые формы - обширные поля друмлиноз и флювиогляциальных отложений. Граница распространения валдерского оледенения в бассейне оз. Верхнего точно не установлена.

Нижняя возрастная граница валдерского подъяруса определяется концом ту-крикского теплого интервала, т.е. 11 000 л.н. Что касается его верхней границы, то вопрос этот и до последних лет окончательно не решен. Ниже эта проблема будет рассмотрена подробно.

#### *Бассейны озер Эри и Онтарио*

Отложения позднего висконсина имеют очень широкое распространение на территории восточной части области Великих озер. В позднем висконсине ледниковый щит полностью покрыл территорию южного Онтарио и продвинулся на юг на территорию Огайо. В Онтарио ему отвечает морена кэтфиш-крик, сложенная песчанистым и илистым материалом. Она сопоставляется с моренами наварр или кент в северо-восточном Огайо и северо-западной Пенсильвании (см. рис. 73), где возраст ее определен в 24 600±800 л.н. (W-17).

Первое главное отступление поздневисконсинского ледника на территорию южного Онтарио - и, вероятно, вплоть до восточной части оз. Эри - произошло в течение так называемого интерстадиала лейк-эри, около 15 000 л.н. (Dreimanis, 1958, 1970a, 1971; Mölter, 1970). В это время уровень оз. Эри резко повысился, воды вторглись на территорию между отступающими языками Эри и Гурон, распространившись вплоть до Лондона (штат Огайо); сформировалась пачка иловато-глинистых осадков.

Новая ледниковая подвижка произошла около 14 000 л.н. В это время ледник языка Эри в последний раз продвинулся вперед более чем на 100 км и встретился с наступающим языком Гурон в области, расположенной к юго-западу от Лондона. Ледник перекрыл здесь озерные глинисто-иловатые отложения лейк-эри и отложил поверх них морену порт-стенли, слагающую самую верхнюю часть береговых обрывов оз. Эри. При дальнейшем отступании языка Эри образовалась множество конечных морен, состоящих из материала ледниковых отложений порт-стенли.

После значительного отступления ледника (интерстадиал кэри - порт-гурон), произошла новая небольшая подвижка ледника и сформировалась иловато-глинистая морена, которая в районе Торонто носит название верхней морены лисайд (см. рис. 73).

На территории западного Огайо поздневисконсинский ледник оставил 12 или более конечноморенных гряд и обширные поля флювиогляциальных галечников, камов и оз. Здесь же различают три главные донные морены, на каждой из

которых развита почва (Goldthwait a.o., 1965). Все три морены и более 12 кончюморенных дуг сформировались здесь в короткий промежуток времени, между 18 000 и 14 000 л.н. Радиоуглеродные даты, полученные по древесине (главным образом *Picea*), погребенной в моренах, дают возможность проследить историю наступания ледника, который проник на территорию Огайо около 25 000 л.н., образовав два языка - Миами (20 000 л.н.) и Скиото (18 000 л.н.) (Forsyth, 1961; Goldthwait a.o., 1965). Была сделана попытка подсчитать скорость наступания ледника: на севере она составляет 105 м в год, на юге - 15 м в год для языка Скиото и 32 м в год - для языка Миами (Goldthwait a.o., 1965). Наиболее древние даты для времени окончательного отступления ледников, полученные для деревьев, затопленных при подъеме вод древнего озера Уистли в бассейне Эри, лежат в интервале 14 300±450 (W-198) и 12 920±400 л.н. (W-430).

#### ВОПРОСЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ВИСКОНСИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЛЕДНИКОВЫХ СОБЫТИЙ

Говоря об истории оледенения восточной части области Великих озер, Дрейманис пишет: "Наиболее значительное наступание ледников языка Эри-Онтарио... произошло в нижнем и верхнем висконсине... Главные отступления ледников падают на длительный средневисконсинский интервал и на конец верхнего висконсина" (Dreimanis, 1969, стр. 192). В другой его статье, посвященной этому же вопросу, сказано: "Почти синхронное наступание ледников из всех лобальных областей (Гурон, Эри, Онтарио, - Н.К.), подтвержденное палинологическими исследованиями и более чем 100 радиоуглеродными датами, приводит к необходимости трехчленного деления последней ледниковой эпохи: на ранний, средний и поздний висконсин. Ранний и поздний висконсин ознаменовались крупными наступаниями ледников..., в то время как средний висконсин, продолжительностью от 55 000 до 23 000 л.н., характеризовался длительными интерстадиальными отступлениями. В каждом из трех подразделений различают несколько коротких, но синхронных ледниковых флукутаций, имеющих большое стратиграфическое значение. Окончательное решение о стратиграфическом ранге всех крупных и мелких подразделений зависит от корреляции с другими территориями" (Dreimanis, 1970, стр. 541).

Как известно, долгое время главным внутривисконсинским интерстадиалом в Северной Америке считался фармдейл, или плам-пойнт. С ним коррелировалось большинство интерстадиальных потеплений, выявленных на различных далеко отстоящих друг от друга территориях. По мере получения новых радиоуглеродных дат, особенно старше 40 000 л.н., выяснилось, что во многих областях этот интервал древнее плам-пойнта и коррелируется с порт-толботом бассейнов Эри и Онтарио, а также с его аналогами - интерстадиалом сидни (Огайо и Пенсильвания) и отчасти - интерстадиалом нью-перис (Индиана).

Выше, при рассмотрении четвертичной геологии Иллинойса и Висконсина, мы видели, как постепенно эволюционировали взгляды исследователей на хронологию ледниковых событий этой территории. Выделенный в начале единого крупного стратиграфического подразделения альтонский подъярус был затем расчленен на несколько ледниковых и неледниковых интервалов. Среди них особого внимания заслуживает отрезок времени, которому отвечает накопление так называемых супесей плано. По времени (от более чем 41 000 до 32 000 л.н.) он почти точно совпадает с интерстадиалом порт-толбот 2 в бассейнах Эри и Онтарио. Как уже отмечалось, этот отрезок времени признается теперь на востоке как "очень существенный климатический интервал" внутри висконсинского яруса, не уступающий по своему значению фармдейлу. То обстоятельство, что до последнего времени там сохранилось деление висконсина на две крупные ледниковые эпохи, отвечающие альтонскому и вудфордскому подъярусам, а указанный теплый интервал не выделен в самостоятельную крупную стратиграфическую единицу, объясняется недостаточной изученностью отвечающих ему

Таблица 9

Сопоставление висконсинских отложений  
языка Эри - Онтарио и языка Мичиган  
(по Dreimanis, 1971)

Тыс. л.н.	Язык Эри - Онтарио		Язык Мичиган	
	А. Dreimanis, 1969	Интерстадиаль- ные отложения	Figure a.o., 1968	
10	Поздний висконсин			Валдерс
				Ту-крикс
20				Вудфорд
				Фармдейл
30	Средний висконсин			Альтон
40				
50	Ранний висконсин			
60				
70				

отложений. Это отмечается и самими исследователями (см. выше, стр. 149). С нашей точки зрения, это - дело самого ближайшего будущего.

Сходство в истории подвижек ледникового языка Мичиган и языка Эри-Онтарио отчетливо выступает при рассмотрении табл. 9. Некоторое смещение во времени интерстадиалов фармдейл и плам-пойнт, а также предшествовавшего холодного интервала, связано, по-видимому, с недостаточным числом радиоуглеродных дат для отложений плам-пойнта в бассейне Эри (см. выше). Показательно, что на схеме Дрейманиса, составленной им также в 1969 г. (см. рис. 73), указанный холодный интервал, отвечающий накоплению морены саутоулд, показан в несколько иных временных рамках, почти точно совпадающих с возрастом верхнего виннебаго в Иллинойсе (33 000-29 000 л.н.). Причина несоответствия обеих схем нам неясна. Возможно, что этот сдвиг во времени ледниковых событий объясняется и различным расстоянием от центра оледенения на западе и востоке области Великих озер.

С этой точки зрения представляет интерес высказывание Карлstromа (Karlstrom, 1968; Karlstrom, Ray, 1968) о принципах подразделения висконсинского

Подразделение позднего антропогена Северной Америки  
(Karlstrom, Ray, 1968)

Хроностратиграфические подразделения	Предполагаемый возраст основных рубежей, лет		
	граница около максимального распространения ледников	граница вблизи центров оледенения	кульминация отступления ледников
Голоцен		9 000	5 500
	12 500		
Поздний висконсин	33 000	36 000	
Средний висконсин		50 000	45 000
	53 000		
Ранний висконсин	73 000	77 000	
Сангамон			85 000

юруса в ледниковых и внеледниковых (перигляциальных) областях. В ледниковых областях возраст верхних и нижних границ оледенений определяется датами для кровли и подошвы соответствующих ледниковых отложений; они могут не совпадать во времени для различных регионов. Иными словами, границы их всегда будут скользящими. Во внеледниковых областях границы подразделений висконсина отражают рубежи климатических изменений и могут не соответствовать границам ледниковых подвижек. Поэтому для широких корреляций, кроме синхронно проявляющихся климатических рубежей, следует учитывать не возраст ледниковых подвижек, а время максимального отступления края ледников — наиболее надежный рубеж для интергляциальных, интрагляциальных и интерстадиальных интервалов. Этот принцип отражен в предлагаемой Карлстромом классификации висконсина (табл. 10).

Заметим, что в этой классификации средний висконсин выступает как крупное стратиграфическое подразделение, равноценное раннему и позднему висконсину: "... не фармдейл, а порт-толбот является главным внеледниковым интерстадиалом (висконсина. — Н.К.)" (Karlstrom, 1968). Обоснование необходимости трехчленного деления висконсина приводится им в более поздней работе (Karlstrom, 1970).

Перейдем к вопросам внутриконтинентальной корреляции висконсинских отложений и ледниковых событий некоторых территорий Северо-Американского континента.

В Новой Англии выделяются две разновозрастные послесангамонские морены, встречающиеся во многих местах восточного Массачусетса, северо-восточного Коннектикута и в других районах (Flint, 1961; Schafer, Harthorn, 1965; и др.). Более древняя морена — плотная, глинистая и сильно выветрелая, в среднем до глубины 4—9 м. Молодая морена — рыхлая и песчанистая. Они отделены друг от друга горизонтом почвообразования (почвы пакстона), а местами и органогенными осадками. Возраст последних оказался старше 38 000 (W-910, W-647, W-380) и 40 000 л.н. (Y-451 bis). Содержащаяся в них микрофауна указывает на межледниковый климат. В Бостонском бассейне, по Кэю, этому интервалу отвечает, по-видимому, так называемые средневисконсинские глины, залегающие на глубоко выветрелой ранневисконсинской "морене III" (Кауе, 1961). Касаясь вопросов корреляции, Шефер и Хартсхорн пи-

шут: "Если оледенение (отвечающее древней морене, или "морене III" - Н.К.) произошло в послесангамонское время (Flint, 1963), то понадобился бы период не менее чем в несколько десятков тысяч лет для эрозии и выветривания. Такой ледниковый период и последующий межстадиал, вероятно, должен отвечать по крайней мере альтону и фармдейлу Фрая и Уилмана" (Schafer, Harthorn, 1965).

В западном Вашингтоне также выделяется длительный интервал времени - интерстадиал олимпия, разделяющий два наступания кордильерского ледникового покрова - оледенения салмон-спрингс и фрейзер (Crandell, 1965). Первое сопоставляется с ранним, второе - с поздним висконсином. Возраст торфяников, сформировавшихся в течение указанного интервала, превышает 38 000 л.н. Пыльцевые спектры из этих отложений, изученные во многих пунктах низменности Пьюджет-Саунд южнее Сиэтла (северо-западный Вашингтон), свидетельствуют в большинстве случаев о климате более прохладном, чем современный (Heusser, 1965; Crandell, 1965). Предполагается, что ледниковый язык Пьюджет, сформировавший обе висконсинские морены, полностью покинул низменность во время интерстадиала олимпия.

На юге провинции Британская Колумбия неледниковый интервал олимпия классифицируется как межледниковье (Fulton, 1971). Большое число радиоуглеродных дат позволило определить его возраст в интервале 52 000 - 19 000 л.н. Палеонтологические данные свидетельствуют о прохладном, близком к современному климате этого времени. На юго-западе Британской Колумбии ему отвечает интерстадиал куадра (Fyles, 1963), который продолжался от более чем 41 500 (L-47513) до 23 450 л.н. (L-221 B) (Dreimanis a.o., 1966, стр. 322).

В Скалистых горах различают два самостоятельных послесангамонских оледенения - бул-лейк и пайндейл. Современные взгляды на историю и хронологию этих оледенений изложены Ричмондом в докладе VIII конгресса INQUA в Парке (Richmond, 1970). В Скалистых горах четко выделяются две стадии, или два самостоятельных оледенения, - ранний бул-лейк и поздний бул-лейк, разделенные неледниковым интервалом. Возраст раннего бул-лейка на основании последних дат по К-Аг оценивается в 120 000-80 000 л.н., позднего бул-лейка - в 70 000-50 000 л.н. На ледниковых отложениях позднего бул-лейка повсеместно развита мощная почва, отвечающая межледниковью между поздним бул-лейком и пайндейлом. Оно осталось почти не охарактеризованным радиоуглеродными датами. На основании изучения хронологии событий в районе оз. Бонневиль (Большой Бассейн) этот интервал датируется примерно 50 000-29 000 л.н. Отмечается подъем уровня озера около 35 000 л.н., отвечающий пльвиалу или, возможно, оледенению в горах.

Оледенение пайндейл, соответствующее главному вьюрму в Альпах, разделяется на три стадии, возраст которых также не ясен из-за отсутствия радиоуглеродных дат. Исходя из хронологии колебаний уровня озер Большого Бассейна, считается, что две первые стадии укладываются в интервал между 29 000 и 11 000 л.н. Самая поздняя стадия - моложе 11 000 лет; предшествующий ей интерстадиал сопоставляется с аллердом Европы и ту-криксом более восточных районов США. Выявляется также предпайндейльский теплый интервал (примерно 32 000-29 000 л.н.), эквивалентный паудорфу Европы.

На Аляске висконсинское оледенение протекло очень сложно и "состояло по крайней мере из двух крупных этапов наступания ледников и нескольких осцилляций в течение последнего крупного наступания" (Péwé a.o., 1965, цит. по "Четвертичному периоду в США", 1968 г., стр. 428). Указанные два этапа наступания ледников носят на Аляске название оледенений кник и нептаун. В районе залива Кука, где проводились наиболее детальные исследования ледниковых отложений и радиометрические определения возраста органических осадков, было установлено, что оледенение кник отвечает раннему висконсину, а оледенение нептаун - позднему висконсину севера центральной части США (Miller, Dobrovolny, 1959; Karlstrom, 1961). На древневисконсинских моренах хорошо развита почва, мощность которой в два раза больше, чем на молодых

висконсинских моренах. На северо-западе Аляски установлены два оледенения хребта Брукс: ранневисконсинское – стадия кобук (старше 38 000 л.н.) и поздневисконсинское – стадия амбгер (25 000–10 000 л.н.), разделенные длительным средневисконсинским неледниковым интервалом (Schweger, 1971).

“Средневисконсинскому межледниковью”, как его называют исследователи Аляски (Péwé a.o., 1965, табл. 2), отвечает по времени воронцовская трансгрессия, отложения которой у мыса Воронцова в районе Анкориджа представлены так называемыми бутлергерскими глинами (Miller, Dobrovolny, 1959; Hopkins a.o., 1965; Péwé a.o., 1965). Предполагается, что уровень моря во время воронцовской трансгрессии был на несколько метров ниже современного, температура воды – близка к современной, а воздух несколько холоднее (Pewe a.o., 1965). Возраст воронцовской трансгрессии по радиометрическим данным оценивается примерно в 48 000–33 000 л.н. (Karlstrom, 1961; Hopkins a.o., 1965; Hopkins, 1967a, б; и др.).

Очень интересные данные о развитии климата в среднем висконсине получены для территории Канадской Арктики. Геологическое, палеоботаническое и литолого-минералогическое изучение древних аллювиальных отложений в бассейнах р. Айзортон и оз. Флинтуэй на северной оконечности ледниковой шапки Барнет (о. Баффина Земля) показало, что они формировались при более мягких климатических условиях по сравнению с современными. В это время здесь произрастали древовидная береза и ольха, северная граница которых располагается сейчас по крайней мере на 700 км южнее. Возраст этого теплого межледникового интервала, которое получило название фазы айзортон, определен от 40 000 (или старше) до 24 600 л.н. (Ives e.a., 1965; Webber a.o., 1965; Andrews, 1967). Изученные аллювиальные отложения подверглись гляциодислокациям и перекрыты мореной ледниковой фазы фокс, возраст которой по раковинам морских моллюсков определен примерно в 18 000–20 000 л.н. Палеогеографические выводы, вытекающие из этих исследований, по мнению авторов, могут быть распространены на значительную часть Канадской Арктики (Ives e.a., 1965).

Приведенные выше данные по корреляции висконских отложений для некоторых территорий Северной Америки и основные данные об их возрасте сведены в табл. 11. Они достаточно убедительно доказывают существование длительно-го, в целом неледникового средневисконсинского интервала. Одними исследователями он расценивается как межледниковье, другими – как интерстадиал. Продолжительность его на основании радиометрических дат также определяется несколько по-разному. Но, так или иначе, он попадает в интервал между 50 000 (или несколько более) и 22 000 л.н., т.е. в тот отрезок времени, который отвечает возрасту среднего висконсина, или интерстадиала порт-толбот в его стратотипе.

Таким образом, для большинства районов имеется естественное деление висконсина на три крупных отрезка. Соответственно у ряда американских исследователей появилось отчетливое стремление пересмотреть принятую временную стратиграфическую шкалу и разделить единый висконсинский ярус на три самостоятельных яруса (Dreimanis, 1970в; Karlstrom, 1970; и др.).

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

##### Переход от позднего висконсина к «современности» и проблема границы плейстоцена и голоцена

Выше отмечалось отсутствие единой точки зрения на нижнюю границу послеледниковья (или “современности”, как его часто называют американские исследователи). Иными словами, если подходить к этому вопросу с формальной точки зрения, т.е. строго придерживаться значения самого термина “послеледниковье”, то указанная граница не будет совпадать для территорий



с различной историей развития оледенения в его завершающую фазу. Такое несовпадение имеет место в действительности. Соответственно эта граница проводится по-разному на различных территориях США – в диапазоне от 13 000 до 5000 л.н.

Первоначально при установлении валдерского подъяруса нижняя граница его условно датировалась 5000 л.н. (Frye, Willman, 1960). Предполагалось, что с этим временем совпадают полная деградация ледникового покрова и поднятие уровня Мирового океана до современного. Подобные критерии признаются даже самими американскими исследователями слишком неопределенными для проведения границы между двумя ярусами: висконсинским и современным – тем более, что за последнее десятилетие накопились новые материалы как по хронологии позднеледниковья, так и по колебаниям уровня моря (Frye, 1968). Поэтому ведущие стратиграфы-четвертичники Восточного Запада внесли недавно предложение принять за верхнюю границу валдерского подъяруса время окончания стадии кокран в Канаде (Frye a.o., 1968), т.е. примерно 7000 л.н. Геологически граница определяется контактом между кокранской мореной и вышележащими отложениями на территории низменности залива Джемс в Онтарио.

Здесь уместно указать, что стадия кокран, установленная в Манитобе у южной и юго-западной оконечности Гудзонова залива, сопоставляется со стадией кокборн, морены и краевые формы которой изучены на обширной территории центральной и восточной части Канадской Арктики (Falkoner, Andrews, Ives, 1965; Falconer a.o., 1965). Имеющиеся радиоуглеродные даты позволяют оценить возраст этой стадии примерно в 8000–8500 л.н. (Bryson a.o., 1969). После ее окончания, около 8000 л.н., произошло катастрофически быстрое таяние ледников Лаврентийского щита и распад его на отдельные останцовые ледниковые покровы. На о. Баффина Земля – наиболее детально изученной территории Канадской Арктики – известны более молодые подвижки ледников, около 6700, 4700 и 2000 л.н., а также несколько мелких осцилляций, близких к современности (Andrews, 1966; Löken, Andrews, 1966; и др.). Отдельные ледниковые шапки сохранились там до наших дней.

Приведенные данные еще раз подтверждают непригодность для Северо-Американского континента чисто "ледникового" критерия, который используется при проведении рассматриваемого рубежа.

Особенно ясно это выступает при рассмотрении недавно опубликованных схематических карт, на которых показаны примерные радиоуглеродные изохроны отступления последнего ледникового покрова на территории Северной Америки (Bryson a.o., фиг. 1, 2; Prest, 1969). Они наглядно показывают единый в целом ход деградации ледникового щита, начиная от максимума его распространения около 18 000 л.н. и до современности. При этом выявляются два периода наиболее интенсивного таяния льдов – между 13 000 и 8500 и после 8000 л.н. В конце первого интервала – около 9000 л.н. – площадь Лаврентийского ледникового щита (в широком понимании) сократилась примерно в два раза, а объем льдов – на 75% (Bryson a.o., 1969, стр. 7). Тогда же или несколько позднее, около 8500 л.н., между Лаврентийским и Кордильерским щитами образовался коридор, соединяющий Арктический бассейн с территорией Великих равнин (Prest a.o., 1968). До этого времени здесь существовал ледяной барьер, высота которого около 11 000 л.н. составляла 3000 м (Bryson a.o., 1969, стр. 5). Таким образом, в указанном интервале (13 000–8500 л.н.) особенно интенсивная дегляциация падает на его вторую половину, грубо говоря между 10 000 и 8500 л.н. В течение стадии кокборн (8500–8000 л.н.) площадь ледяного покрова вновь возросла, а после ее окончания стала резко и быстро сокращаться.

По европейской палеоклиматической классификации указанные два периода наиболее быстрой дегляциации падают на предбореальное и атлантическое время. Интересно, что даже во второй половине последнего периода, около 6500–5000 л.н., по данным Брайсона и других, отдельные ледяные покровы существовали на возвышенных территориях Киватина и п-ова Лабрадор, не говоря

уже об о.Баффина Земля, где, как отмечалось, полной дегляциации так и не произошло. Таким образом, верхняя граница вудфордского яруса, если ее проводить по "ледниковому" принципу, неизбежно будет скользкой. Строго говоря, для некоторых территорий Северной Америки ее вообще невозможно провести. Американские геологи-четвертичники не могут прийти к единодушному решению: где именно провести эту границу (Morrison, 1969, стр. 363).

Можно с большим удовлетворением констатировать, что за последнее десятилетие открылся другой путь для интерпретации и корреляции поздних и послеледниковых событий в Северной Америке. Это палеогеографические и палеоклиматические реконструкции, опирающиеся на историю развития растительности, восстанавливаемую главным образом по данным спорово-пыльцевых анализов и радиоуглеродного датирования. В этом направлении достигнуты существенные результаты, касающиеся хронологии и изменений климата и ландшафта за последние 14 000-13 000 лет. Появилась возможность сопоставлять пыльцевые зоны с ледниковыми событиями на различных территориях США и Канады. Это направление дало американским исследователям еще один критерий для внутри- и межконтинентальных корреляций.

Наиболее полная информация о сменах растительности в поздних и послеледниковые получена для северо-восточных территорий Северной Америки, для Притихоокеанского северо-запада и Аляски.

Для территорий северо-востока, включая область Великих озер, история развития растительности в позднем антропогене изложена и обобщена в ряде публикаций (Sears, 1942; Диви, 1958; Wright, 1964; Davis, 1965; Cushing, 1965; Ogden, 1965, 1966, 1967; Sirkin, 1967; и др.). Этой же теме касается В.П.Гричук (1967), освещая на VII конгресса INQUA в Болдере основные результаты палеоботанических исследований. Поэтому нет смысла подробно излагать указанные материалы. Мы постараемся в дальнейшем остановиться только на интересующей нас стороне этой проблемы.

Еще до применения радиоуглеродного метода при палинологическом изучении разрезов северо-восточных районов США (штаты Огайо, Новая Англия, Пенсильвания и др.) был выделен ряд пыльцевых зон, характерных для позднего и послеледникового времени. Для позднего висконсина принято различать две главные зоны: I - зону травянистых сообществ и II - зону ели. Это разделение в том или ином варианте используется и в настоящее время.

В висконсинское время тундровая растительность покрывала территории, непосредственно прилегающие к ледникам, отступая вместе с ними к северу. Затем она сменилась бореальными лесами зоны II, в которых резко преобладала ель и присутствовала лихота. Существенное изменение растительности произошло около 12 000 л.н., в начале ту-крикского потепления. Оно выразилось либо в смене открытого тундрового ландшафта бореальными лесами, либо (в тех областях, где эта смена произошла раньше) в изменении состава самой древесной растительности.

Последующее похолодание, отвечающее поздним подвижкам ледников стадии валдерс, зафиксировано в центральных районах Новой Англии и в южном Коннектикуте, где пыльца сосны, появившаяся в значительном количестве в спорово-пыльцевых спектрах ту-крикских слоев, была вновь полностью вытеснена пылью ели. Севернее, в Мейне, произошло замещение еловых разреженных лесов парковой тундрой.

Еще более резкое, повсеместно проявившееся изменение растительности произошло во время деградации ледников стадии валдерс около 10 000 л.н. Оно проявилось в смене хвойных лесов лиственными. В спорово-пыльцевых спектрах произошло замещение пыли ели пылью дуба и вяза. Нередко этот переход сопровождался возрастанием роли сосны.

В работе Огдена (Ogden, 1967), посвященной этому вопросу, приводится ряд радиоуглеродных дат, относящихся к границе зоны ели и зоны лиственных пород или же промежуточной зоны сосны для области Великих озер:  $10\ 230 \pm 110$  (V-1141; Кишнер-Марг, Миннесота);  $10\ 180 \pm 160$  (U-176; оз. Вебер-

Тыс. л.н.	Восточная часть области Великих озер		Западная часть области Великих озер	Северо-восток Северной Америки	Скалистые горы	Тихоокеанский Северо-Запад	Арктическая часть Аляски				
	Хроностратиграфические подразделения										
5-10	Поздний висконсин	Послеледниковые отложения	Послеледниковые отложения в Айове	Послеледниковые отложения	Послеледниковые отложения	Послеледниковые отложения					
11		Ледниковые отложения стадии валдерс		Ледниковые отложения стадии валдерс на севере	Ледниковые отложения стадии валдерс и ее аналогов в северных районах; озерно-ледниковые глины в долине Коннектикута (около 11 000 л.н.)	Морены поздней стадии оледенения	Ледниковые отложения съюмас				
12		Интерстадиальные отложения ту-крикс		Интерстадиальные отложения ту-крикс	Прибрежно-морские отложения к северу от Бостона (13 000 - 11 000 л.н.)	Интерстадиальные отложения; почвы	Интерстадиальные отложения				
13		Верхняя морена лисайд в бассейне Онтарио		Ледниковые отложения стадии кэри в Айове (14 000-13 000 л.н.)	Вудфордские ледниковые отложения.	Морены средней стадии оледенения	Морены оледенения нейптаун				
14		Интерстадиальные отложения кэри - порт-гурон (около 13 000 л.н.)							Отложения поздневудфордских ледниковых подвижек	Вудфордские ледниковые отложения.	
15		Морена порт-стенли в бассейне Эри (около 14 000 л.н.)		Ледниковые отложения стадии тейзуелл в Айове (22 000 - 14 000 л.н.)	Ледниковые отложения ранневудфордских подвижек языка Мичиган в Висконсине и Иллинойсе	Морены ранней стадии оледенения					
20		Интерстадиальные отложения лейк-эри (около 15 000 л.н.)							Отложения подвижки мидл-таун на севере Новой Англии (около 13 000 л.н.). Морские глины III в Бостонском бассейне (около 14 000 л.н.)	Межстадиальные отложения	Ледниковые отложения фрейзер
25		Морена кэтиш-крик в бассейне Эри. Нижняя морена лисайд в бассейне Онтарио. Морена наварр, или кент, в северном Огайо и северо-восточной Пенсильвании							Прибрежно-озерные отложения лам-пойнт (29 000-24 000 л.н.)	Озеро-болотные органогенные супеси и торфяники фармдейла (28 000-22 000 л.н.)	Почвы пакстон, Продукты выветривания на морене III в Бостонском бассейне. Органогенные отложения в Нью-Шароне (> 30 000; > 40 000 л.н.)
30		Средний висконсин		Ледниковые отложения саутуолд в бассейне Эри (33 000 - 29 000 л.н.)	Ледниковые отложения верхнего виннебаго в северном Иллинойсе (32 000 - 28 000 л.н.). Морена карпон в северо-восточном Иллинойсе, морена рокки в юго-восточном Висконсине (32 000 - 29 000 л.н.)	Аллювиальные отложения у р. Ай-зортон и оз.Флинтуэй с межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами на о. Баффинова Земля (> 40 000 - 24 600 л.н.)	Ледниковые отложения небольших подвижек в горах	Торфяники и почвы между моренами салмон-спринг и фрейзер (> 49 000 л.н.)			
35				Озерные и озерно-болотные отложения порт-толбот 2 в бассейне Эри (48 000 - 33 000 л.н.)	Супеси плано в северном Иллинойсе (> 41 000-32 000 л.н.)				Межледниковья бул-лейк - пайндейл (50 000 - 29 000 л.н.)		
40	Ледниковые отложения дануич в бассейне Эри										
45	Озерные отложения порт-толбот 1 в бассейне Эри										
50	Нижний висконсин	Ледниковые отложения нижнего и верхнего брэндуилла в бассейне Эри (> 53 000 л.н.)	Ледниковые отложения среднего виннебаго в северном Иллинойсе. Морена эрдвайл в северо-западном Иллинойсе	Морена II ("морена друмлинов") в Бостонском бассейне	Ледниковые отложения бул-лейк	Ледниковые отложения салмон-спринг в западном Вашингтоне					
55		Озерные слои скарборо в Торонто в бассейне Онтарио (> 52 000 л.н.). Морена бенанкур в низменности Святого Лаврентия. Галечники локборн и морена рокки-форк (ледниковый комплекс гаханна) в центральном Огайо	Слабо развитая почва и железистые галечники в северном Иллинойсе				Ледниковые отложения нижнего виннебаго в северном Иллинойсе	Морена оледенения кник			
> 53											

Хронология изменения климата, растительности и ледниковых событий в различных районах Северной Америки за последние 11 000 лет

Тыс. л. н.	Центральная и Арктическая Канада	Территория к западу от Великих озер	Тихоокеанский Северо-Запад	Скалистые горы	Арктическая часть Аляски
1	Похолодание и отступление леса к югу; развитие тундрового ландшафта	Развитие современного ландшафта прерий в Айове	Потепление	Ледниковая стадия ганнет-пик	Похолодание. Развитие современного тундрового ландшафта
	Небольшое потепление. Продвижение леса к северу в Центральной Канаде			Межстадиал	
2	Похолодание, отступление леса к югу. Ледниковая подвижка на севере о. Баффина Земля		Похолодание; климат холодный и влажный	Оледенение темпл-лейк	
3	Чередование прохладного климата с умеренным	Климат прохладный и сухой			
4	Похолодание, отступление границы леса на юг в Центральной Канаде. Ледниковая подвижка на севере о. Баффина Земля	Климат становится более сухим; в Айове лиственные леса замещаются прериями	Похолодание. Оледенение маунт-гарибальди в юго-западной Британской Колумбии и в северных Каскадных горах (Западный Вашингтон)	Альтитермальный период	Похолодание. Оледенение алапах-маунтин в хребте Брукса
5	Продолжение климатического оптимума, максимальное продвижение леса к северу				
6	Ледниковая подвижка на о. Баффина Земля	Теплый и влажный климат. Замещение бореальных лесов лиственными в южной Миннесоте и Айове	Климат более сухой		Развитие морского климата. Снижение средних летних температур. Средняя пыльцевая зона (кустарниковой березы) и верхняя пыльцевая зона (ольхи) на севере хребта Брукса
7	Начало климатического оптимума. Быстрая дегляциация и быстрое продвижение леса к северу				
8	Ледниковая стадия кокрэн в Манитобе, стадия кокрэн в центральной и восточной частях Канадской Арктики	Замещение тундрового ландшафта бореальными лесами, а затем - смешанными хвойно-лиственными в северной Миннесоте	Теплый влажный климат (альтитермальный период)		Ледниковая подвижка анвиклейк в хребте Брукса. Нижняя пыльцевая зона (травянистой тундры) на севере; леса к юго-востоку в беренгийской части Аляски; развитие ледяных жил
9	Значительное потепление, дегляциация				
10	Образование коридора между Лаврентийским и Кордильерским ледниковыми щитами (около 8500 л.н.)	Значительное потепление. Развитие лесов с теплолюбивыми хвойными породами и ольхой с примесью дуба. Начало торфообразования		Поздние стадии оледенения пайндейл (не расчлененные)	Деградации в спорово-пыльцевых спектрах о. Болдуин ] гийской части Аляски; развитие почв
11	Стадия валдерс и ее эквиваленты				

Лейк, Миннесота); 10 600±200 (L-550B; Санбим-Прэри, Огайо); 10 558±365 (OWU-53; оз. Блэк-Лейк, Огайо); 9798±210 (OWU-93; оз. Сильвер-Лейк, Огайо); 10 897±406 (OWU-210; Торрено-Бог, Огайо); 10 040±200 (Y-504; Тотокет, Коннектикут); 10 480±140 (Y-447e; Ред-Мэпл, Свэмп, Коннектикут); 10 700±400 (M-413; Плезент Сент-Бог, Массачусетс); 10 160±160 л.н. (Y-524; оз. Джиллис-Лейк).

В большинстве разрезов, как указывает Огден, смена пылевых зон отвечает слою осадков мощностью не более 60 см. В отложениях оз. Айткин этот слой составляет всего лишь 7,6 см. Исходя из скорости осадконакопления, подсчитанной для оз. Сильвер-Лейк, переход от господства пыли ели к господству пыли лиственных пород (дуба и вяза) произошел не более чем за 1100-1200 лет, а для оз. Айткин - всего за 170 лет. На основании палинологического изучения образцов современных осадков в восточных областях США было установлено, что соответствующее изменение в составе пылевых спектров происходит на расстоянии 1000 км (Ogden, 1967, стр. 123). Таким образом, смена растительности и ландшафта в конце позднего висконсина протекала очень быстро. В.П.Гричук, оценивая эти данные, указывает, что аналогичные изменения в Европе происходили значительно медленнее: в южной Скандинавии этот интервал составляет примерно 4000 лет, а в центральной части Русской равнины - еще больше. По его мнению, это находит простое объяснение в различии широтного положения рассматриваемых территорий. Расчеты Огдена относятся к областям, расположенным на 40-42° с.ш., а указанные регионы в Европе находятся на 55-56° с.ш. (Гричук, 1967, стр. 168).

Так или иначе, но с началом деградации ледников стадии валдерс и ее эквивалентов совпадает наиболее важный палеогеографический рубеж позднего и послеледниковое времени северо-востока Северной Америки. В абсолютном летосчислении, так же как и в Европе, он падает на интервал между 10 500 и 10 000 л.н.

Интересные данные по изменению растительности и климата в позднеледниковое время получены в Айове и южной Миннесоте, где проводилось детальное изучение остатков древесины, датированных по  $C^{14}$ , и палинологическое исследование ряда разрезов болотных отложений (рис. 79) (Ruhe, 1969, 1970). В течение всего позднего висконсина хвойные леса покрывали территорию Айовы, смещаясь то к югу, то к северу по мере наступания и отступания ледников стадий тейзуелл и кэри. Смена их лиственными лесами, как и в более восточных областях США, произошла около 10 000 л.н. Около 6000 л.н. лиственные леса стали замещаться открытыми участками с недревесной растительностью. Окончательно ландшафт современной прерии сформировался около 5500 л.н. По мнению Руэ, эта смена отражает переход к значительно более сухому климату.

На северо-западе, в притихоокеанской части Америки, благодаря детальному палинологическому изучению большого числа разрезов также получены очень интересные материалы по позднеледниковой истории климата, обобщенные в статье Хейссера (Heusser, 1965). В более поздней работе Хейссер приводит данные по спорово-пылевым анализам восьми основных разрезов притихоокеанской части Америки, расположенных в прибрежной полосе западного Вашингтона, Британской Колумбии и юго-восточной Аляски - между 46 и 59° с.ш. (Heusser, 1966). В этой же работе дается анализ палинологических и радиологических материалов для территории Чили между 41°31' и 46°40' ю.ш. и приведена сводная корреляционная таблица для обоих полушарий, а также схематические палеотемпературные кривые, построенные по некоторым из разрезов (Heusser, 1966, фиг. 11). Приведенные материалы подтверждают сходство в развитии климата для столь отдаленных один от другого регионов. Показательно также резкое изменение состава растительности и климата около 10 000 л.н. Этот рубеж принимается за границу позднеледниковья и послеледниковья.

На севере Британской Колумбии и в южной Аляске радиоуглеродное определение возраста болотных отложений свидетельствует, что формирование осад-

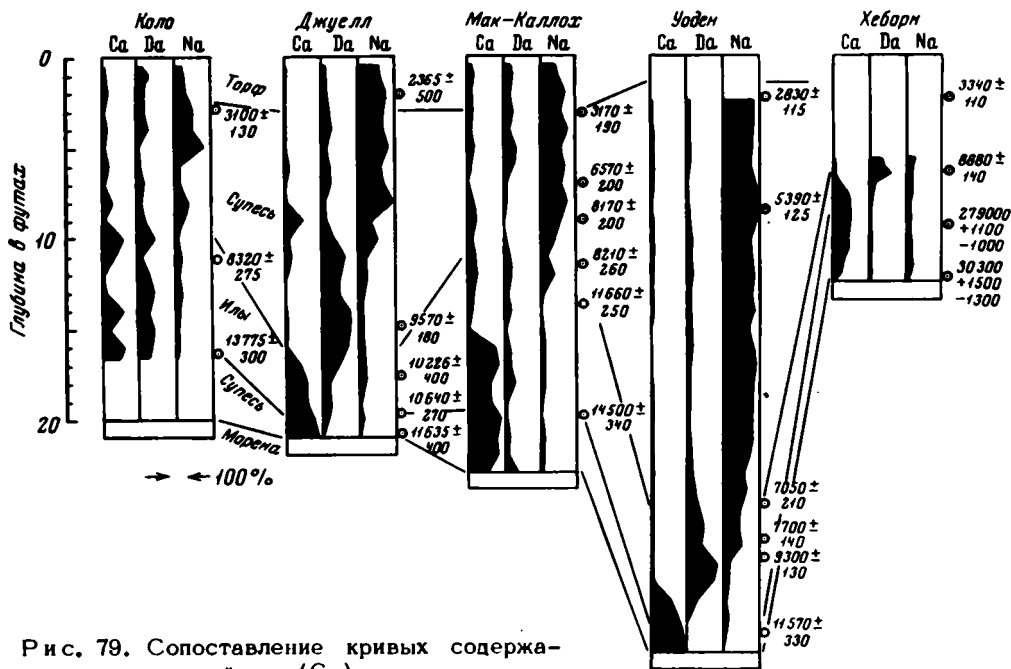


Рис. 79. Сопоставление кривых содержания пыли хвойных (Ca) и лиственных (Da) деревьев и недревесных растений (Na) для разрезов пяти болот (центральная и северная Айова) и относящиеся к ним радиоуглеродные даты (Ruhe, 1969)

ков в большинстве разрезов началось одновременно: на о. Ланга (острова Королевы Шарлотты) – 10 850 л.н. (L-297C), в разрезе Монтана-Крик – 10 300 л.н. (I.-297D), в разрезе Манди-Крик – 10 820 л.н. (IAGS-5). Начало осадконакопления совпадает с отступанием ледников стадии съюмас, датируемой примерно 11 000 л.н. (Heusser, 1965). Эти данные еще раз подтверждают важность климатического рубежа около 10 000 л.н. или несколько раньше.

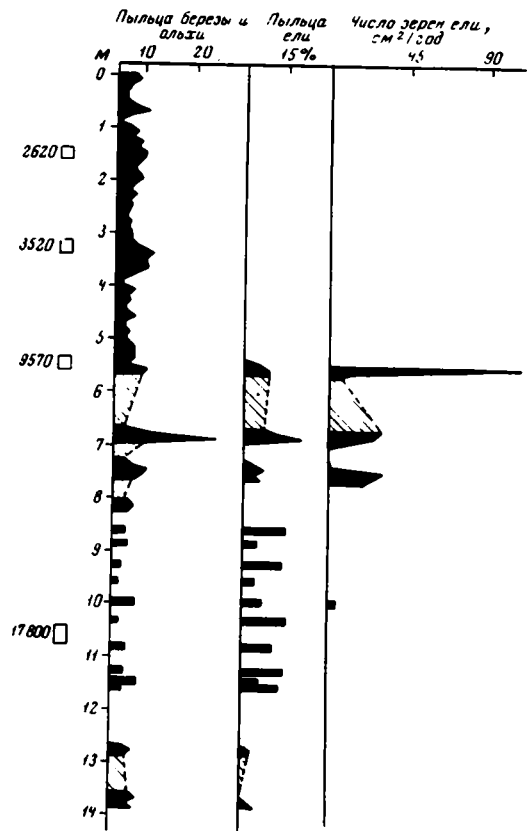
В арктических областях Аляски палеогеография позднего висконсина и послеледникового времени восстановлена преимущественно по палеоботаническим материалам. Но в отличие от более южных территорий для этих целей здесь может быть использован еще один метод – палеокриологический. Изучение разновозрастных генераций псевдоморфоз по ледяным жилам и радиоуглеродное датирование вмещающих осадков дают очень ценную информацию для реконструкции климатов прошлого.

Палинологические исследования особенно широко проводились в беренгийской части Аляски, в меньшем объеме – в наиболее северных ее регионах (Livingstone, 1955, 1957; Hopkins, 1959, 1970; Hopkins a.o., 1960; Colinvaux, 1964a,б, 1965, 1967a,б; Brown, 1965, McCulloch, 1967; и др.). Несмотря на трудность интерпретации спорово-пыльцевых спектров из отложений арктических областей по сравнению с более южными лесными областями и на отсутствие полных разрезов позднего и послеледниковых отложений, палинологические исследования позволили тем не менее воссоздать некоторые особенности развития растительности за последние 17 000 лет.

В качестве примера можно указать на данные палинологического изучения и радиоуглеродного датирования образцов керна (рис. 80) 14-метровой скважины на о. Сен-Пауль (острова Прибылова). При реконструкции этой границы учитывались особенности привноса пыли ели и ольхи (Colinvaux, 1967a,

Рис. 80. Пыльцевая диаграмма для скважины Лейк-Хилл на о. Сен-Пауль (Аляска) (Collinveaux, 1967a)

Слева показан возраст по  $C^{14}$



Норкин, 1971). Было установлено, что в течение висконсинского оледенения, когда существовал беренгийский мост, количество привнесенной пыльцы ели на о. Сен-Пауль было сравнимо с современным. Около 10 000 л.н. произошло резкое возрастание содержания пыльцы ели, а в последующее время – сокращение примерно до современного уровня. Сходно ведет себя пыльца кустарниковой березы и ольхи.

Эти данные свидетельствуют о том, что около 10 000 л.н. еловые леса значительно продвинулись на север, заняв южную прибрежную часть беренгийских равнин. Позднее благодаря подъему уровня моря в голоцене и затоплению беренгийской суши здесь установился морской климат с более низкой средней летней температурой. Это способствовало новому отступанию еловых лесов примерно до их современной границы.

К исходным выводам привели наблюдения над разрезами поздне- и послеледниковых отложений в районе п-ова Сьюард и на северо-востоке залива Коцебу (McCulloch, Норкин, 1966). В конце висконсина здесь существовала безлесная тундра. В самом начале послеледниковья, около  $10\,200 \pm 200$  л.н. (L-1376), лес продвинулся к северу и западу, заняв целиком рассматриваемую территорию беренгийской части Аляски. Восемь радиоуглеродных дат свидетельствуют о том, что подобный ландшафт и более теплый, чем современный, климат существовали здесь в интервале примерно от 10 000 (или несколько более) до 8300 л.н. Около 8300 л.н. средние летние температуры значительно понизились и леса вновь заместились тундрой.

Теплый период в этом интервале времени отмечается и в других районах Аляски. На севере, в районе мыса Барроу, для органических осадков, залегающих в современной мерзлоте, получено шесть радиоуглеродных дат в интервале от 10 300 до 8200 л.н. (Douglass, Tedrow, 1960; Brown, 1965). В арк-

Хронология изменения климата, растительности и ледниковых событий в различных районах Северной Америки за последние 11 000 лет

Тыс. л. н.	Центральная и Арктическая Канада	Территория к западу от Великих озер	Тихоокеанский Северо-Запад	Скалистые горы	Арктическая часть Аляски
1	Похолодание и отступление леса к югу; развитие тундрового ландшафта	Развитие современного ландшафта прерий в Айове	Потепление	Ледниковая стадия ганнет-пик	Похолодание. Развитие современного тундрового ландшафта
	Небольшое потепление. Продвижение леса к северу в Центральной Канаде			Межстадиал	
2	Похолодание, отступление леса к югу. Ледниковая подвижка на севере о. Баффинова Земля		Похолодание; климат холодный и влажный	Оледенение темпл-лейк	
3	Чередование прохладного климата с умеренным	Климат прохладный и сухой		Потепление	
4	Похолодание, отступление границы леса на юг в Центральной Канаде. Ледниковая подвижка на севере о. Баффинова Земля	Климат становится более сухим; в Айове лиственные леса замещаются прериями	Похолодание. Оледенение маунт-гарибальди в юго-западной Британской Колумбии и в северных Каскадных горах (Западный Вашингтон)	Альтитермальный период	Похолодание. Оледенение алапах-маунтин в хребте Брукса
5	Продолжение климатического оптимума, максимальное продвижение леса к северу		Климат умеренный влажный		Развитие морского климата. Снижение средних летних температур. Средняя пыльцевая зона (кустарниковой березы) и верхняя пыльцевая зона (ольхи) на севере хребта Брукса
6	Ледниковая подвижка на о. Баффинова Земля	Теплый и влажный климат. Замещение бореальных лесов лиственными в южной Миннесоте и Айове	Климат более сухой		Ледниковая подвижка анвиклейк в хребте Брукса, Нижняя пыльцевая зона (травянистой тундры) на севере; леса к юго-востоку в беренгийской части Аляски; развитие ледяных жил
7	Начало климатического оптимума. Быстрая дегляциация и быстрое продвижение леса к северу		Теплый влажный климат (альтитермальный период)		
8	Ледниковая стадия кокран в Манитобе, стадия кокрорн в центральной и восточной частях Канадской Арктики	Замещение тундрового ландшафта бореальными лесами, а затем - смешанными хвойно-лиственными в северной Миннесоте	Значительное потепление. Развитие лесов с теплолюбивыми хвойными породами и ольхой с примесью дуба. Начало торфообразования	Поздние стадии оледенения пайндейл (не расчлененные)	Резкое потепление, климат теплее современного, смещение границы ольхи и кустарниковой березы к северо-западу; лесной ландшафт в южной части беренгийской части Аляски; развитие спектров о. Болдуин
9	Значительное потепление, дегляциация				
10	Образование коридора между Лаврентийским и Кордильерским ледниковыми щитами (около 8500 л.н.)				
11	Стадия валдерс и ее эквиваленты	Стадия валдерс в северных районах. Тундровый ландшафт в северной Миннесоте. Бореальные леса в южной Миннесоте и Айове	Ледниковая стадия съюмас. Развитие парковых лесов с <i>Pinus contorta</i> в неледниковых районах		Ледниковая подвижка антлер-веллей в хребте Брукса; развитие травянистой тундры в беренгийской части Аляски. Формирование мощных ледяных жил



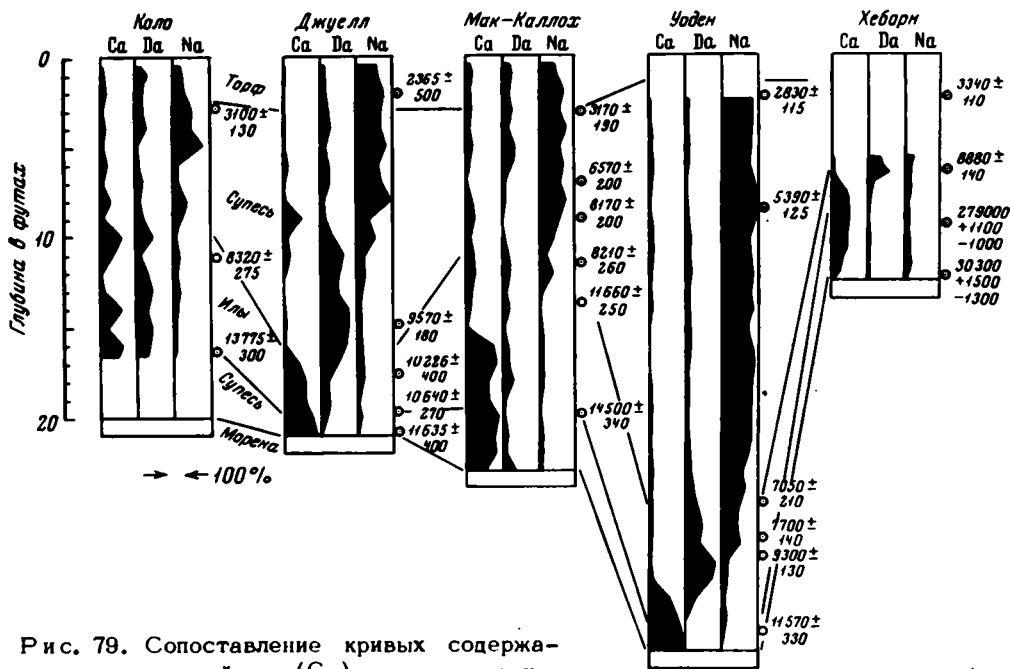


Рис. 79. Сопоставление кривых содержания пыльцы хвойных (Ca) и лиственных (Da) деревьев и недревесных растений (Na) для разрезов пяти болот (центральная и северная Айова) и относящиеся к ним радиоуглеродные даты (Ruhe, 1969)

ков в большинстве разрезов началось одновременно: на о. Ланга (острова Королевы Шарлотты) – 10 850 л.н. (L-297C), в разрезе Монтана-Крик – 10 300 л.н. (I.-297D), в разрезе Манди-Крик – 10 820 л.н. (IAGS-5). Начало осадконакопления совпадает с отступанием ледников стадии съюмас, датированной примерно 11 000 л.н. (Heusser, 1965). Эти данные еще раз подтверждают важность климатического рубежа около 10 000 л.н. или несколько раньше.

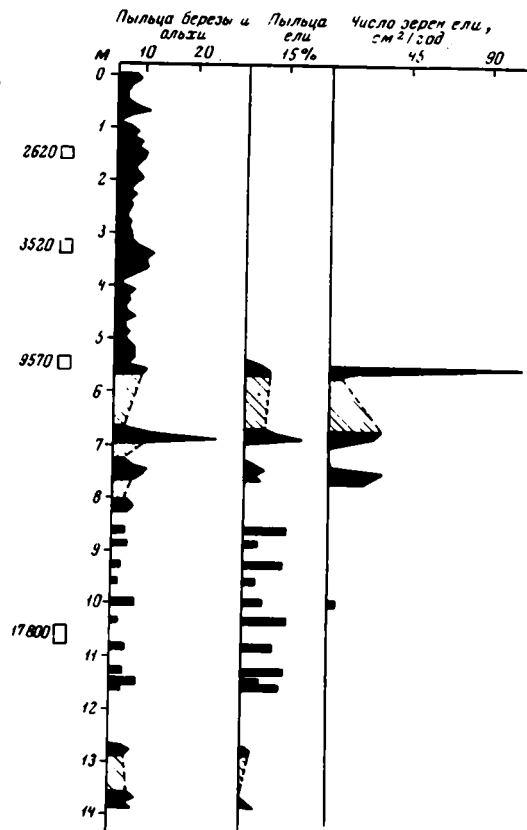
В арктических областях Аляски палеогеография позднего висконсина и послеледникового времени восстановлена преимущественно по палеоботаническим материалам. Но в отличие от более южных территорий для этих целей здесь может быть использован еще один метод – палеокриологический. Изучение разновозрастных генераций псевдоморфоз по ледяным жилам и радиоуглеродное датирование вмещающих осадков дают очень ценную информацию для реконструкции климатов прошлого.

Палинологические исследования особенно широко проводились в беренгийской части Аляски, в меньшем объеме – в наиболее северных ее регионах (Livingstone, 1955, 1957; Hopkins, 1959, 1970; Hopkins a.o., 1960; Colinvaux, 1964a,б, 1965, 1967a,б; Brown, 1965; McCulloch, 1967; и др.). Несмотря на трудность интерпретации спорово-пыльцевых спектров из отложений арктических областей по сравнению с более южными лесными областями и на отсутствие полных разрезов позднего и послеледниковых отложений, палинологические исследования позволили тем не менее воссоздать некоторые особенности развития растительности за последние 17 000 лет.

В качестве примера можно указать на данные палинологического изучения и радиоуглеродного датирования образцов керна (рис. 80) 14-метровой скважины на о. Сен-Пауль (острова Прибылова). При реконструкции этой границы учитывались особенности привноса пыльцы ели и ольхи (Colinvaux, 1967a,

Рис. 80. Пыльцевая диаграмма для скважины Лейк-Хилл на о. Сен-Пауль (Аляска) (Collinveaux, 1967a)

Слева показан возраст по  $C^{14}$



Норкин, 1971). Было установлено, что в течение висконсинского оледенения, когда существовал беренгийский мост, количество привнесенной пыльцы ели на о. Сен-Пауль было сравнимо с современным. Около 10 000 л.н. произошло резкое возрастание содержания пыльцы ели, а в последующее время — сокращение примерно до современного уровня. Сходно ведет себя пыльца кустарниковой березы и ольхи.

Эти данные свидетельствуют о том, что около 10 000 л.н. еловые леса значительно продвинулись на север, заняв южную прибрежную часть беренгийских равнин. Позднее благодаря подъему уровня моря в голоцене и затоплению беренгийской суши здесь установился морской климат с более низкой средней летней температурой. Это способствовало новому отступанию еловых лесов примерно до их современной границы.

К исходным выводам привели наблюдения над разрезами поздне- и послеледниковых отложений в районе п-ова Сьюард и на северо-востоке залива Коцебу (McCulloch, Норкин, 1966). В конце висконсина здесь существовала безлесная тундра. В самом начале послеледниковья, около  $10\,200 \pm 200$  л.н. (L-1376), лес продвинулся к северу и западу, заняв целиком рассматриваемую территорию беренгийской части Аляски. Восемь радиоуглеродных дат свидетельствуют о том, что подобный ландшафт и более теплый, чем современный, климат существовали здесь в интервале примерно от 10 000 (или несколько более) до 8300 л.н. Около 8300 л.н. средние летние температуры значительно понизились и леса вновь заместились тундрой.

Теплый период в этом интервале времени отмечается и в других районах Аляски. На севере, в районе мыса Барроу, для органических осадков, залегающих в современной мерзлоте, получено шесть радиоуглеродных дат в интервале от 10 300 до 8200 л.н. (Douglass, Tedrow, 1960; Brown, 1965). В арк-

тической части Аляски в бассейне р. Сагаванирток изучались болотные отложения, которые сопоставляются с интерстадиальным потеплением между ледниковыми подвижками антлер-веллей и анвик-лейк (Detterman, 1970). Кусок древесины (*Populus* sp.) из этих отложений датировался по  $C^{14}$  и показал возраст  $8400 \pm 300$  л.н. (L-1993). В настоящее время граница распространения *Populus* располагается на 50 км южнее. Начало последующей подвижки анвик-лейк датируется здесь  $8300 \pm 270$ , а конец -  $7240 \pm 95$  л.н.

Приведенные примеры достаточно убедительно показывают, что на Аляске, как и в других областях Северной Америки, наиболее существенное потепление и связанные с ним палеогеографические изменения относятся к 10 000 л.н. или немного ранее. Совершенно очевидно, что именно этот рубеж - "драматическое изменение климата около 10 000 л.н." (Ogden, 1967, стр. 124) - следует считать истинной границей позднего висконсина и "последледниковья", или голоцена, как его все чаще называют американские исследователи. Очевидно также, что для широких корреляций выделение этой границы должно проводиться не по "ледниковому", а по климатическому принципу.

### О развитии климата и оледенений в «последледниковое» время

Материалы по северо-западу Аляски показывают, что в "последледниковое" время климат испытывал неоднократные изменения. Намечается также определенная связь их с ледниковыми событиями в более северных районах Аляски. В центральной части хр. Брукса и на его северном склоне установлено, что крупное долинное оледенение - подвижка антлер-веллей - достигло максимума между 11 000 и 10 000 л.н., после чего наступила резкая деградация ледников, закончившаяся новым наступанием ледника около 8300 л.н. - подвижкой анвик-лейк (Porter, 1964). Отмечается также еще одно более молодое оледенение - алапах-маунтин, которое достигло максимума между 6000 и 3000 л.н. На более отдаленных территориях - в Арктической Канаде, как уже говорилось, стадия коркборн датируется 8500-8000 л.н. Около 8000 л.н., так же как и на Аляске, наступило значительное потепление, выразившееся в быстрой деградации ледников Лаврентийского щита.

Недостаток данных для интервала 10 200-8500 л.н. не позволяет судить о более мелких колебаниях климата в период раннего голоценового потепления, что, впрочем, отмечают и сами исследователи (McCulloch, Hopkins, 1966, стр. 1102). Вместе с тем обращает на себя внимание следующий факт. По спорово-пыльцевым спектрам для прибрежных осадков на юго-западном побережье п-ова Болдуин на Аляске установлено, что пыльца ольхи составляет 0,8%, пыльца ели - 7,8%, а в образце, имеющем возраст 9600 лет, пыльца ели отсутствует, а пыльца ольхи составляет 1,2% (McCulloch, Hopkins, 1966, стр. 1101). Таким образом, здесь как будто бы намечается ухудшение климата около 9600 л.н. по сравнению с более ранним отрезком последледниковья.

Признаки ухудшения климата около 9570 л.н. или несколько ранее можно усмотреть и на пыльцевой диаграмме для о. Сен-Пауль (см. рис. 80). Очень слабо палинологически обоснованное указание на холодные условия, существовавшие около 9000 л.н. на севере Арктической Аляски, имеются в работе Колинава (Colinvaux, 1964a, стр. 708):

Более поздняя история климатов расшифрована достаточно полно для ряда территорий США и, особенно, Канады. В уже цитированной работе Хейссера (Heusser, 1966) указывается на повсеместно проявившееся похолодание между 6500 и 4000 л.н., которое нашло отражение в ледниковых событиях Притихоокеанского Северо-Запада. В юго-западной части Британской Колумбии ему отвечает оледенение маунт-гарибальди ( $5260 \pm 200$  л.н., V-140 bis), а в Вашингтоне - оледенение в северных Каскадных горах ( $4700 \pm 300$  л.н., V-1030). Подобное же похолодание зафиксировано по спорово-пыльцевым спектрам многочисленных разрезов в Канаде (Nichols, 1967a, б, в, 1968, 1969). На о. Баффина Земля ему отвечает ледниковая подвижка - фаза стинсби.

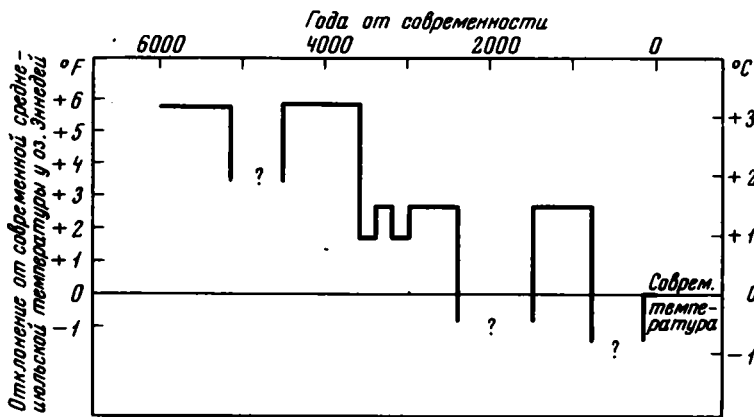


Рис. 81. Предполагаемое изменение среднеиюльской температуры в Центральной Канаде за последние 8000 лет (Nichols, 1967в)

Изучение голоценовых разрезов в центральной Манитобе и в Киватине послужило Никольсу материалом для реконструкции положения северной границы леса в Центральной Канаде и сделать некоторые заключения об изменении климата в голоцене (рис. 81). Оптимальные климатические условия существовали здесь, по-видимому, между 8000 и 6000 л.н. В это время происходило очень быстрое смещение границы леса к северу. В дальнейшем климат испытывал неоднократные колебания, отразившиеся на положении границы тундры и леса. Значительное похолодание произошло около 5000 л.н., а особенно сильное — после 4000, около 2500 и около 800 л.н. (см. рис. 81).

Спорово-пыльцевые анализы для двух датированных по  $C^{14}$  разрезов болотных отложений на юге Манитобы позволили восстановить хронологию изменения растительности и климата этой территории за последние 6700 лет (Nichols, 1969). Было установлено, что между 6700±70 (WIS-271) и 5140±100 л.н. (WIS-112) или немного более климат был весьма теплым. К этому интервалу относится наибольшее продвижение лесов к северу. Вслед за этим около 5000 л.н. климат ухудшился и леса вновь несколько отступили к югу. Еще большее ухудшение климата произошло около 4130±50 (WIS-294) и, особенно, между 2450±60 (WIS-306) и 1280±75 (WIS-146) и после 540±60 л.н. (WIS-173). Этим похолоданиям на о. Баффина Земля отвечают ледниковая фаза кинг (около 2500 л.н.) и более молодые подвижки. Близкие выводы вытекают и при изучении периодов торфообразования в Канаде за последние 4000 лет (Nichols, 1968).

Сравнивая в другой работе историю развития растительности Центральной Канады и Северо-Западной Европы в течение голоцена, Никольс приходит к заключению, что климатические изменения на обеих территориях протекали сходно во всяком случае за последние 8000 лет (табл. 12).

В Скалистых горах похолоданию около 8000 л.н. отвечает, по-видимому, наиболее поздняя стадия оледенения пайндейл. По данным Ричмонда (Richmond, 1965), освобождение от ледников на небольших высотах закончилось около 6190±300 л.н. (M-956)<sup>1</sup>. Похолодание около 5000 л.н. осталось незафиксированным, что связано, по-видимому, с крайне ограниченным числом радиоуглеродных дат для Скалистых гор. Вполне возможно, что ему отвечает ранняя подвижка стадии темпл-лейк, а более позднему ухудшению климата, после 2500 л.н., — вторая подвижка этой же стадии. Наиболее позднее похолодание, зафиксированное в Канаде, сопоставляется со стадией ганнет-пик, начало которой по историческим данным определяется в 800 л.н.

<sup>1</sup>Даты для образцов из основания послеледниковых торфяников.

Климат и ландшафт Центральной Канады  
и Северо-Западной Европы (Nichols, 1967a)

Центральная Канада	Года от современности	Северо-Западная Европа
Отступление леса, развитие тундрового ландшафта. Прекращение торфообразования		Образование пограничного горизонта в торфяниках. "Малый ледниковый период"
Небольшое продвижение леса к северу	700	Торфообразование
Отступление леса к югу	1500	Образование пограничного горизонта в торфяниках. Ледниковые подвижки в горах
	2500	
Чередование прохладного и теплого климата		Чередование прохладного и теплого климата. Образование нескольких пограничных горизонтов
	3600	
Небольшое отступление леса	5000	Снижение содержания пыльцы <i>Ulmus</i>
Продвижение леса далеко на север	6500	Продолжение "климатического оптимума"
Быстрая дегляциация и быстрая иммиграция леса	8000	Начало "климатического оптимума" – наиболее теплого периода послеледниковья

Изложенные материалы по хронологии климатических колебаний и ледниковых событий поздне- и послеледниковья сведены в табл. 13. К сожалению, как это видно из таблицы, объем информации крайне неравномерен для различных регионов. Но и имеющиеся данные свидетельствуют об очень существенных палеогеографических изменениях, происходивших на территории Северо-Американского континента за последние 10 000 лет.

### ВЫВОДЫ

Использование радиоуглеродного метода в течение двух последних десятилетий позволило американским ученым уточнить стратиграфию верхнего антропогена, более подробно расчленив висконсинский ярус и произвести корреляцию ледниковых и лёссовых отложений. История оледенений и колебаний климата в послесангамонское время привязана к шкале абсолютного летосчисления. Особенно точно восстановлена хронология поздневисконсинских ледниковых подвижек.

Очень ценные материалы получены в последние годы по истории среднего и нижнего висконсина, объединяемого на территории Восточного и Среднего Запада в альтонский подъярус.

Исключительный интерес с этой точки зрения представляет собой отрезок времени, в течение которого происходило накопление "сушесей плано". Продолжительность его на основании радиоуглеродных дат составляла не менее 8000 лет – от 41 000 (или более) до 32 000 л.н. В это время ледники полно-

стью покинули территорию Иллинойса и Висконсина. История климата этого неледникового интервала осталась невыясненной. Последующая ледниковая подвижка, отвечающая верхнему виннебаго, произошла между 32 000 и 29 000 л.н. Возраст фармдейльского интерстадиала оценивается в 29 000–22 000 лет.

В восточной части области Великих озер разрез нижнего и среднего висконсина (отвечающих альтонскому подъярису более западных районов) изучен наиболее полно. Именно здесь в качестве крупной временной стратиграфической единицы выделен "средний висконсин", разделяющий нижний и верхний висконсин. Отвечающий ему длительный интервал (не менее 24 000 лет) получил название "интерстадиал порт-толбот" в широком понимании. Наиболее длительное потепление – порт-толбот 2 – началось ранее 48 000 (ориентировочно 55 000) и продолжалось до 33 000 л.н. Оно сопоставляется с временем накопления "супесей плано" в Иллинойсе. Холодный интервал, разделяющий интерстадиалы порт-толбот 2 и плам-пойнт, датируется 32 000 – 29 000 л.н. и сопоставляется с верхним виннебаго. Интерстадиал плам-пойнт, возраст которого определен там в 26 000 – 29 000 л.н., сопоставляется соответственно с фармдейлом.

Плам-пойнт (фармдейл) долгое время считался главным внутривюрмским интерстадиалом в Северной Америке. С ним коррелировалось большинство потеплений, выявленных на различных далеко отстоящих одна от другой территориях. По мере накопления радиоуглеродных дат выяснилось, что многие из них отвечают по времени порт-толботу 2 в бассейнах Эри и Онтарио. Именно порт-толбот 2, а не плам-пойнт, признается теперь главным неледниковым интервалом в Северной Америке, на который падает наибольшее отступление висконсинских ледников. Таким образом, американские исследователи приходят к необходимости трехчленного деления висконсина, несмотря на то, что климатическая обстановка и палеогеография среднего висконсина еще недостаточно ясны; на одних территориях он классифицируется как межледниковье, на других – как интерстадиал.

На основании огромного числа радиоуглеродных дат весьма детально восстановлена история поздневисконсинского оледенения – хронология ледниковых подвижек, фаз и стадий отступления ледников в послефармдейльское время. Наиболее полно она изучена для территорий, прилегающих с запада и востока к области Великих озер и покрывавшихся ледниковыми языками оз. Мичиган, Грин-Бей, Эри и Онтарио. Максимальное продвижение ледниковых языков произошло около 20 000–18 000 л.н. Наиболее значительные потепления и отступления ледников в позднем висконсине были во время интерстадиалов кэри – порт-гурон (или кэри-манкейто) (13 500±300 л.н.) и ту-крикс (12 000–11 000 л.н.).

В самые последние годы удалось очень детально восстановить хронологию отступления последнего ледникового покрова на территории Северной Америки. Наиболее быстрая дегляциация происходила после 13 000, в особенности между 10 000 и 8500 л.н. Между 8500 и 8000 л.н. произошла новая значительная подвижка края ледников на севере Канады (стадия кокран, или кокборн). После 8000 л.н. началось катастрофически быстрое таяние ледников Лаврентийского щита и произошел распад его на отдельные ледниковые шапки.

Своеобразие истории деградации ледникового покрова на территории Северо-Американского континента не позволяет провести единую границу позднеледниковья и послеледниковья (или "современности", как его часто называют американские ученые). Именно с этим связано неопределенное положение верхней границы висконсинского яруса, которая проводится на различных территориях по-разному – в диапазоне от 13 000 до 5000 л.н. В связи с этим с очевидностью выступает непригодность "ледникового" критерия при установлении этого важного рубежа.

Бурное развитие палинологических исследований открыло новый путь для интерпретации и корреляции позднеледниковых событий и палеогеографических изменений. На основании большого числа радиоуглеродных дат наиболее важный палеогеографический рубеж датируется в Северной Америке 10 300±200 л.н.

После 10 000 л.н. также происходили неоднократные и довольно резкие колебания климата. Наиболее четко зафиксировано похолодание около 8000 л.н., соответствующее ледниковой стадии кокраи в Манитобе и стадии кокборн в центральной и восточной частях Канадской Арктики. Ему же отвечают по времени ледниковые подвижки на Аляске. Здесь намечается, кроме того, наибольшее похолодание старше 9000 л.н. Столь же нечетко на Аляске выражено незначительное ухудшение климата около 6500 л.н., которому на о. Баффинова Земля отвечает небольшая ледниковая подвижка.

Очень резко и повсеместно проявилось похолодание между 5000 и 4000 л.н. Ему отвечает отступление границы леса к югу в Центральной Канаде, в притихоокеанской части Америки и на других территориях, а также оледенения на территории Притихоокеанского Севера, в арктической части Аляски и на о.Баффинова Земля.

Более поздние изменения климата восстановлены по спорово-пыльцевым спектрам для территории Центральной и Арктической Канады и для Притихоокеанского Северо-Запада. Четкое похолодание, сопровождавшееся отступанием леса к югу, произошло около 2000 л.н. и в последние 800 лет. Им отвечают ледниковые подвижки на о. Баффинова Земля и в Скалистых горах.

Заслуживает внимания сравнительная характеристика палинологических данных для поздне- и послеледниковья притихоокеанской части Северной Америки и территории Чили. При этом обнаружилась полная синхронность в истории изменения климата и растительности территорий, расположенных в разных полушариях. Как и в Северной Америке, наиболее резкие палеогеографические изменения на территории Чили произошли около 10 000 л.н. Это еще раз указывает на то, что именно этот климатический рубеж следует принять за верхнюю границу висконсина. Термины "послеледниковье", или "современность", теряют свой смысл и должны быть заменены в Северной Америке общепринятым названием "голоцен".

## ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА ЕВРОПЫ

Методы изотопного датирования верхнечетвертичных образований (в первую очередь радиоуглеродный метод) стали применяться в Западной Европе и Северной Америке почти одновременно. Успехи, достигнутые европейскими учеными в этой области, чрезвычайно велики. В некоторых вопросах – разработка радиоуглеродной шкалы позднеледникового и голоцена – они, несомненно, идут впереди американских исследователей, о чем уже говорилось выше. И тем не менее нам кажется непосильной задача изложить даже в самой краткой форме все современные представления об абсолютной геохронологии позднего антропогена Европы. Тем более трудно нарисовать стройную и последовательную картину изменений климата и оледенений во времени, даже в том плане, как мы это попытались сделать для Северной Америки.

Трудность этой задачи определяется прежде всего тем, что, несмотря на многолетнюю историю изучения антропогенных отложений (а может быть, именно вследствие этого), многие важнейшие вопросы четвертичной геологии Европы не только не проясняются, а напротив – все больше запутываются. Даже самые кардинальные вопросы – число оледенений в антропогене, его расчленение и положение нижней границы – до сих пор не решены единодушно<sup>1</sup>. Удивительно и то, что корреляция и стратиграфия ледниковых отложений равнинных областей Европы и Альп – территории, где она впервые зародилась, – неоднократно пересматривались; ясности в этом вопросе нет до сих пор. Прямое перенесение альпийской стратиграфии и номенклатуры на центральные и северные районы Европы оказалось в ряде случаев несостоятельным. До сего времени не вполне ясно положение в стратиграфической шкале плейстоцена ледниковой стадии варта. Для многих территорий, подвергавшихся позднеплейстоценовым оледенениям, неизвестны ледниковые образования, отвечающие нижнему вюрму.

К числу остро дискуссионных вопросов относится и стратиграфическое расчленение верхнего плейстоцена и история вюрмского оледенения. Простая и долго принимавшаяся европейскими учеными схема деления вюрма на  $W_1$ ,  $W_2$  и  $W_3$  с разделяющими их двумя интерстадиалами также претерпела существенные изменения. Это было вызвано не только успехами в стратиграфии лёссов внеледниковых районов Европы, из которой, по существу, и родилась указанная схема (Soergel, 1919); накопление новых данных по абсолютной хронологии вюрма – появление большого числа радиоуглеродных дат – в значительной степени расшатало рамки прежней схемы. Вопросы эти продолжают дискутироваться и в настоящее время.

Не менее бурная дискуссия развернулась по вопросу сопоставления западно- и средневропейской стратиграфии вюрма со стратиграфией верхнего плейстоцена Европейской части СССР. До сих пор существуют две резко различные точки зрения на историю позднеплейстоценовых оледенений этой территории:

---

<sup>1</sup>Эти вопросы подробно рассмотрены в работе К.В.Никифоровой (1969).



А.И.Москвитина и его последователей, доказывающих существование двух крупных оледенений – калининского и осташковского, разделенных длительным молого–шекнинским межледниковьем, и группы геологов, возглавляемой К.К.Марковым, признающих одно позднеплейстоценовое (калининское) оледенение с незначительными интерстадиальными потеплениями. Примирить эти взгляды можно будет только после тщательного изучения соответствующих разрезов и получения достаточного числа надежных радиоуглеродных дат, которых сейчас еще, к сожалению, очень мало.

Приведенные далеко не исчерпывающие примеры противоречивости и несовершенства современных представлений о четвертичной геологии Европы уже сами по себе указывают на невозможность вывести из них какое–либо “среднее арифметическое”. Поэтому мы ограничимся рассмотрением только некоторых сторон интересующей нас проблемы – подразделения и “абсолютной” геохронологии первой половины вюрма и истории климатов позднеледниковья и голоцена.

## ПРОБЛЕМА «НИЖНЕГО» И «СРЕДНЕГО» ВЮРМА

### К истории развития взглядов на подразделение и геохронологию первой половины вюрма

Первая попытка составить шкалу “абсолютного” летосчисления для позднего отрезка антропогена Европы была предпринята в конце 50–х годов Де–Фризом и Гроссом (Gross, 1958). Следуя взглядам Зергеля на стратиграфию перигляциальных областей Центральной Европы (Soergel, 1919), Гросс выделил для них три горизонта лёссов, отвечающих трем стадиям вюрмского оледенения –  $W_1$ ,  $W_2$  и  $W_3$ , разделенных интерстадиалами готтвейг ( $W_1$ – $W_2$ ) и паудорф ( $W_2$ – $W_3$ ). Продолжительность первого интерстадиала оценивалась им на основании имевшихся в то время радиоуглеродных дат примерно в 15000 лет (от 44 000 до 29 000 л.н.). Для низов вюрма (древнее готтвейга) радиометрическая основа отсутствовала.

Представленная Гроссом схема подразделения вюрма уже тогда оспаривалась в деталях рядом исследователей. Ожесточенной критике она подверглась, в частности, со стороны Нарра (Narr, 1959). Другие исследователи, наоборот, безговорочно приняли эту схему и использовали ее в своих работах (Woldstedt, 1958; Movius, 1960; и др.).

С точки зрения сегодняшнего дня схема Гросса безнадежно устарела, так как в ней использовались преимущественно ошибочные радиоуглеродные даты; для низов верхнего антропогена они вообще отсутствовали. Вместе с тем нельзя не признать большую роль, которую сыграла эта схема для развития последующих представлений об “абсолютной” геохронологии вюрма. Развернувшаяся вокруг нее дискуссия, которая продолжалась почти десятилетие, безусловно, сократила путь, по которому шли и продолжают идти ученые в поисках истины.

Уже после опубликования первой схемы Гросса (Gross, 1958) в связи с развитием измерительной техники и расширением нижнего предела определения возраста по  $C^{14}$  в лаборатории Гренингена были получены конечные даты для ранних интерстадиалов последнего оледенения как Европы, так и Америки. Это хорошо известная дата  $65\ 000 \pm 1000$  л.н. (Gro–1397) для морских отложений у Амерсфорта (Нидерланды), характеризующая либо самые верхи эемского межледниковья, либо наиболее ранний – амерсфортский межстадиал. Близкие даты –  $64\ 000 \pm 2000$  (Gro–1776) и  $67\ 000 \pm 1000$  л.н. (Gro–1711) – были получены в то время и для наиболее раннего внутривисконсинского межстадиала сен–пьер в бассейне р. Святого Лаврентия.

Появилась группа датировок, характеризующих возраст следующего более молодого – брёрупского межстадиала  $W_1$ , из разреза у Брёрупа (Ютландия):  $59\ 430 \pm 1000$  (Gro–1470) и  $58\ 740 \pm 1000$  л.н. (Gro–1729). Сюда же условно относилась и дата около 57 000 л.н. (Gro–1292) из разреза у Челфорта в Велико–

британии. С брёрупским межстадиалом сопоставлялся межстадиал, выделенный в ФРГ в районе Лопштедта (лопштедтский межстадиал). Однако имевшаяся для него дата  $50\ 000 \pm 2000$  л.н. (Gro-1365) оказалась несколько более молодой и дала основание некоторым исследователям предположить существование третьего – ранневюрмского межстадиала (Woldstedt, 1960).

Что касается радиоуглеродных дат, приведенных Гроссом для обоснования продолжительности готтвейгского межстадиала, то почти все они вскоре же подверглись пересмотру (Woldstedt, 1960; Wright, 1961). При этом вторичное измерение образцов в ряде случаев привело к "удревнению" их возраста. Так, например, приведенная Гроссом дата для стоянки Лебенштедт –  $48\ 300 \pm 2000$  л.н. (Gro-1219) – была признана неправильной: вторичное определение образца дало цифру  $55\ 000 \pm 1000$  л.н. (Gro-2083) (Morius, 1960). Новая дата дала основание отнести холодное мутье Лебенштедта к фазе похолодания, следовавшей за брёрупским межстадиалом (Woldstedt, 1960).

Вместе с тем ряд дат, приведенных Гроссом для готтвейгского межстадиала, с точки зрения других исследователей не мог служить доказательством существования в это время теплого климата. Так, даты около  $38\ 000$ – $35\ 000$  л.н., относящиеся к разрезам плейстоцена Нидерландов (Вирден, Амерсфорт XI, Бреда), по данным пылевого анализа характеризовали весьма холодный климат; то же относится и к дате для стоянки Виллендорф II (Австрия) –  $31\ 840 \pm 2500$  л.н. (Gro-1273). Согласно исследованиям Фельгенхауера (Felgenhauer, 1959), эта стоянка расположена в лёссах, что свидетельствует, по его мнению, о весьма холодном климате. Вместе с Брандтнером (Brandtner, 1956) он сопоставлял ее с началом  $W_2$ . Две наиболее древние даты для готтвейга по схеме Гросса относились к очень отдаленной территории – Великобритании (Аптон-Уоррен,  $41\ 900 \pm 800$ , Gro-1245; Фледберри,  $41\ 500 \pm 1200$  л.н., – Gro-595) и характеризовали, по мнению его оппонентов – Райта и Вольдштедта, самое начало отступления так называемого ирландского морского ледникового покрова, в период которого должны были существовать еще весьма холодные условия.

Большое значение для развенчания схемы Гросса 1958 г. имел критический пересмотр положения готтвейгской почвы в его стратотипе (Австрия). Так, Финк (Felgenhauer a.o., 1959), а за ним и Райт (Wright, 1961) уже в то время предположили, что готтвейгская почва отвечает ресс-вюрму Австрийских Альп, а нижележащая "кремская" почва – миндель-рессу, вернувшись, таким образом, к взглядам Гётцингера, впервые выделившего эти почвы в окрестностях Вены (Göttinger, 1936). В связи с этим Вольдштедт высказал мнение, что термин "готтвейг" для обозначения межстадиала  $W_1$ – $W_2$  неудачен (Woldstedt, 1960). Кроме спорного стратиграфического положения готтвейгской почвы, для ее стратотипа отсутствовали радиоуглеродные даты.

Вместе с тем после 1958 г. появились даты, позволившие некоторым исследователям по-новому трактовать "абсолютный" возраст "готтвейга". Большую роль в этом отношении сыграли в свое время даты для классического лёссового разреза у Оберфеллабрунна в Австрии. Возраст конца формирования собственно феллабрунской почвы, сопоставляемой с "готтвейгским" потеплением, был определен в то время в  $42\ 000$ – $43\ 000$  л.н. (Vries, 1959; Felgenhauer, a.o., 1959). Позднее, как мы увидим, возраст этой почвы оказался за пределами возможностей радиоуглеродного метода.

Эти данные позволили Вольдштедту по-новому трактовать историю климатов "среднего вюрма" (Woldstedt, 1960; Wright, 1961). Считалось, что начало почвообразования в "готтвейге" должно относиться примерно к  $47\ 000$  л.н., а окончание – примерно к  $43\ 000$  л.н. После этого сравнительно теплого времени, по мнению Вольдштедта, наступил длительный период с переменным, но в целом холодным климатом, в течение которого лёссовобразование чередовалось в некоторых областях со слабыми почвообразовательными процессами. Эти представления нашли отражение и на схеме деления последней ледниковой эпохи Европы, представленной Вольдштедтом (Woldstedt, 1960) (рис. 82, А). На ней выделены два максимума последнего оледенения – ранний вюрм и "молодой"

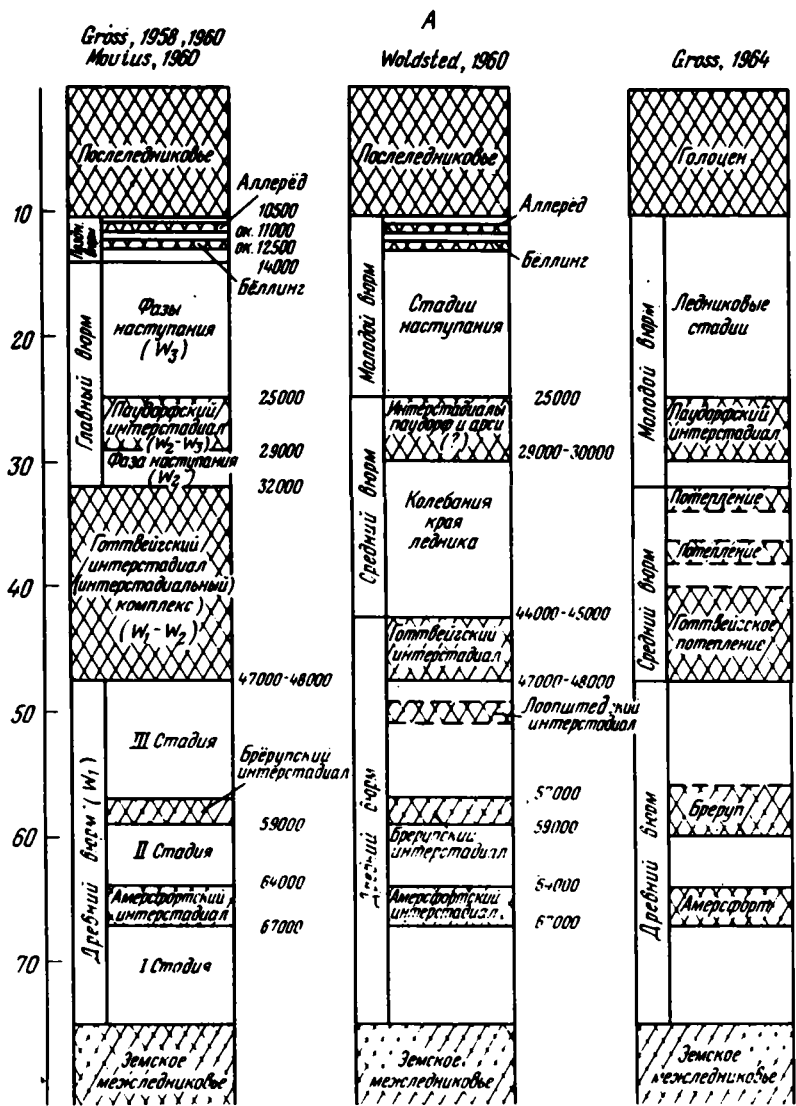
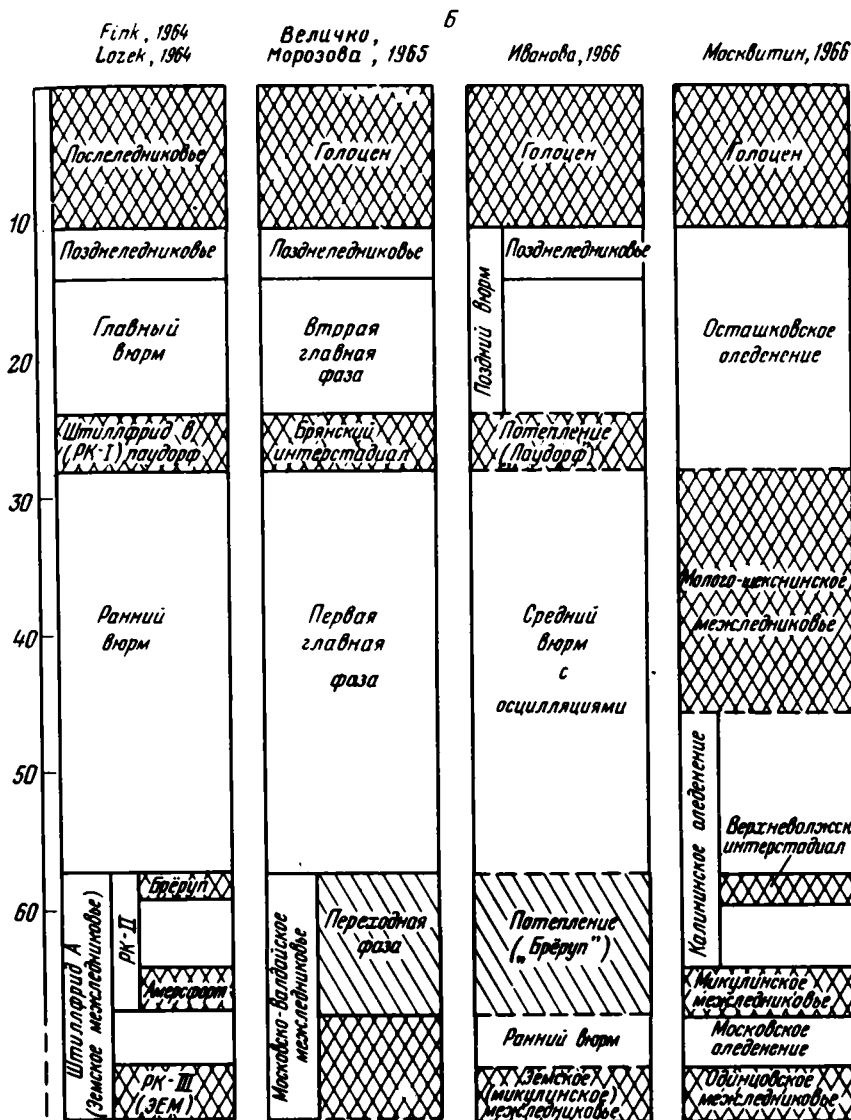


Рис. 82. Подразделение верхнего плейстоцена для ледниковых (А)

вюрм, разделенные длительным отрезком времени с переменной климатической обстановкой и осцилляциями края ледника ("средний" вюрм). К собственно "готтвейгскому межстадиалу" отнесен интервал времени между 48 000 и 44 000 л.н., в течение которого во многих районах протекали процессы почвообразования. С такими границами "готтвейга" хорошо согласовывались уже полученные в то время даты (около 47 000 л.н.) для межстадиала порт-голбот Северной Америки (Vries, Dreimanis, 1960). Представленная Вольдштедтом схематическая кривая, отражающая изменения климата и оледенений Европы в позднем плейстоцене (рис. 83,Б), удивительным образом согласовывалась с кривой оледенения Южной Канады, составленной Дрейманисом (Dreimanis, 1957).

Синхронность климатических изменений в обеих частях света подчеркивалась и Флинтон на основании сравнения климатических кривых, составленных для разных областей Европы и Северной Америки (Flint, Brandtner, 1961).



и лёссовых (Б) областей Европы по различным авторам

Особенно четко совпадал возраст интерстадиала, предшествовавшего главному вюрму (паудорф) и главному висконсину (плам-пойнт, или фармдейл).

В Европе возраст паудорфа в то время определялся датами в интервале 28 000–24 000 л.н., полученными для верхнепалеолитических стоянок Павлов, Дольни-Вестонице и других, а также для стратотипа паудорфской почвы в Австрии (Woldstedt, 1960; Movius, 1960; Wright, 1961; Иванова, 1962, 1965; Кинд, 1962, 1963а). Во Франции, опираясь на палинологические данные, Леруа-Гуран выделила еще один небольшой интерстадиал – арси (см. рис. 83,А), который предшествовал собственно паудорфу. Возраст его определялся в 31 000–29 000 л.н. на основании радиоуглеродных дат для стоянок Арси-сюр-Кюр во Франции и Исталлошко в Венгрии (Leroi-Gourhan Arl., 1960). Этот вновь выделенный интерстадиал показан условно и на схеме Вольдштедта (см. рис. 82,А и 83,Б).

Критика схемы Гросса в начале 60-х годов заставила ее автора пересмотреть свою точку зрения на хронологию вюрма Европы и изменить первоначальную терминологию. Готтвейтский интерстадиал был переименован им в готтвейтский комплекс (Gross, 1960), а затем в вюрмский интерпленигляциал, или в средний вюрм (Gross, 1964). Внутри последнего отмечалось несколько потеплений - около 38 000-37 000 и около 47 000 л.н. Улучшение климата в течение среднего вюрма подтверждалось палинологическими исследованиями и радиоуглеродным датированием ряда разрезов Западной Европы. Отчетливые потепления около 38 000-37 000 л.н. и менее отчетливые около 47 000 л.н. отмечались для Франции и Испании (Leroi-Gourhan *Arb.*, 1960; Leroi-Gourhan *Arb.*, Leroi-Gourhan *And.*, 1964) и для Нидерландов (Zagwijn, 1963).

Новая схема и палеоклиматическая кривая Гросса (Gross, 1964) (см. рис. 83, В) оказались очень близкими к кривой Вольдштедта (1960 г.). Различие заключалось, по существу, только в границах среднего вюрма, которые на схеме Вольдштедта сдвинуты вверх (см. рис. 83, Б). Верхнюю границу среднего вюрма Гросс проводил под похолоданием около 30 000 л.н. ( $W_2$  в прежнем понимании), включая, таким образом, его (а также интерстадиал паудорф) в молодой вюрм. Точно так же поступил и Дрейманис (Dreimanis, Vogel, 1965), вскоре передвинув эту границу вверх и проведя ее над плам-пойнтом (Goldthwait *a.o.*, 1965; Dreimanis *a.o.*, 1966; и др.).

Одновременно с эволюцией взглядов европейских ученых на историю оледенений и климатов в вюрме происходили существенные изменения и уточнения стратиграфии лёсса перигляциальных областей Европы. Неоценимую роль в этом отношении сыграла активная деятельность специальной Лёссовой комиссии, созданной в 1961 г. на VI конгрессе INQUA в Варшаве по инициативе австрийского ученого Финка. Ревизия ряда опорных разрезов в Австрии, Чехословакии, ГДР и Венгрии, произведенная участниками нескольких симпозиумов комиссии в первой половине 60-х годов, внесла некоторую ясность в вопросы стратиграфии лёсса. Большое значение имели и новые радиоуглеродные даты, полученные в то время для ряда лёссовых разрезов. Подробно эти вопросы освещены в серии публикаций членов Лёссовой комиссии (Иванова, 1965, 1966; Величко, Морозова, 1965; Москвитин, 1966; и др.).

Укажем на главные изменения во взглядах на лёссовую стратиграфию Центральной и Восточной Европы, которые произошли в этот период.

Детальное изучение разрезов в Чехословакии позволило чешским исследователям выделить в толще лёссов три почвенных комплекса (ПК). Верхний - ПК I - сопоставляется с паудорфским межстадиалом на основании большого числа радиоуглеродных дат. Средний - ПК II, ранее относимый к готтвейгу в интерпретации Гросса (1958 г.), - стали сопоставлять с одним из ранних межстадиалов вюрма после получения "запредельных" дат в разрезе у Дольни-Вестонице (> 52 000 л.н., GrO-2705, и > 55 000 л.н., GrO-2599). Нижний почвенный комплекс - ПК III - на основании содержащейся в нем теплолюбивой фауны моллюсков был отнесен к рисс-вюрмскому межледниковью (Klima *u.a.*, 1962; Lozek, 1964, 1965; и др.).

Финк рассматривал нижние сближенные почвы ПК II и ПК III как единый рисс-вюрмский почвенный комплекс и назвал его штиллфридом "А". Название штиллфрид "В" он дал верхней паудорфской почве - ПК I (см. рис. 82, Б). В Австрии комплекс штиллфрид "А" представлен тремя горизонтами ископаемых почв - нижней бурой лесной почвой, перекрытой двумя сближенными черноземными почвами. Для верхней части комплекса штиллфрид "А" (отвечающей ПК II в Чехословакии) в австрийских разрезах получены даты по гумусу: > 50 000 (GrO-2693) и > 55 000 л.н. (GrO-1771). Для верхней почвы - штиллфрид "В" в ее стратотипе имелись даты по углю: 28 120±200 (GrO-2533) и 27 990±300 л.н. (GrO-2523). Интересно, что дата для органического материала паудорфской почвы в ее стратотипе оказалась старше - 33 500±500 л.н. (GrO-3190). Еще одна дата - 31 800±800 л.н. (GrO-2196) - была получена для образца угля, отобранного из верхней части этой почвы у Айгена.

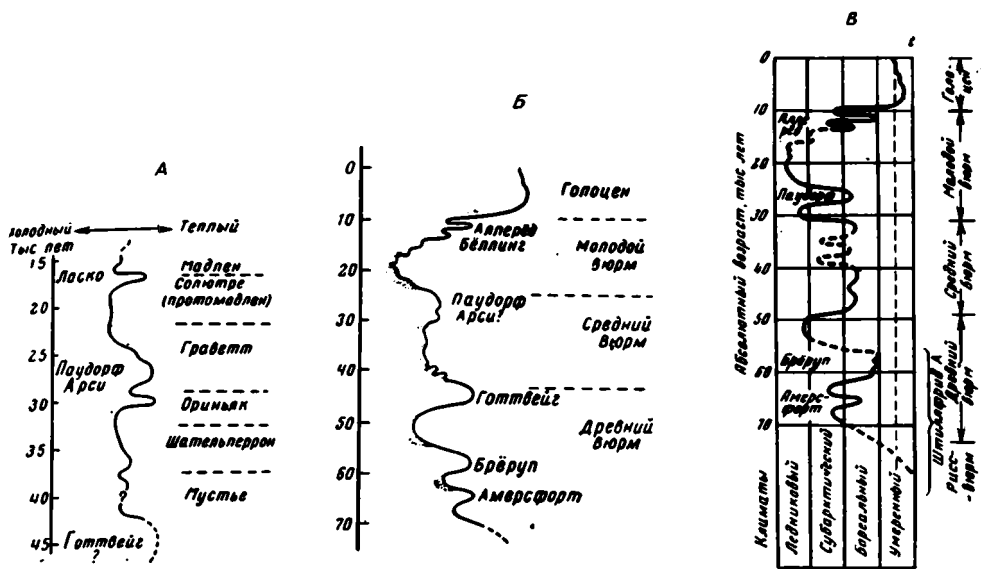


Рис. 83. Развитие климата и оледенений в вюрме, по представлениям западно-европейских ученых

А - климатическая кривая для территории Франции в интервале времени около 48 - 12 тыс. л. н. (Leroi-Gourhan, 1960); Б - схематическая кривая, отражающая изменение климата и движение края ледника в течение последней ледниковой эпохи (Средняя Европа). Точками показано время лёссообразования (Woldstedt, 1960); В - схематическая палеотемпературная кривая последней ледниковой эпохи (Gross, 1964)

Большое значение для пересмотра вопроса о готтвейгском межстадиале имели даты для почвенных горизонтов в разрезе у Оберфеллабрунна. В отличие от старых определений (см. выше) новые даты оказались старше 54 000 л.н.

Представления о стратиграфии верхнего плейстоцена, сложившиеся у европейских исследователей к середине 60-х годов, были приняты рядом советских ученых. Так, А.А.Величко перенес в почти неизменном виде схему чешских и австрийских геологов на перигляциальные районы Европейской части СССР. Вслед за Финком нижние почвы, залегающие в основании валдайских отложений, он отнес к московско-валдайскому межледниковью, выделив в его верхах переходную фазу, отвечающую РК II Чехословакии (см. рис. 82,Б). С РК III или, стиллфридом "В", он сопоставил почву так называемого брянского межстадиала, подкрепленного в то время первыми радиоуглеродными датами:  $24\ 920 \pm 1800$  (Mo-337) и  $24\ 200 \pm 1680$  л.н. (Mo-342) (Величко и др., 1964).

Более критически к этому вопросу подошла И.К.Иванова, подвергая сомнению представления некоторых чешских и австрийских геологов о "целиком холодном" климате так называемого среднего вюрма - интервала времени между РК II и РК I (или между стиллфридом "А" и стиллфридом "В"). Потепление внутри него зафиксировано в виде следов почвообразовательных процессов, которые наблюдаются в разрезах Приднестровья. Стратиграфическое положение этих почвенных горизонтов определяется залеганием их между "паудорфской" почвой (верхнепалеолитические слои IX, X в разрезе стоянки Молодово V) и нижними слабо развитыми почвами, сопоставляемыми И.К.Ивановой с ранневюрмским "брёрупским потеплением" (мустьерские слои XI, XII стоянки Молодова V). Интервал времени между брёрупским и паудорфским потеплениями был назван "средним вюрмом с осцилляциями" (Иванова, 1966,

рис. 20) (см. рис. 82,Б). И.К.Иванова справедливо отмечает необходимость изучения и более дробного расчленения этого отрезка времени, в течение которого протекали значительные климатические сдвиги, в частности резкое похолодание около 32 000 л.н., предшествовавшее паудорфу (бывший  $W_2$ ). Это похолодание нашло яркое отражение в лёссовых разрезах Центральной Европы и Европейской части СССР.

Несравнимо более резкая критика стратиграфических представлений чешских и австрийских геологов последовала со стороны А.И.Москвитина. Сопоставляя разрезы лёссовых областей Центральной Европы с разрезами средней полосы Европейской части СССР, А.И.Москвитин пришел к существенно отличным выводам о возрасте почвенных горизонтов в лёссовых разрезах Чехословакии и Австрии. Лесная почва РК III, или нижняя "кремская" почва штиллфрида "А", была сопоставлена им с подзолистой почвой одиновского межледникового, а нижняя гумусная почва РК II - с черноземными почвами миккулинского (земского) межледникового. Верхняя, приближенная к ней гумусная почва РК II отвечает, по его мнению, значительному верхневолжскому интерстадиалу в начале калининского оледенения, в течение которого обычно развивались сильно известковистые степные буроземы (Москвитин, 1966) (см. рис. 82,Б).

Большое внимание уделяется вопросу о возрасте паудорфского интерстадиала, которому отвечает самая верхняя почва - РК I, или штиллфрид "В", и которую А.И.Москвитин сопоставляет с молого-шекснинским межледниковьем. При этом указывается, что паудорфская почва в большинстве разрезов Центральной Европы сохранилась очень плохо и в значительной степени растущая солифлюкшей. Вследствие этого она не может отражать ни истинного характера почвообразовательных процессов, ни их продолжительности. Имеющиеся для нее радиоуглеродные даты, по мнению А.И.Москвитина, либо неверны (заморожены), либо относятся к образцам, взятым не из самой почвы, а из подошвы вышележащих лёссов. В качестве примера приводятся упомянутые выше даты для угля, отобранного из верхов почвы в стратотипе штиллфрида "В" (около 28 000 л.н., Grо -2533 и Grо -2523). По его мнению, они определяют самое начало "главного вюрма". К этому же горизонту относятся и приведенные Френцелем (Frenzel, 1964) спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца недревесных пород (53%), а среди них - злаковые: Gramineae (до 30%) и Artemisia (до 20%) (цит. по А.И.Москвитину, 1966, стр. 86).

Вопрос о пересмотре возраста и продолжительности паудорфского интерстадиала в Европе был поднят и раньше самим Френцелем в работе 1964 г. При этом подобно А.И.Москвитину он был склонен значительно расширить его возрастные рамки. Для подкрепления своих предположений он указывает на привнесенную выше дату 33 500±500 л.н. (Grо-3190) для стратотипа паудорфской почвы и на некоторые другие радиоуглеродные даты древнее 30 000 л.н., которые начали получать в то время для различных территорий Средней и Северной Европы.

Вопрос о "среднем вюрме" был поднят Френцелем и в более поздней его монографии, посвященной колебаниям климата в четвертичном периоде (Frenzel, 1967). В ней, однако, использовались геологические и радиометрические материалы на уровне примерно тех же годов, т.е. до 1965 г. включительно.

Френцель отмечает ряд фактов, указывающих на потепления внутри интервала; разделяющего брёрупский и паудорфский интерстадиалы. Во время этих потеплений происходили значительные изменения в растительности и даже возрождение лесных ландшафтов в некоторых областях средней полосы Европы. В качестве примера приводится так называемый интерстадиал оддерада, выделенный в Гольштейне на основании спорово-пыльцевых данных и радиоуглеродной даты 42 000<sup>+3700</sup><sub>-2500</sub> л.н. (GrN- 4156) (Averdieck, 1967). Указывается также на состав фауны моллюсков в той части лёссовых разрезов, которая отвечает "среднему вюрму" - в них преобладают виды менее холодолюбивые, чем в лёссах над паудорфской почвой и отвечающих "главному вюрму". Отмечается также отно-

сительно высокое стояние уровня океана в это время (Frenzel, 1967, стр. 224). Вместе с тем Френцель не считает возможным называть весь этот отрезок времени интерстадиалом и тем более межледниковьем. В связи с этим он критически оценивает понятия молодого-шекснинского межледниковья для Европейской части СССР и каргинского межледниковья для Сибири и довольно подробно анализирует известные ему в то время публикации по этим вопросам (Москвитин, 1946; Александрова и др., 1963; Кинд, 1965; и др.).

В заключение Френцель справедливо указывает на необходимость дополнительных исследований и получения надежных радиоуглеродных дат для решения этого спорного вопроса.

### **Современные представления о геохронологии «нижнего» и «среднего» вюрма Западной и Центральной Европы**

Начиная с 1967 г. вопрос о "среднем вюрме" в Европе стал вновь широко дискутироваться в геологической литературе. Появились новые, очень интересные данные, позволившие расширить представления о геохронологии и истории климатов первой половины вюрма. Толчком к пересмотру этого вопроса, пожалуй, послужили новые радиоуглеродные даты, полученные в Грёнингенской лаборатории для ряда разрезов ледниковых и перигляциальных областей Европы, а также критический пересмотр старых радиоуглеродных дат для стратотипов брёрупа, готтвейга и паудорфа. В статье, посвященной этим вопросам (Vogel, Zagwijn, 1967), сведены все главнейшие радиоуглеродные даты, относящиеся к первой половине вюрма, включая паудорфский интерстадиал. Очень важны подробные комментарии к ним. Кроме обоснования геологического возраста разреза (палинологическая характеристика), в них дается оценка надежности каждой даты. Обсуждаются возможность проникновения "молодого" гумуса в образец, чистота его предварительной обработки, сравнение результатов измерения разных фракций и образцов различного материала и т.д. Вне этих комментариев, которыми часто пренебрегают геологи, выхватывая из нескольких измерений "подходящую" дату, всегда могут возникнуть недоразумения и неправильная геологическая интерпретация результатов радиоуглеродного анализа.

Приведенные в работе даты доказывают, что многие почвенные горизонты, относящиеся к готтвейгу, следует классифицировать как эемские, или ранневюрмские (интерстадиалы брёруп и амерсфорт). Повторные определения образцов (по которым ранее были получены конечные даты) с применением специальных методов очистки и изотопного обогащения показали, что возраст их старше 55 000 лет. Сюда относятся почвы из разрезов в Оберфеллабрунне, Хорматинге, Лебенштедте, Дольни-Вестонице и других, о которых частично упоминалось выше. Здесь же приведены и новые даты для указанного Френцелем интерстадиала оддерада:  $56\ 700 \pm 800$  (GrN-4157),  $54\ 500 \pm 800$  (GrN-4698),  $51\ 000 \pm 400$  (GrN-4178) и  $> 53\ 000$  л.н. (GrN-4100). Эти даты дали основание относить интерстадиал оддерада к низам вюрма и либо сопоставлять его с брёрупом, либо выделять его в самостоятельный более молодой интерстадиал. Имеются и новые даты, подтверждающие древний возраст ( $> 55\ 000$  л.н.) ранневюрмских интерстадиалов: местонахождения Целл на р. Инн в ФРГ, Гроссвалл в Верхней Баварии и др.

Вместе с тем в работе анализируются и целый ряд надежных дат, несомненно относящихся, по мнению авторов, к интерстадиалам внутри "среднего вюрма". Это прежде всего даты для ряда разрезов перигляциальных областей Нидерландов и Бельгии, лежащие в интервале 47 000–37 000 л.н. (Vogel, Zagwijn, 1967, стр. 63–81), которые заставили исследователей по-новому взглянуть на историю развития климата этого отрезка времени.

Большое значение имели и некоторые новые радиоуглеродные даты (а также пересмотр старых дат) для паудорфской почвы в стратотипических районах Австрии и Чехословакии (Vogel, Zagwijn, 1967, стр. 95–101). Они позволили отнести время окончания паудорфского интерстадиала к 29 000–28 000 л.н. При



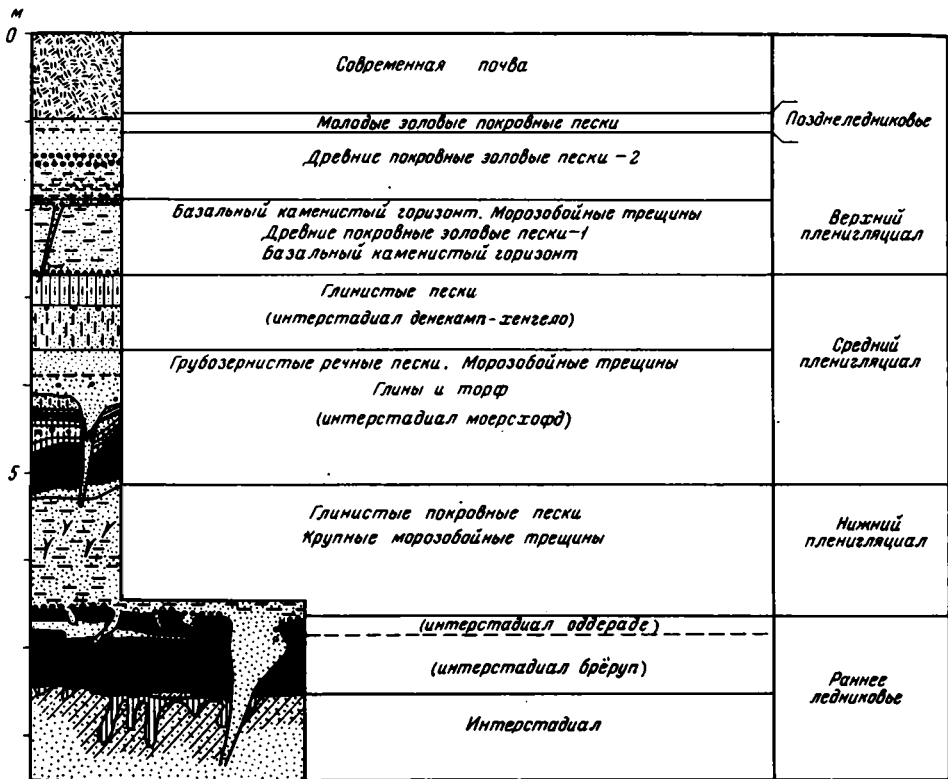


Рис. 84. Разрез верхнеплейстоценовых отложений у Амерсфорта, Нидерланды (Zagwijn, Paere, 1968)

Подошва разреза расположена на 2 м выше морских эемских слоев

этом отмечается, что отсутствие полных профилей паудорфской почвы и ее сильная разрушенность не позволяют точно установить время начала почвообразовательных процессов, т.е. начало паудорфского потепления. Эта точка зрения приближается к взглядам А.И.Москвитина на более древний возраст паудорфа и его продолжительность.

Остановимся подробнее на современных представлениях о хронологии вюрма, сложившихся в последнее время у голландских и бельгийских исследователей.

В Нидерландах изучалось и датировалось по  $C^{14}$  довольно большое число разрезов в пределах области развития перигляциальных покровных (преимущественно песчаных) отложений и в долинах рек Рени и Маас, выполненных аллювиальными песками и галечниками. К первой группе относятся разрезы у Амерсфорта, Моерсхофда, отчасти у Бреда и некоторые другие. Ко второй группе - разрезы у Ренекампа, Хенгело и др. Во всех разрезах прослеживаются горизонты ископаемых почв различной степени сохранности и прослойки органических осадков - торфа, гиттии, темных иловатых глин. Слои, залегающие между ними, часто подвержены криотурбации и разбиты морозобойными трещинами (рис. 84). Подробное описание разрезов, их палинологическая характеристика и относящиеся к ним радиоуглеродные даты приведены в публикациях Загвайна, Ван дер Хаммена и Папе (Zagwijn, 1961; Hammen a.o., 1967; Zagwijn, Paere, 1968; и др.).

При сопоставлении этих разрезов и радиоуглеродных дат было установлено присутствие в них по крайней мере пяти горизонтов почв или органических слоев, залегающих между эемскими и верхневюрмскими отложениями. Нижние два горизонта отвечают амерсфортскому и брёрупскому интерста-

диалам. В некоторых разрезах, например у Амерсфорта, выше брёрупских торфяников располагается еще один слой торфа, который условно сопоставляется с упомянутым выше интерстадиалом оддерада (Zagwijn, Paere, 1968, стр. 134) (см. рис. 84). Верхние три горизонта интерпретируются как интерстадиальные образования внутри верхнего "пленигляциала". При этом отмечается, что два самых верхних горизонта часто бывают сближены.

Значительное число конечных и достаточно надежных радиоуглеродных дат, полученных для органических осадков почти во всех изученных разрезах, позволило оценить возраст интерстадиальных потеплений. Наиболее молодое из них - интерстадиал денекамп - датируется 32 000-29 000 л.н. Следующий более древний интерстадиал хенгело - 39 000-37 000 л.н. Возраст наиболее древнего интерстадиала моерсхофд условно определяется в 50 000-43 000 л.н. Основанием к этому послужили даты для гиттии и торфа в его стратотипе: 43 500±1000 (GrN-1715) и 46 250±1500 л.н. (GrN-1718), а также в разрезах Хенгело V - 43 600+1850 (GrN-3321), Хенгело VI - 45 600±1900 (GrN-3177) и Хенгело IX - 50 000<sup>+4000</sup><sub>-2400</sub> л.н. (GrN-4252).

На основании приведенных данных голландские ученые изменили прежнюю схему подразделения вюрма, в которой выделялось два холодных отрезка - пленигляциал "А" и пленигляциал "В", разделенные паудорфским интерстадиалом (Zagwijn, 1961). В новой схеме вюрм разделяется на три хроностратиграфические единицы, неравноценные по своей продолжительности: "раннее ледниковье", "пленигляциал" и "позднее ледниковье" (рис. 85). "Пленигляциал" в свою очередь делится на три единицы второго порядка - нижний, средний и верхний. "Средний пленигляциал" охватывает интервал времени примерно от 50 000 до 28 000 л.н. и включает все три названные выше интерстадиала - моерсхофд, хенгело и денекамп (см. рис. 84). При корреляции с лёссовыми разрезами Австрии и Чехословакии оба верхних интерстадиала сопоставляются с паудорфским интерстадиалом. Этим подчеркивается значительная продолжительность паудорфа.

Палеоклиматическая характеристика верхнего плейстоцена Нидерландов отражена на составленной Загвайном температурной кривой (см. рис. 85). Спорово-пыльцевые спектры для интерстадиальных отложений "среднего пленигляциала" свидетельствуют, по его мнению, о развитии в это время кустарниковой тундры, сменившей ландшафт полярной пустыни, который существовал как в нижнем, так в верхнем пленигляциале. Среднеиюльские температуры во время интерстадиальных потеплений оцениваются в 8-10°С, т.е. намного ниже современных.

Представления о геохронологии вюрма в Нидерландах нашли поддержку со стороны бельгийских ученых. Более того, совместно с голландскими геологами ими была разработана единая корреляционная схема позднего антропогена (Zagwijn, Paere, 1968; Папе, 1969).

В Бельгии, так же как и на соседней с ней территории Нидерландов, выделяется несколько субширотных областей с различными условиями осадконакопления в позднем плейстоцене. На севере преобладают покровные пески преимущественно водного происхождения, на юге - лёссы. Между ними располагается так называемая переходная, или промежуточная, область (Папе, 1969). Наиболее важные разрезы верхнеплейстоценовых отложений в пределах названных областей вскрыты по долинам рек и в депрессиях; меньшая их часть - располагается на плато. В них, как и в разрезах Нидерландов, прослеживается несколько горизонтов ископаемых почв или соответствующих им горизонтов торфа. Часть из них была датирована по C<sup>14</sup>.

В нижнем вюрме Бельгии развиты три степные почвы, получившие название варентонских почв. Они сопоставляются с амерсфортом и брёрупом. Наиболее древний гумусовый горизонт, относимый к "среднему пленигляциалу", назван почвой поперинг. Этот хорошо выраженный почти черный гумусовый горизонт был отнесен ранее к "готтвейгскому интерстадиалу". Как правило, поч-

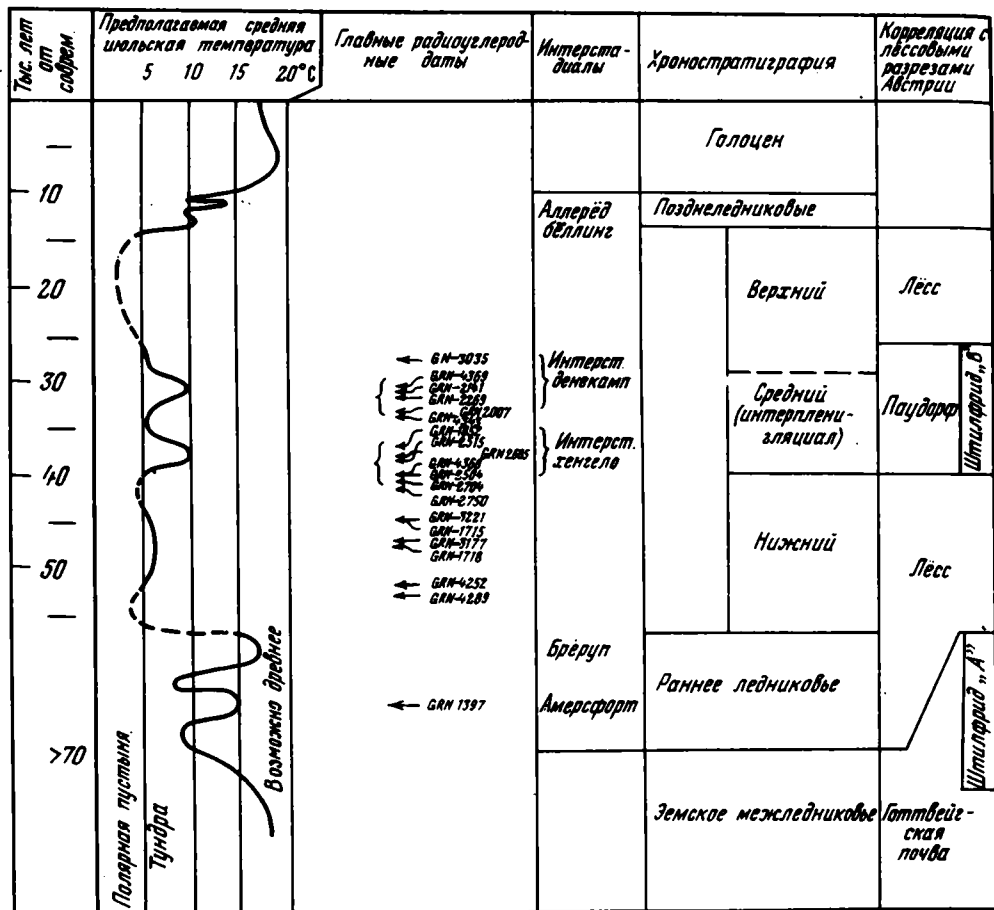


Рис. 85. Климатическая кривая и хроностратиграфическое подразделение последней ледниковой эпохи в Нидерландах и сопоставление с лёссовой стратиграфией Австрии (Hammen a.o., 1967)

ва поперинг сильно криотурбирована и разбита морозобойными трещинами. Луч-  
ше всего она прослеживается в разрезе карьера Шабль у Поперинга, где она  
датирована по торфу  $45\ 600 \pm 1500$  л.н. (GrN-4856). Эта почва сопоставляется  
теперь с интерстадиалом моерсхофд в Нидерландах (Zagwijn, Raere, 1968).  
Выше по разрезу располагаются торф и пятнистая глеевая зона, названная поч-  
вой хобокен. Для торфа в ее стратотипе была получена дата  $32\ 490 \pm 440$  л.н.  
(GrN-4781), которая представляется геологам несколько заниженной (Папе,  
1969). Почва хобокен условно сопоставляется с интерстадиалом хенгело в Ни-  
дерландах.

Комплекс отложений, включающий почвы поперинг и хобокен, объединяется  
в "торфяно-глинистую формацию". Над ней залегают сильно криотурбированные  
слои торфа и бурая почва, получившая на севере название почвы зельзате,  
а на юге в пределах лёссовой области - почвы кессельт. Для первой почвы  
в ее стратотипе была получена дата по торфу  $28\ 200 \pm 700$  л.н. (GrN-4783). Это  
позволило уверенно сопоставлять ее с интерстадиалом денекамп в Нидерландах  
или паудорфом в Центральной Европе.

Палеоклиматическая интерпретация разрезов Бельгии близка к изложенным  
выше представлениям Загвайна о развитии климата и ландшафта в позднем  
плейстоцене Нидерландов. Лесной ландшафт сохранился только в ранневюрмском  
интерстадиале, которому отвечает почва варентон. Во время более поздних по-

теплений, по мнению Папе, господствовали открытые ландшафты (Zagwijn, Paerс, 1968).

В Англии представления о хронологии и климатостратиграфическом подразделении вюрма тесно связаны с взглядами на историю позднеплейстоценовых оледенений. Взгляды эти до сих пор весьма противоречивы<sup>1</sup>. Примером может служить вопрос о положении в стратиграфической шкале верхнего плейстоцена главной фазы так называемого оледенения Ирландского моря и тесно связанный с ним вопрос о границах позднеплейстоценовых оледенений. Оледенение Ирландского моря одни исследователи сопоставляют с нижним вюрмом (Woldstedt, 1968; Флинт, 1963; Gomlinson, 1963; Shotton, 1967a), другие - с верхним или главным вюрмом Центральной Европы (Wills, 1937, 1938; Penny, 1964; Shotton, 1967a; John, Ellis-Gruffydd, 1970; Rowlands, 1971).

Любопытно, что Шоттон (Shotton, 1967a) в более ранних публикациях придерживался первой из указанных точек зрения, но в том же году изменил ее на противоположную, высказав довольно категоричное суждение о том, что максимальная подвижка Ирландского ледника, зафиксированная в Мидленде так называемой линией Уолверхемптон (Wolverhampton Line), произошла в поздне-висконсинское время (Shotton, 1967a). Основанием послужило сопоставление морены этого оледенения с песчано-галечными отложениями в разрезе Фор-Эшес у Уолверхемптона. Было установлено, что морена ложится на галечники, содержащие прослой торфа, датированного по  $C^{14}$   $36340 \pm 700$  (Birm-24) и  $30655 \pm 765$  (Birm-25) л.н.

Много неясного существует и в корреляции ледниковых отложений с аллювием речных террас, в особенности террас рек Эйвон и Северн, на разрезах которых в значительной степени строится стратиграфия верхнего плейстоцена Средней Англии. Но независимо от взглядов на возраст оледенения Ирландского моря или возраст речных террас устойчиво развилась концепция о трехчленном делении вислинского оледенения в Англии. Несомненно, что большое влияние в этом отношении оказали представления немецких исследователей - Гросса и Вольдштедта (см. выше). В том или ином виде идея о двух фазах вислинского оледенения, разделенных длительным неледниковым перерывом, уже существовала к началу 60-х годов. Наиболее четко эта идея была сформулирована Купом, Шоттоном и Стреченом (Сооре а.о., 1961) после изучения состава растительных остатков и ископаемых насекомых в аллювии так называемой главной террасы небольшого притока р. Северн - р. Солуорп у Аптон-Уоррена и получения двух радиоуглеродных дат:  $42\ 520 \pm 1300$  (GrN-595) и  $42\ 100 \pm 600$  л.н. (GrN-1245). Эти отложения были отнесены в то время к готтвейгскому интерстадиалу в понимании Гросса (1958 г.).

В дальнейшем продолжалось изучение фаунистических и растительных остатков из аллювия надпойменных террас различных рек, в результате которых создалось определенное представление о хронологии и климате средневислинского интервала. Главные опорные местонахождения, кроме упоминавшегося Аптон-Уоррена, описаны в долинах рек Эйвон (Фледбери и Брендон) и Тэйм (Тэйм-Уэллей). Для некоторых из них были получены радиоуглеродные даты. Особенно тщательно изучали остатки насекомых. По мнению исследователя Купе (Сооре, 1967, стр. 360), именно насекомые в силу своей миграционной способности наиболее быстро (быстрее, чем растительность) реагируют на изменение климата.

Обобщение этих исследований было дано в статье Купе и Сендса (Сооре, Sands, 1966), в которой была представлена новая схема деления вюрма (вислы) для территории Англии, привязанная к шкале абсолютного летосчисления. На этой схеме выделены: "раннее вислинское оледенение" (примерно 55 000-50 000 л.н., т.е. после "брёрупа"), "поздневислинское оледенение" (примерно 24 000-13 000 л.н.) и "позднеледниковье". Интервал времени

<sup>1</sup>Подробно эти вопросы обсуждаются в работе Пенни (Penny, 1964), а также А.И.Москвитина (1970) с ссылками на соответствующие первоисточники.

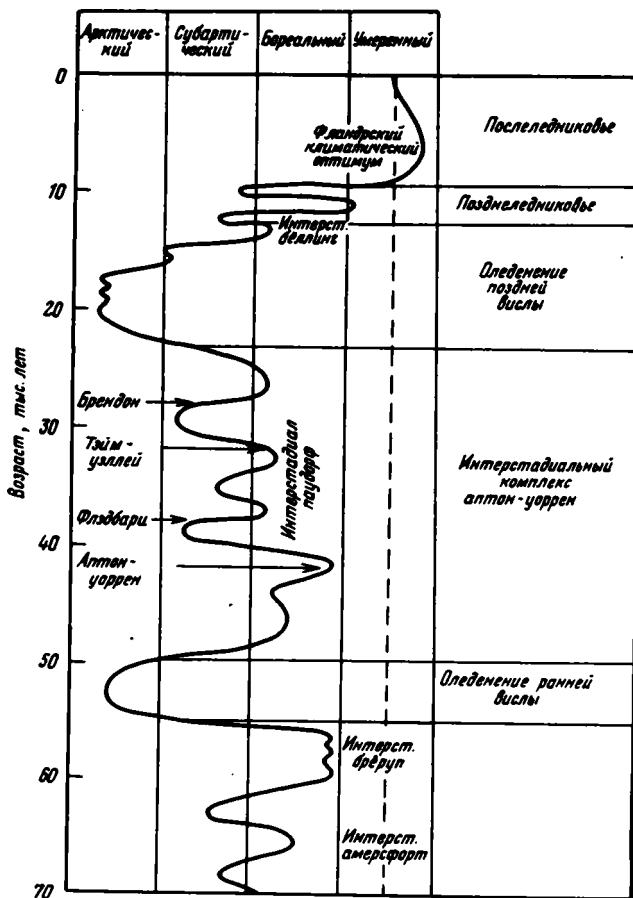


Рис. 86. Климатическая кривая для вислинской ледниковой эпохи (Сооре, Sands, 1966)

между ранне- и поздневислинским оледенениями (примерно 50 000–24 000 л.н.) получил название интерстадиального комплекса аптон-уоррен. Внутри этого длительного интервала различаются три главных потепления – собственно аптон-уоррен (максимальное), тэйм-уэллей и паудорф и два похолодания – флэдбери и брендон (рис. 86). Представления об изменениях климата в течение интерстадиального комплекса аптон-уоррен отражены на составленной авторами палеотемпературной кривой. Стратиграфическое и радиометрическое обоснование этой схемы было изложено в работе Шоттона (Shotton, 19676). В последующие годы продолжалось изучение разрезов аллювиальных отложений, отвечающих средневислинскому интервалу.

Особенно детально и всесторонне исследовались отложения так называемой II террасы р. Эйвон у Брендона, которая сопоставляется с "главной" террасой р. Северн у Аптон-Уоррена. Для этого местонахождения были представлены монографические описания флоры и остатков насекомых (Сооре, 1968а), а также геолого-геоморфологическая характеристика и стратиграфия плейстоцена изученного отрезка р. Эйвон (Shotton, 1968). Изучалась также фауна крупных млекопитающих и флора из аллювиальных отложений р. Нин в Грэйт-Биллинге (округ Норсхемптоншир) (Morgan, 1969) и насекомые (Coeleoptera) из местонахождения Тарнуэлл в Кембридже (Сооре, 1968б). Аллювиальные отложения двух последних местонахождений сопоставляются с интерстадиалом аптон-уоррен в широком понимании. Всего было изучено 12 местона-

хождений остатков насекомых. Все эти исследования позволили уточнить взгляды на развитие климата в течение отрезка времени, разделяющего раннее и позднее вислинские оледенения.

Наиболее благоприятный климат отмечается для начала этого интервала — потепления аптон-уоррен, датированного примерно 42 000 л.н. (см. выше). Изучение остатков насекомых в его стратотипе показало высокое содержание умеренных форм с небольшой примесью холодолюбивых (Сооре, 1968а, стр.454). Смещение фаун Купе объясняет быстрым потеплением и столь же быстрым (типичным для фауны насекомых) проникновением термофильных элементов без полного исчезновения арктических stenotherms, которые могли еще сохраниться в более прохладных условиях обитания. В целом фауна свидетельствует о бореальном (до умеренного) климате, близком к современному климату Южной Швеции. Такое заключение, указывает Купе, на первый взгляд противоречит данным пыльцевого анализа, показавшего отсутствие пыльцы древесных пород. Он объясняет это более быстрой реакцией насекомых на потепление по сравнению с лесной растительностью (Сооре, 1967, стр. 374).

Вслед за потеплением аптон-уоррен произошло ухудшение климата — похолодание фледбери. Оно датировано 38 000±700 л.н. (Gro-1269). Климат этого отрезка времени характеризуется как субарктический и даже близкий к арктическому (Сооре, 1969, стр. 97). Последующее потепление — тейм-уэллей — было менее значительным, чем первое — аптон-уоррен. Для его стратотипа

имеется дата 32 160<sup>+1780</sup><sub>-1450</sub> л.н. (NPL-55). Остатки жуков из аллювия террасы р. Тэйм (приток р. Трент в Бермингеме) свидетельствует, по мнению Купе (Сооре, Sands, 1966), о климате, переходном от бореального к субарктическому. Детальное сравнение ископаемой фауны с современными сообществами насекомых, обитающих в Англии и Скандинавии, дало ему основание оценить среднеиюльскую температуру в 13°C, т.е. на 4°C ниже современной. Отмечается повышение континентальности, выразившееся в низких зимних температурах. Состав пыльцы свидетельствует, что растительность в то время была близкой к "пограничной зоне" между альпийскими зонами *Betula* и *Coniferae* в Скандинавии — в составе спорово-пыльцевых спектров присутствует пыльца *Pinus* (2%) и преобладает пыльца *Betula* (10%).

Последующее похолодание брэндон было наибольшим. Это суждение опирается на данные детального изучения фауны и флоры в аллювии так называемой II террасы р. Эйвон у Брэндона. По мнению Шоттона (Shotton, 1968), она формировалась в течение всего интерстадиала аптон-уоррен. Для этого место-

нахождения имеются две радиоуглеродные даты — 32 270<sup>+1029</sup><sub>-931</sub> (Витм-10) и 30760<sup>+551</sup><sub>-520</sub> л.н. (Витм-27). Спорово-пыльцевые спектры этого местонахождения свидетельствуют о развитии кустарниковой тундры (Kelly, 1968). Состав растительности, по мнению Келли, не исключает, однако, возможности присутствия в данной обстановке древовидной березы — *Betula pubescens* s. l., пыльца которой не была обнаружена. Отмечается также аномальное присутствие в спектрах большого количества пыльцы *Groenlandia densa* (сем. Potamogetonaceae) — атлантической формы, северная граница распространения которой проходит на самом юге Швеции. В целом же, если исключить приведенные оговорки, климат, по мнению Келли, можно охарактеризовать как субарктический или даже арктический умеренно континентальный.

Фауна насекомых (главным образом *Coleoptera*), изученная Купе, свидетельствует о менее благоприятных климатических условиях, чем это вытекает из палинологических данных. По мнению Купе, климат был более суровым, чем во время "похолодания фледбери", и охарактеризован им как арктический. Среднеиюльская температура составляла около 10°C (на 7°C ниже современной), а среднегодовая температура — около 5°C (Сооре, 1968а, стр. 452; Сооре, 1969, стр. 97).

О достаточно суровом климате в это время свидетельствуют палеоботанические и палеонтологические данные из других местонахождений, которые сопоставляются английскими геологами с "похолоданием брэндон". Это — местонахождения Грейт-Биллинг на р. Нин и Бернуэлл. В первом из них изучалась флора и крупные млекопитающие (Morgan, 1969). Для него имеется дата 28 225±330 л.н. (Birg-75). В аллювии надпойменной террасы р. Нин здесь были найдены кости *Coeleodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius* и *Rangifer tarandus*. Палинологические данные и состав остатков насекомых свидетельствуют о развитии тундрового ландшафта.

Из приведенных выше весьма разрозненных палеонтологических и радиометрических материалов для отдельных местонахождений в Центральной Англии не вырисовывается стройная картина хронологии климатических изменений в течение интерстадиального комплекса аптон-уоррен, в особенности его второй половины. Очевидно, этих данных еще недостаточно — так же, как и радиоуглеродных дат. Вполне возможно, что корреляция разрезов отдельных местонахождений не точна. Отнесение некоторых из них к одному и тому же "похолоданию брэндон" не обосновывается достаточно убедительными радиометрическими датами. Не исключено, например, что местонахождение Бернуэлл, относимое к самому концу аптон-уоррена (Coore, 1968б), на самом деле относится уже к началу поздневислинского оледенения. В этой связи обращает на себя внимание отсутствие каких-либо материалов — геологических и радиометрических — для последнего потепления паудорф, выделенного на схеме Купе и Сендса в интервале 28 000–24 000 л.н. (см. рис. 86). Вообще следует сказать, что эта схема, в частности температурная кривая, составленная в 1966 г. под явным влиянием "климатической" кривой Вольдштедта 1960 г. (см. рис. 83,Б), не вполне подкреплена материалами последующих исследований.

Несколько более четкие представления создаются о климате и возрасте наиболее раннего потепления — аптон-уоррен. Но и здесь, как мы видели, существуют некоторые противоречия в палеоклиматической интерпретации этого отрезка времени. Возраст его также не обоснован достаточно четко — для него имеются всего две старые радиоуглеродные даты, которые, впрочем, признаются радиохимиками весьма надежными (Vogel, Zagwijn, 1967, стр. 80). В целом данные об этом потеплении, несомненно имевшем место около 42 000 л.н., весьма ограничены. Требуется дополнительный фактический материал для суждения о его возрасте и истинной климатической обстановке, существовавшей в это время.

В связи с этим большой интерес представляют геологические и радиометрические данные по Южному Уэльсу, приведенные в работах Джона (John, 1967; John, Ellis-Gruffydd, 1970). Для средневисконсинских отложений, которые сопоставляются авторами с интерстадиальным комплексом аптон-уоррен, здесь имеются четыре конечные радиоуглеродные даты: 37 960<sup>+1700</sup><sub>-1400</sub> (NPL-80), 37 310<sup>+1515</sup><sub>-1278</sub> (NPL-97), 31 800<sup>+1400</sup><sub>-1200</sub> (I-2559) и 33 750<sup>+2500</sup><sub>-1900</sub> л.н. (I-2564). Последние две даты относятся к так называемому камовому комплексу бэнк-уай-уоррен и получены по торфу и фрагментам древесины из флювиогляциальных песчаных отложений. Заключение в них ископаемая пыльца содержит большое количество переотложенных форм из третичных и мезозойских осадков. Однако среди них, по мнению указанных авторов, несомненно выделяется и четвертичная пыльца, одновременная накоплению осадков. Один из образцов показал следующий состав пыльцы: *Pinus* (56%), *Corylus-type* (23%), *Fraxinus-type* (8%), *Betula* (1%), *Piceae* (1%). Пыльца недревесных представлена *Potamogeton* (7%), *Filicates* (3%) (John, Ellis-Gruffydd, 1970). Сходные спектры были опубликованы и ранее (John, 1967).

Совокупность геологических палинологических и радиометрических данных позволила этим авторам представить корреляционную схему верхнеплейстоценовых отложений для различных районов Южного Уэльса, в которой принимается

следующее деление висконсинского яруса: 1) ранняя висла (старше 50 000 л.н.) – длительная перигляциальная фаза и оледенения на возвышенностях; 2) средняя висла (> 50 000–26 000 л.н.) – интерстадиальный комплекс; 3) поздняя висла (26 000–14 000 л.н.) – главное оледенение Ирландского моря и Уэльса; 4) позднеледниковье (14 000–10 300 л.н.) – три зоны, характеризующие значительные изменения климата; 5) фландрский ярус (начало около 10 300 л.н.) (John, Ellis–Gruffydd, 1970).

Рассматривая вопрос о “среднем вюрме” Европы, нельзя не указать на очень ценные данные, имеющиеся для Скандинавии.

В Швеции изучение четвертичных отложений Каттегата показало, что наиболее широко распространены здесь ледниковые отложения позднего вюрма. Однако отмечается присутствие и более древних морен, вскрытых бурением, которые относятся к древнему балтийскому оледенению и получили местное название стадии анхолт (Möner, 1969б, стр. 39). Границы этих двух оледенений были, по-видимому, близкими на территории Швеции. Интервал времени между ними сопоставляется Мёрнером с интерпленигляциалом, или средним пленигляциалом Нидерландов, и назван им интерстадиалом глумслёв (Möner, 1969а, стр. 47). Относящиеся к нему иловато-глинистые отложения наблюдались и описывались во многих районах Швеции и датированы 29 000–27 000 л.н.

В юго-западной Норвегии на о. Картей раковины *Mya truncata* из слоев, подстилающих верхнюю морену, датированы 34 000±3000 л.н. (Т-140) (Möner, 1969а, стр. 45).

Еще более важные сведения о “среднем вюрме” получены в Финляндии. По данным Корпела (Korpela, 1969), в районе Перепохьола, расположенном между Северной Финляндией и Финской Лапландией, повсеместно прослеживаются два горизонта морен, различающихся как по цвету, так и по составу обломочного материала. Последний указывает на различные источники питания ледников двух самостоятельных фаз вислинского оледенения. Спорово-пыльцевые спектры из межморенных отложений и состав диатомовых указывают на субарктический климат. Здесь же были получены радиоуглеродные даты – > 35 000, > 28 000, > 42 700 и 45 400±2000 л.н. Корпела сопоставляет выделенный им средневислинский интерстадиал перепохьола с интерстадиалом емтланд в Северной Швеции (Lundqvist, 1967) и определяет его возраст от 40 000 до 50 000 л.н., что, по его мнению, хорошо согласуется с температурной кривой Эмилиани для экваториальной Атлантики. Еще ранее скандинавские ученые отмечали существование крупного межстадиала внутри последней ледниковой эпохи на территории Норвегии и Швеции (Brotzen, 1961; Lundqvist, 1962), который, по-видимому, отвечает межстадиалу перепохьола, но который не был подкреплён в то время конечными радиоуглеродными датами.

#### **Некоторые данные о геохронологии среднего вюрма (валдая) на территории Европейской части СССР**

Еще до применения методов абсолютного датирования четвертичных отложений некоторые ведущие советские исследователи рассматривали вюрм не как единую ледниковую эпоху, а как несколько самостоятельных ледниковий и межледниковий.

Впервые о трехчленном делении вюрма на территории Русской равнины высказался А.И.Москвитин (1946, 1950, 1967), выделив в нем два оледенения – калининское и остаховское и разделяющее их молодого–шекснинское межледниковье. Несколько позднее С.А.Яковлев (1956) опубликовал свою схему подразделения верхнего плейстоцена. Кроме микулинского (“2-го новомежледниковья”), он признает существование еще двух позднеледниковых межледниковий, из которых более древнее (“3-е новомежледниковье”) отвечает, по-видимому, молодого–шекснинскому межледниковью А.И.Москвитина.

Отсутствие четкого стратотипа молодого–шекснинского межледниковья в пределах ледниковой области Русской равнины, а также конечных радиоуглерод-



ных дат препятствовало всеобщему признанию схемы А.И.Москвитина. Известную роль сыграло и то обстоятельство, что при датировании образцов древесины из отложений, считавшихся молого-шекснинскими, первоначально были получены конечные радиоуглеродные даты (Старик, Арсланов, 1961), а после вторичного отбора образцов из тех же разрезов на Верхней Волге (р. Черемуха и дер. Черменино) и их тщательной обработки даты оказались "запредельными" (Арсланов и др., 1967; Чердынцев и др., 1969). Может быть, именно поэтому большое распространение в эти годы получила схема К.К.Маркова, Н.С.Чеботаревой, А.А.Величко и др. (Марков, Величко, 1967; Чеботарева, Гричук и др., 1965; Чеботарева, Вигдорчик и др., 1965; и др.). Согласно представлениям указанных авторов, на территории Восточно-Европейской равнины существовало одно - валдайское - оледенение, разделенное несколькими интерстадиальными потеплениями. Однако за последние годы появилось значительное число конечных радиоуглеродных дат старше 30 000 лет для нескольких всесторонне изученных разрезов. Надежное стратиграфическое и палеонтологическое обоснование этих разрезов позволило вновь поставить вопрос о существовании второго позднеплейстоценового межледниковья, или длительного неледникового интервала, внутри вюрма Восточной Европы.

Впервые радиологические и палинологические материалы для этого межледниковья были опубликованы Я.М.Пуннингом, А.В.Раукас и Л.Р.Серебряным (1967; Пуннинг, 1969), которые дали ему название караюласского межледниковья.

Межморенные озерно-болотные осадки у Караюла были ранее детально изучены К.К.Орвику и Р.О.Пиррус (1965) и отнесены к ранневюрмскому - брёрупскому интерстадиалу. После получения радиоуглеродных дат в лаборатории Института зоологии и ботаники ЭССР в Тарту для этих слоев - 33 450 $\pm$ 800 (Та-99), 48 100 $\pm$ 170 (Та-100) и 48 100 $\pm$ 1650 л.н. (Та-101) - Я.М.Пуннинг и другие сочли возможным отнести их к указанному средневюрмскому - караюласскому межледниковью. Продолжительность его оценивалась примерно в 20 000 лет (50 000-30 000 л.н.) (Пуннинг, 1969).

Несколько позднее образец древесины из того же разреза был датирован Х.А.Арслановым (1971) в лаборатории ЛГУ; возраст древесины оказался старше 52780 л.н. (ЛУ-44). Этот факт заставил некоторых исследователей усомниться в средневюрмском возрасте караюласских слоев и отнести их к ранневюрмским (ранневалдайским) интерстадиальным отложениям, т.е. вернуться к первоначальной интерпретации К.К.Орвику (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970; Вигдорчик и др., 1970).

В то же время при повторном отборе и исследовании образцов различного состава в лаборатории в Тарту вновь были получены радиоуглеродные даты, которые как будто бы подтвердили правомочность первоначальных выводов о средневюрмском возрасте караюласских слоев - 47 800 $\pm$ 1100 (Та-275), 48 860 $\pm$ 12000 (Та-277) и > 45500 л.н. (Та-106) (Раукас, Серебряный, 1970, 1971; Пуннинг, 1971). В качестве подкрепления своей концепции авторы указывают на присутствие подобных органических отложений в разрезе Пээду, возраст которых оказался равным 39 000 $\pm$ 1960 л.н. (Та-136) (Пуннинг, 1969), а при повторном измерении - 39 180 $\pm$ 1960 л.н. (Та-254) (Пуннинг, 1971). И тем не менее, как пишут эти авторы, изучавшие стратотип караюласского межледниковья: "...возраст караюласской межледниковой толщи нельзя считать окончательно установленным, ...возможно, что караюласское межледниковье в широком понимании может доходить до возрастных значений, приписываемых в настоящее время брёрупскому интерстадиалу (Каяк и др., 1970)" (Пуннинг, 1971, стр. 227).

Независимо от дискуссии, развернувшейся вокруг возраста толщ эстонских разрезов, появились и продолжают появляться другие очень ценные материалы, подтверждающие сам факт существования средневюрмского неледникового интервала на территории Русской равнины (Ауслендер и др., 1970; Заррина, 1970; Бреслав и др., 1971; Вознячук, Арсланов, 1971; Вигдорчик и др., 1971; и др.).

Все эти материалы ждут своего обобщения. Поэтому, не вдаваясь в подробности, остановимся на некоторых, наиболее ярких примерах.

Исключительный интерес представляет разрез межморенных озерных осадков на Гражданском проспекте (северная окраина Ленинграда), вскрытых буровой скважиной. Палинологические данные указывают, что во время их формирования климат изменялся от холодного к умеренно теплomu, затем вновь - к холодному и опять к относительно теплomu. В той части толщи, которая отвечает потеплению, спектры характеризуются господством пыльной сосны и ели при незначительном содержании пыльцы березы и ольхи. Отмечены единичные зерна пыльцы широколиственных пород - вяза, дуба, липы (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970, стр. 12). Состав пыльцы и спор, по мнению аналитика Е.А.Спиридоновой, свидетельствует о межстадиальных условиях, существовавших в период накопления основной части межморенных осадков.

Возраст межморенных слоев в разрезе на Гражданском проспекте, относящихся к заключительному этапу первого наиболее значительного (оптимального) потепления, был определен Х.А.Арслановым в  $39\ 800 \pm 800$  (ЛУ-63) и  $40\ 380 \pm 600$  л.н. (ЛУ-22) (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970, стр.13).

Не меньший интерес представляет разрез озерно-болотных отложений, вскрытых скважиной в верховьях р. Сухоны, где они зажаты между двумя пачками озерно-ледниковых глин, формировавшихся у края ранне- и поздневалдайских ледников. Палинологические данные указывают на теплые условия, близкие к климатической обстановке первого потепления, установленного в разрезе на Гражданском проспекте. Споры-пыльцевые спектры четко отражают "преобладание лесных формаций с участием ели, сосны и березы древесных разновидностей, возрастание роли ольхи, господство мезофильной травянистой растительности" (Ауслендер и др., 1970, стр. 92). Для описываемых осадков были получены две радиоуглеродные даты:  $40\ 800 \pm 1900$  (ЛУ-94) и  $41\ 100 \pm 1500$  л.н. (ЛУ-93). Сходные озерно-болотные отложения были изучены еще в трех разрезах Кубено-Сухонской низины. В урочище Зеленые Луга, расположенном в перигляциальной области вадайского оледенения, они залегают на московской морене. Возраст их оказался старше  $42\ 750$  л.н. (ЛУ-20). В разрезе у дер. Барское радиоуглеродному датированию подвергался торф в цоколе III древнеозерной террасы Вологодско-Сухонского бассейна; возраст его оказался старше  $34\ 300$  л.н. (ЛУ-47). Третий разрез, вскрытый скважиной у г. Кириллова, представлен толщей озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений мощностью около 4 м. Торф из основания толщи оказался древнее  $35\ 000$  л.н. (ЛУ-17). Палинологические данные свидетельствуют, что во время накопления толщи здесь господствовали вначале еловые, а затем - березовые леса (Ауслендер и др., 1970, стр. 94).

Аналогами датированных слоев на Гражданском проспекте Е.П.Заррина считает надморенные озерные осадки у г. Кашина Калининской области, датированные  $41\ 700 \pm 730$  л.н. (ЛУ-15Б) (Заррина, 1970; Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970; Вигдорчик и др., 1970). Нижний предел средневалдайского потепления определяется примерно датой  $49\ 000 \pm 1530$  л.н. (ЛУ-14), полученной для осадков, залегающих над мореной ранневалдайского оледенения у с. Шестихино Ярославской области. Эти же данные, по мнению Е.П.Зарриной, подтверждают точку зрения А.И.Москвитина о продвижении льдов калининского оледенения далеко за пределы Валдайской возвышенности и доказывают тем самым, что "по крайней мере в Калининской и Ярославской областях льды достигали максимального распространения в первой половине верхнего плейстоцена" (Заррина, 1970, стр. 83).

Нижний возрастной предел верхней морены позднекалининского оледенения определяется датами  $21\ 410 \pm 150$  (ЛУ-18В) и  $21\ 880 \pm 110$  л.н. (ЛУ-18А), полученными для торфа из верхов озерной межморенной толщи в разрезе на р. Пучка Вологодской области (Ауслендер и др., 1970; Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970). Споры-пыльцевые спектры для нижних горизонтов

толщи отражают ландшафт елово-соснового редколесья. В завершающий этап осадконакопления господствовала лесотундровая и тундровая растительность. Исходя из этих данных, авторы приходят к заключению, что возраст морены, перекрывающей озерную толщу, или "время наибольшего распространения валдайского ледника", можно оценить примерно в 20 000 лет (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970, стр. 19).

Независимо от решения вопроса, какое из позднеплейстоценовых оледенений - ранне- или поздневалдайское - было максимальным, эти авторы приходят к единому мнению о существовании средневалдайского неледникового интервала с переменным климатом, оценивая его возраст примерно в 45 000-25 000 лет. Е.П.Заррина (1970, рис. 11) называет этот интервал "средним валдаем", М.Е.Вигдорчик с соавторами (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970, рис. 4) - межледниковьем "Гражданский проспект". Предшествовавшее оледенение названо ими в одном случае ранневалдайским (Вигдорчик, Ауслендер, Знаменская, Долуханов, 1970), в другом - ленинградским (Вигдорчик и др., 1970, рис. 10).

Представление о палеогеографии и хронологии позднего плейстоцена северо-запада Русской равнины, сложившееся на основании приведенных материалов, отражено на схеме (рис. 87); составленной В.Е. Вигдорчиком и др.

Для внеледниковой - перигляциальной - области Русской равнины отсутствуют четкие указания о среднеюрском потеплении с возрастом около 40 000 лет. Согласно взглядам И.П.Герасимова, А.А.Величко и других, здесь повсеместно присутствует одна хорошо выраженная почва, которая получила название брянской и которая сопоставляется с паудорфской почвой Центральной Европы (рис. 88). Возраст отвечающего ей брянского интерстадиала, или брянского интервала, как его теперь называют, определяется в 29 000-25 000 лет. Основанием к этому послужили две радиоуглеродные даты, полученные для брянской почвы в лаборатории ГЕОХИ им. Вернадского:  $24\ 800 \pm 1680$  л.н. (Мо-342) - с. Мезин на Украине и  $24\ 920 \pm 1800$  л.н. (Мо-337) - в районе Брянска на правом берегу Десны (Величко и др., 1964).

Вопросы палеогеографии брянского интервала подробно рассматриваются в сборнике "Лёсс - перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы", составленном большим коллективом авторов и опубликованном в 1969 г. под редакцией И.П.Герасимова. Говоря о климате и ландшафте, господствовавшем в течение брянского интервала, авторы приводят несколько противоречивые данные. Результаты пылевого анализа брянской почвы у с. Мезин свидетельствуют о том, что "в конце времени накопления материнской породы почвы в районе Мезина существовала лесная растительность. В ней господствующее положение занимали широколиственные породы - дуб, вяз, липа и граб, сумма пылицы которых составляет 45% от общего количества пылицы древесных пород. В составе лесной флоры на территории вплоть до бассейна р. Десны (Араповичи) и Верхнего Дона (Костенки) присутствуют такие термофильные виды, как *Carpinus betulus* и *Tilia platyphyllos*. Это говорит о том, что в определенный отрезок эпохи, разделяющей время накопления нижнего и среднего горизонта лёссов (т.е. брянского интервала. - Н.К.), климатические условия здесь были более мягкими, чем в настоящее время" ("Лёсс - перигляциал...", 1969, стр. 456). При этом оговаривается, что поскольку спорово-пылевой спектр из разреза почвы у Мезина "относится ко времени накопления верхних горизонтов материнской породы брянской почвы, то из этого следует, что продуцировавшая его растительность существовала значительно раньше эпохи накопления гумуса, датированного по  $C^{14}$ " (там же).

Такой характеристике климата противоречит заключение о том, что "брянская почва формировалась в достаточно холодных континентальных условиях при участии криогенных процессов" (там же, стр. 545) и что "в основную часть времени брянского интервала на всей территории Средней и Восточной Европы существовали достаточно континентальные с участием криогенных процессов природные условия. Мерзлотные условия брянского времени были близ-

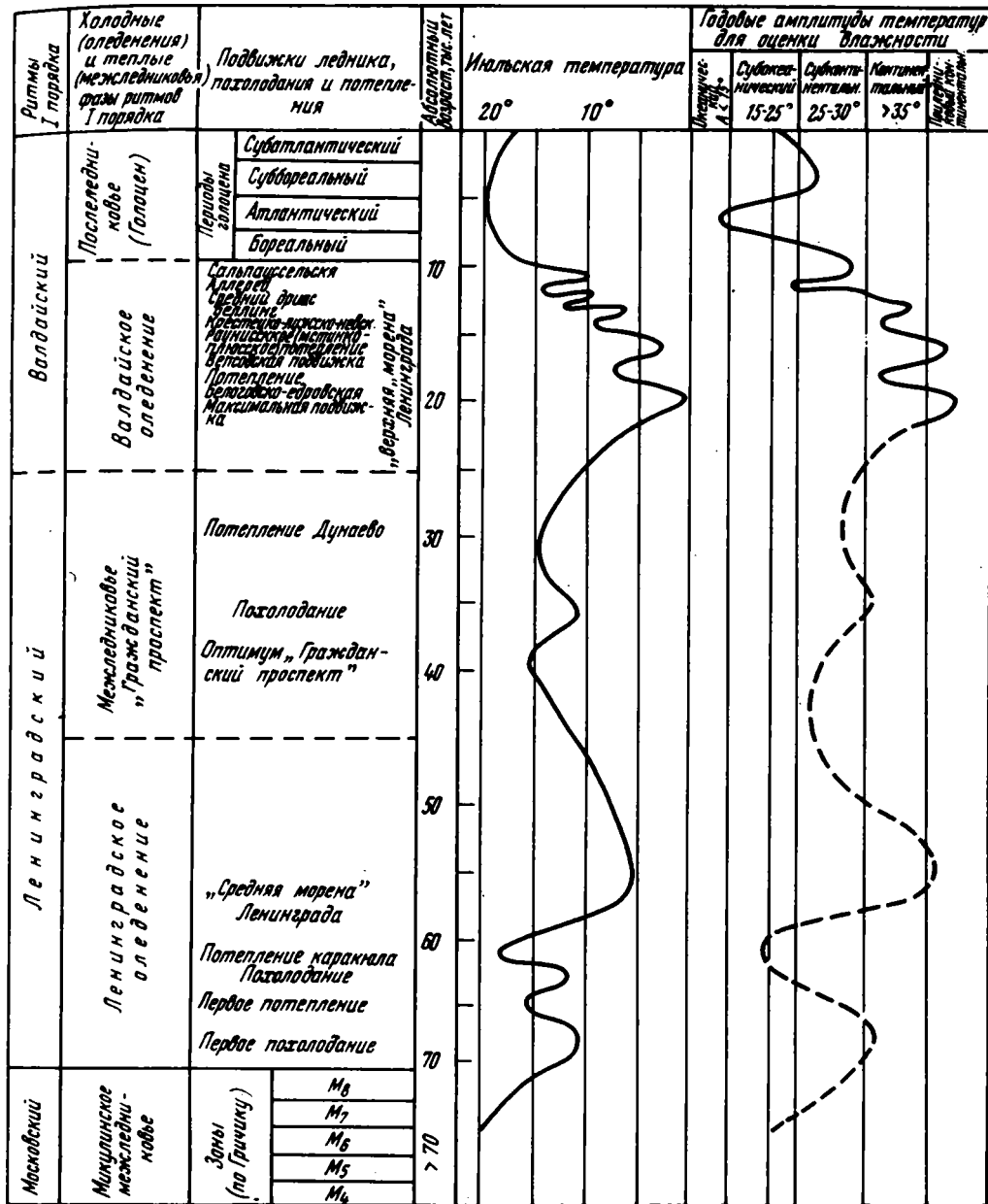


Рис. 87. Схема расчленения и развитие климата позднего антропогена северо-запада Русской равнины, по М.Е.Вигдорчику и др. (1970)

ки к существующим ныне в южной и отчасти средней зоне многолетней мерзлоты в Сибири" (там же, стр. 585, 586). Правда, авторы при этом справедливо оговариваются, что плохая сохранность брянских паудорфских почв и их плохая изученность "привели к весьма разнохарактерному определению их генетических типов, которые не позволяют представить единую картину почвенного покрова брянско-паудорфского времени на территории Средней и Восточной Европы" (там же, стр. 568), "К сожалению, данных по ископаемым почвам и растительности еще недостаточно для того, чтобы можно было достаточно подробно охарактеризовать природные условия этого периода... Возможно, что

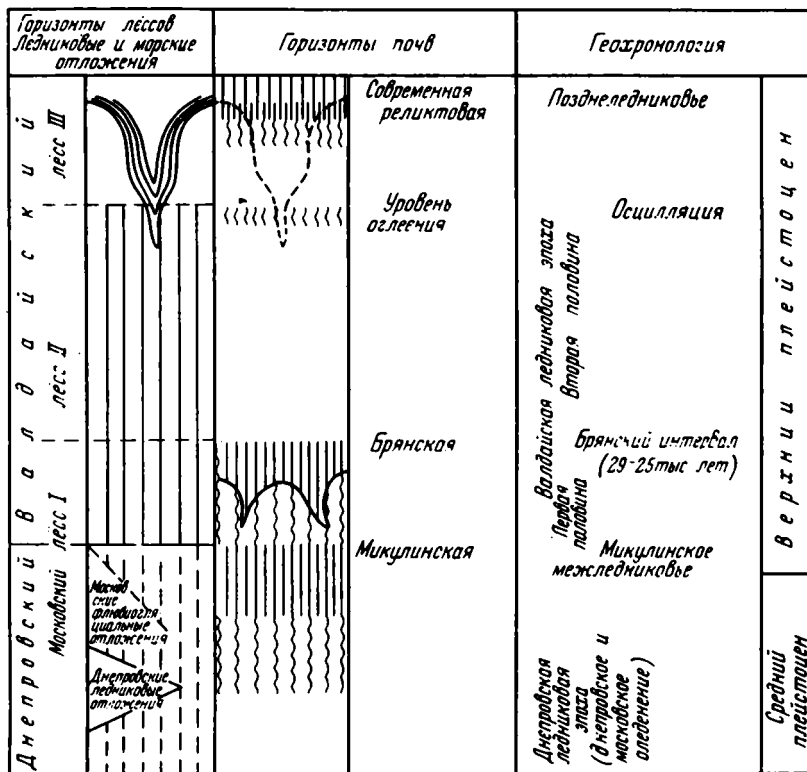


Рис. 88. Сводная схема стратиграфических горизонтов лёссовой толщи Русской равнины и их возраст (Лёсс - перигляциал..., 1969, стр. 515; рис. 3 - верхняя часть)

начальные этапы брянского времени отличались достаточно мягкими и теплыми климатическими условиями, на что могут указать спорово-пыльцевые анализы В.П.Гричука. Для брянского времени была характерна лесная растительность с участием широколиственных пород" (там же, стр. 585). Мы видим, таким образом, что авторы не исключают межледниковые условия какого-то из "этапов" брянского интервала. В этой связи достаточно узкий возрастной интервал (25 000-29 000 л.н.), принимаемый для этого времени, представляется нам совершенно необоснованным.

Из всего сказанного выше следует, что климат в течение брянского интервала претерпевал весьма существенные изменения и что продолжительность его вряд ли составляла всего лишь 4000 лет. Нижняя граница брянского интервала (29 000 л.н.) не подкреплена, таким образом, ни радиологическими, ни стратиграфическими данными.

### ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА ЕВРОПЫ.

#### Несколько замечаний о подразделении позднего плейстоцена и голоцена

За последние годы появилось множество публикаций, посвященных вопросам хронологии климатических изменений, колебаниям уровня моря, истории растительности и животного мира в позднем антропогене, а также истории завершающего этапа деградации ледникового покрова на севере Европейского континента - в Скандинавии. Существуют еще два вопроса формального характера, которые широко дискутируются на страницах геологической литературы. Это -

вопрос о подразделении и номенклатуре поздне- и послеледникового времени и вопрос о нижней границе голоцена. Они неоднократно обсуждались на симпозиумах VI, VII и VIII конгрессов INQUA, а также на I Международном симпозиуме по голоцену, проходившем в 1967 г. в ГДР. Два выпуска ведущего нидерландского геологического журнала "Geologie en Mijnbouw" были посвящены нижней границе и стратиграфии голоцена (1969, v. 48, № 3 и 4). Состояние этой проблемы и развитие взглядов на границу плейстоцена и голоцена рассматривается в вводной статье М.И. Нейштадта к сборнику "Голоцен", опубликованному в 1969 г. к VIII Конгрессу INQUA в Париже (Нейштадт, 1969).

В предыдущей главе мы показали, какие разноречивые представления о границе позднеледниковья и "послеледниковья" (или "современности") существуют в Северной Америке. Не меньший разнобой в этом вопросе имеется и у европейских ученых - продолжительность голоцена, или положение его нижней границы, оценивается существенно различно. Большинство советских и европейских исследователей проводят эту границу между поздним дриасом и предбореальным периодом, т.е. около 10 300 л.н. Однако некоторые геологи склонны либо опускать ее и проводить под аллерёдом, т.е. около 12 000 л.н. (Нейштадт, 1957, 1965; Гуделис, 1961; Olausson, 1965, 1969; и др.), либо, наоборот, поднимать ее и проводить под бореалом, т.е. около 9300 л.н. (Mörner, 1969a). Имеются и более неопределенные высказывания о том, что граница плейстоцена - голоцена должна быть проведена где-то между 12 000-10 000 л.н. (Hagemen, 1969; Morrison, 1969).

Отсутствие единой общепринятой границы двух крупнейших подразделений верхнего антропогена вносит путаницу в сопоставление отдельных стратиграфических схем и затрудняет широкие корреляции верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений.

На VIII Конгрессе INQUA в Париже были сделаны попытки внести ясность в этот вопрос; принята рекомендация проводить нижнюю границу голоцена под предбореальным периодом. Этот рубеж около 10 300 л.н. повсеместно отмечен очень быстрыми и крупными изменениями природной обстановки. На огромных территориях Северной Америки и Евразии безлесные перигляциальные ландшафты, существовавшие в позднем дриасе, внезапно сменились лесами. Существенные палеоклиматические изменения на этом рубеже зафиксированы и по океаническим осадкам. В свете сказанного решение конгресса можно оценить с самой положительной стороны. Существенно и то, что термин "последниковье" постепенно стал отмирать и устойчиво заменяться названием "голоцен".

Следует отметить, что у скандинавских исследователей появилась тенденция рассматривать голоцен как новую межледниковую эпоху, дав ей название "фландрское межледниковье" по одноименному названию послеледниковой трансгрессии (Olausson, 1965, 1969; Mörner, 1969a,b; Hefsten, 1970). При этом все три указанных автора проводят нижнюю границу этого межледниковья по-разному.

Хефстен придерживается границы, принятой на VIII Конгрессе INQUA, Олауссен проводит ее под аллерёдом, а Мёрнер - под бореалом.

Значительные сложности существуют и в вопросах подразделения позднеледниковья и голоцена на территории Европы. До сих пор наиболее широко используется схема Блитт-Сернандера и принятые в ней названия отдельных климатических "периодов". Для территории Скандинавии она была дополнена и хронологически уточнена Нильссоном (Nilsson, 1964), а для Средней Европы - Фирбасом (Fibras, 1949). Существует еще ряд узкорегональных схем подразделений - для Англии (Годвин), Швеции (Иессен), Норвегии (Фегри), Дании (Ивенсон), Франции (Дюбуа) и т.д. Основой для всех указанных схем остается деление позднеледникового времени и голоцена на периоды Блитт-Сернандера, однако число пыльцевых зон, их цифровые обозначения и хронологические рубежи на этих схемах существенно различны. Эти вопросы подробно рассмотрены в

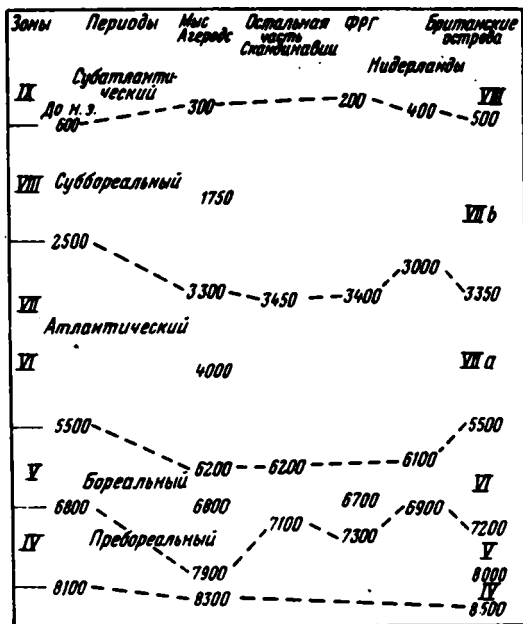


Рис. 89. Радиоуглеродные даты для границ палинологических зон и периодов Блитт-Сернандера на северо-западе Европы (Godwijn, 1966)

статье Н.А.Хотинского (1969), посвященной корреляции голоценовых отложений и абсолютной хронологии схемы Блитт-Сернандера.

Множественность местных схем деления на пыльцевые зоны, несомненно, ограничивает возможности региональных и более широких сопоставлений разрезов. Следует указать также, что в последние годы некоторые исследователи произвели ревизию палинологических данных и радиоуглеродных дат для границ отдельных зон; для некоторых из них была установлена отчетливая гетерохронность (Nilsson, 1964; Berlund, 1966; Godwin, 1966; Хотинский, 1969; Hefsten, 1970). При этом все исследователи приходят к важному заключению, что указанная гетерохронность начинает проявляться только в голоцене. Граница позднего дриаса и пребореала, как уже отмечалось, совпадает практически для всего северного полушария. Смещение границ палинологических зон в голоцене, связанное с различной скоростью миграции отдельных элементов лесной растительности, бывает очень значительным. Так, границы IV и V зон (пребореала и бореала) для Северной и Южной Скандинавии отличаются на 1000 лет и даже более (Nilsson, 1964). Такого же порядка отклонения для границ пыльцевых зон и периодов наблюдаются, по данным Годвина, для других территорий Европы (рис. 89).

Указанные несоответствия привели некоторых исследователей к мысли о необходимости пересмотреть принципы подразделения голоцена и ввести единую систему его деления, не исключая, однако, местных схем.

В качестве примера можно указать на "универсальную", или "глобальную", систему подразделения, основанную на синхронности изменений климата, предложенную недавно норвежским ученым Хефстенем (Hefsten, 1970). Следуя принципам Поста, Антеса и Иверсона, он предлагает выделить определенные климатостратиграфические единицы для голоцена, которые могут быть использованы для любого другого цикла "ледниковье - межледниковье". Этим единицам он дает следующие названия: кататермал (КАТ) - уменьшение тепла, мегатермал (МЕТ) - максимум тепла, анатермал (АНТ) - увеличение тепла и микро-термал (МИТ) - минимум тепла (рис. 90). Принятая на VII Конгрессе INQUA граница верхнего плейстоцена и голоцена проходит между МЕТ и АНТ и совпадает с границей III и IV (поздний дриас - пребореал) пыльцевых зон региональной схемы Блитт-Сернандера и Ниссена.

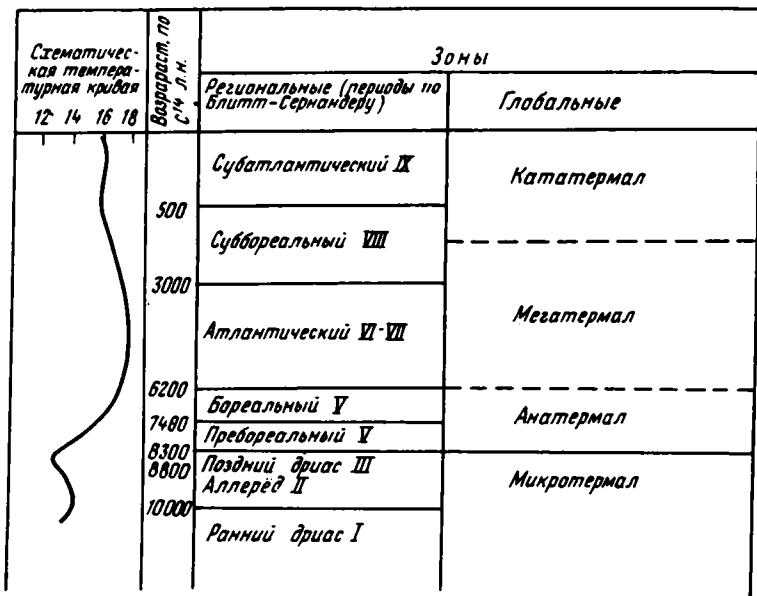


Рис. 90. "Глобальная система" подразделения позднего плейстоцена (фландрского яруса), сопоставленная с региональными схемами Блитт-Сернандера и Пессона, и предполагаемая кривая изменения летних температур применительно к территории Центральной Англии (Hefsten, 1970)

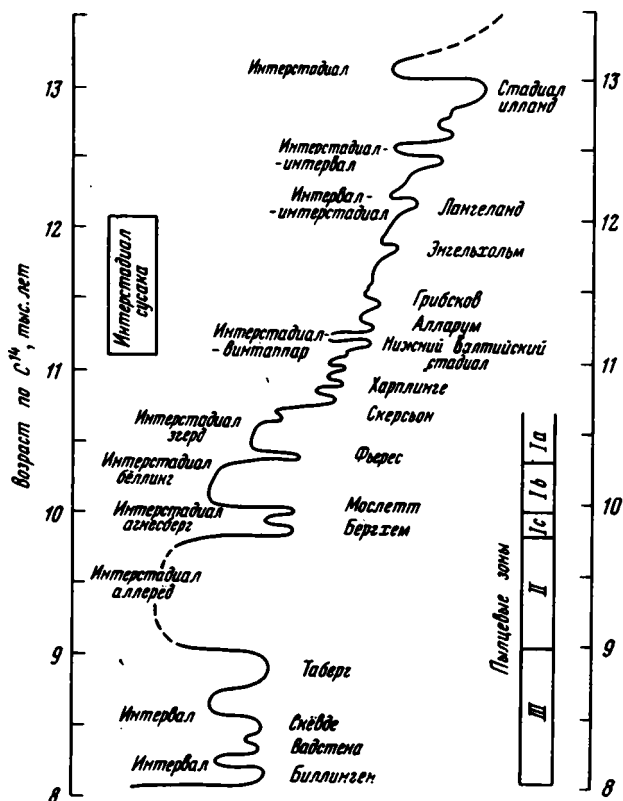


Рис. 91. Схематическая кривая отступления края ледника на территории Дании - Каттегата - Швеции между 13 500 и 8000 лет до н.э. (Mörner, 1969a)



В заключение следует сказать, что в последние годы в Скандинавии вновь стал широко использоваться метод датирования по ленточным глинам, разработанный Де-Геером более чем столетия назад (De-Geer, 1912 г.). Некоторыми учеными была произведена ревизия данных подсчета парных слоев ленточных глин для территории Финляндии и Швеции (Borell, Offenbergl, 1955; Nilsson, 1960, 1968; Järnefors, 1963; Hömsten, 1964; Fromm, 1970; и др.). В отличие от Северной Америки здесь существовали очень благоприятные условия для изучения непрерывного разреза озерно-ледниковых отложений, связанных с деградацией балтийского ледника и установления точной хронологии отступления его края.

В самые последние годы два крупных ученых — Таубер (Дания) и Мёрнер (Швеция) провели сравнение данных "ленточной" и радиоуглеродной хронологии для позднеледникового времени Скандинавии (Möner, 1969; Tauber, 1970) и пришли к заключению об их хорошей сходимости. В табл. 14 приведены результаты этих сопоставлений для ледниковых стадий в Финляндии и Швеции. Сравнение этих же данных для границ позднеледниковых периодов на территории Швеции показано в табл. 15. Хронология отступления края ледника за последние 15 000 лет представлена на рис. 91.

Оба указанных автора отмечают, что точная согласованность результатов, полученных обоими методами датирования, обнаруживается только для интервала времени между 12 500 и 8000 л.н. Между 8000 и 3000 л.н. даты несколько расходятся, что связано с изменением содержания  $C^{14}$  в атмосфере, которое приводит к искажению радиоуглеродного возраста против истинного на несколько сотен лет (Suess, 1967, 1970; Fergusson, 1970; и др.). Максимальное расхождение падает на 6000 л.н. При этом отклонение радиоуглеродных дат от дат по ленточным глинам в этом интервале почти точно соответствует расхождению между радиоуглеродными и дендрохронологическими датами, что, несомненно, свидетельствует о точности результатов датирования по ленточным глинам по сравнению с датированием по  $C^{14}$ . Разумеется, если внести соответствующие поправки для определенного интервала, для которого установлен указанный выше эффект вариаций  $C^{14}$  в атмосфере, то это расхождение может быть легко устранено.

Таблица 14

Хронология стадий отступления последнего ледникового покрова на территории Финляндии и Швеции (Möner, 1969, стр. 179)

Хронология по ленточным глинам, года до н.э.		Хронология по $C^{14}$ , года до н.э.	
для Финляндии	для Швеции		
9164	фаза Таберг 9100 + наступание	900-8950	Позднериасовый этап, 950 лет
Сальпаусселья I		(похолодание 1)	
8939		8800-8750	
Отступление (интервал)	Отступление (интервал)	(потепление 1)	
8688	Подвижка скевде 8700	8550-8500	
Сальпаусселья II	Отступление	(похолодание 2)	
8505	Подвижка вадстена 8500	8350-8300	
		(потепление 2)	
8405-8305	Отступление	8250-8100	
Отступление (интервал)		(похолодание 3)	
8213	Подвижка бёллинг 8213	8050-8000	
Сальпаусселья III			

Хронология позднеледникового и раннего голоцена  
(Tauber, 1970, табл. 1 и 2)

Года до н.э.	Хронология по ленточным глинам					Хронология по $C^{14}$		
	Швеция, Nilsson, 1960	Финляндия, Нуурй, 1963	Швеция			Года до н.э. по $C^{14}$	Пыльцевые зоны	Климат
			Nilsson, 1968	Mörner, 1960	Tauber, 1970			
7500	Предбореал	Предбореал	Предбореал	Предбореал	Предбореал	8200	Предбореал	Теплый
8000								
8500	Поздний дриас	Поздний дриас	Поздний дриас	Поздний дриас	Поздний дриас	9000	Поздний дриас	Холодный
9000	Аллерёд	Аллерёд	Аллерёд	Аллерёд	Аллерёд			
9500						Ранний дриас	Холодный Теплый	
10 000	Ранний дриас	Ранний дриас	Ранний дриас	Беллинг	Беллинг	9800		Ранний дриас
10 500						10 000	Теплый	
11 000	Беллинг	Беллинг	Древнейший дриас	Древнейший дриас	Древнейший дриас	10 400	Древнейший дриас	Холодный

## О колебаниях климата в позднеледниковье и первой половине голоцена

Рассмотренные вопросы объема и подразделения голоцена принадлежат, как уже отмечалось, к формальной стороне общей проблемы хронологии самого позднего отрезка антропогена. Стремление к единству во взглядах и значительные успехи, достигнутые в этом отношении за последние годы, тесно связаны с успехами радиоуглеродного метода. Большое число радиоуглеродных дат наряду с детальным палинологическим изучением разрезов открыло путь к разрешению другой наиболее важной стороны этой проблемы – реконструкции тонких изменений природной обстановки в наиболее поздний этап ее развития. Появилась возможность уточнить хронологию колебаний климата позднего антропогена Европы и дополнить существующую схему его деления.

Остановимся кратко на основных достижениях в этой области. Прежде всего, укажем на некоторые уточнения в истории развития климатов и оледенений в позднеледниковое время.

До последнего времени главными позднеледниковыми межстадиальными потеплениями признавались бёллинг и аллерёд. Недавно было установлено еще одно кратковременное, но существенное и повсеместно проявившееся потепление, которое предшествовало бёллингу. Это так называемый интерстадиал сусака, выделенный Хамменом и Фогелем по палинологическим данным в Колумбии (Hammen, Vogel, 1966). Эквиваленты его существуют и в Северной Америке и в Европе. Большое число радиоуглеродных дат дало возможность установить, что оно произошло между 13 900–13 100 л.н. По времени оно попадает, таким образом, в ранний дриас классической схемы.

В северо-восточной Испании потепление внутри позднего дриаса установлено по спорово-пыльцевым спектрам в разрезе лагуны Кангичуелас. Ниже хорошо выраженной зоны II (аллерёд) наблюдаются два максимума в содержании пыльцы древесных пород и два максимума пыльцы травянистых растений. Возраст нижнего максимума пыльцы древесных определен в  $13\,700 \pm 300$  л.н. (Gro-705), а возраст вышележащего холодного интервала – в  $12\,830 \pm 280$  л.н. (Gro-702) (Menendes, Florschütz, 1961). В ФРГ в разрезе у оз. Гатерслебенер, описанном Мюллером (Müller, 1953) и датированном по  $C^{14}$  (Firbas u.a., 1955), по данным спорово-пыльцевых анализов также намечается теплый климат, возраст которого близок или несколько старше ( $13\,250 \pm 280$  л.н., H-88/74). На юге Франции, в Лурде, были также получены интересные данные (Vries e.a., 1960). Здесь под слоями торфяника, относящегося к аллерёду и бёллингу, присутствует еще один горизонт, на который падает новый максимум пыльцы древесных; возраст его был определен примерно в  $13\,700$  л.н. (между  $13\,170 \pm 145$ , Gro-1879 и  $13\,840 \pm 120$  л.н., Gro-1679). Этот же интерстадиал выделен и в Швеции (см. рис. 80).

Интерстадиал сусака коррелируется Ван дер Хамменом с интерстадиалом кэри – порт-гурон или кэри – манкэйто Северной Америки (Hammen, Vogel, 1966). Более детальные сопоставления с американской ледниковой хронологией представлены в работе Дрейманиса, опубликованной в конце того же года (Dreimanis, 1966).

Опираясь на приведенные выше материалы, Ван дер Хаммен предлагает дополнить схему расчленения позднеледниковья Европы, разделив верхнюю часть зоны Ia на две позоны Ia<sub>2</sub> и Ia<sub>3</sub> и сопоставляя их с ранним дриасом в широком понимании. Нижнюю границу позднеледниковья, по его мнению, правильно проводить под зоной Ia<sub>2</sub>, т.е. под интерстадиалом сусака (рис. 92). Условно она сопоставляется с внезапным возрастанием роли *Artemisia* в спорово-пыльцевых спектрах.

На территории Латвии интерстадиалу сусака отвечает раунисский межстадиал (Пуннинг и др., 1967; Гричук, 1969). Абсолютный возраст его определяется датами:  $13\,390 \pm 500$  (Mo-296) (Виноградов и др., 1963) и  $13\,250 \pm 160$  л.н. (Ta-177) (Раукас и др., 1968).

Особенно большой интерес представляет собой полученные в последние годы материалы по хронологии климатических изменений в начале голоцена. В пер-

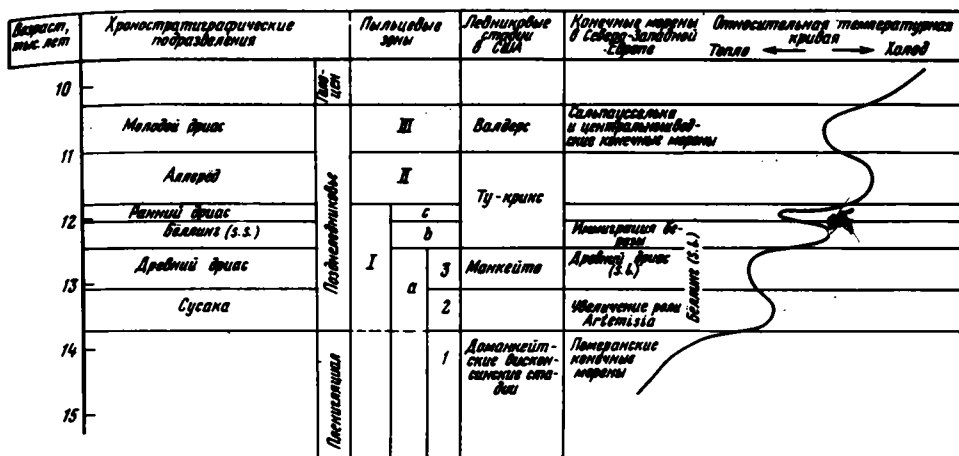


Рис. 92. Стратиграфические подразделения позднеледникового и кривая относительного изменения температуры (Hammen, Fogel, 1966)

вую очередь это относится к предбореальному периоду. Многочисленными радиоуглеродными датами было доказано, что после резкого потепления на границе плейстоцена и голоцена (около 10 300 л.н.) наступило новое кратковременное ухудшение климата, падающее примерно на середину предбореального периода. Это похолодание получило название в Швейцарии осцилляция пюоттино по установленной Цёллером ледниковой подвижке в Южных Альпах, где она произошла между 10 100 и 9700 л.н. (Zöller, 1960; Zoller u.a., 1966).

Палинологическое изучение разрезов раннеголоценовых отложений в восточной Фризиандии (северо-запад ФРГ) позволило немецкому исследователю Беере довольно детально восстановить историю развития растительности на этой территории начиная с беллинга и до конца бореального периода. Основываясь главным образом на изменении кривой содержания пыльцы сосны, ему удалось расчлнить аллерёд на две фазы, или подзоны: нижнюю, более прохладную - IIa (березовую) и верхнюю, более теплую - IIb (березово-сосновую). В предбореальном периоде по спорово-пыльцевым спектрам в свою очередь выделены три фазы. Первая фаза - IVa (10 300-10 100 л.н.) - характеризуется возрастом в спектрах пыльцы сосны и появлением пыльцы липы и тополя; она названа потеплением фризианд. Средняя фаза - IVb (10 100-9700 л.н.) - характеризуется сокращением в спектрах пыльцы сосны и возрастом пыльцы недревесных пород (NBP). Эта фаза сопоставляется с осцилляцией пюоттино, выделенной Цёллером в Альпах. Верхняя фаза - IVc - по характеру спектров близка к фазе IVa и отражает потепление в конце предбореального периода.

Колесания климата, по данным Беере, продолжались и в бореальном периоде, хотя они проявились значительно менее отчетливо. На определенном уровне диаграмм, приведенных Беере и отвечающих первой половине бореального периода, происходит снижение содержания пыльцы сосны и возрастание - пыльцы березы (Behre 1966, рис. 2, спектр 40). Во второй половине бореального периода в спектрах устойчиво возрастает роль пыльцы широколиственных пород - вяза и дуба.

В работе австрийского исследователя Фритца (Fritz, 1969) предпринята попытка еще более дробного расчленения предбореального периода. Палинологическое изучение и радиоуглеродное датирование торфяников болота Ленгхольц в Каринтии (Южная Австрия) позволили установить несколько кратковременных фаз потеплений и похолоданий в интервале времени между 10 300 и 8800 л.н. Главными показателями изменения климата по спорово-пыльцевым данным послужили кривые содержания пыльцы ели, березы, дуба и пыльцы недревесных

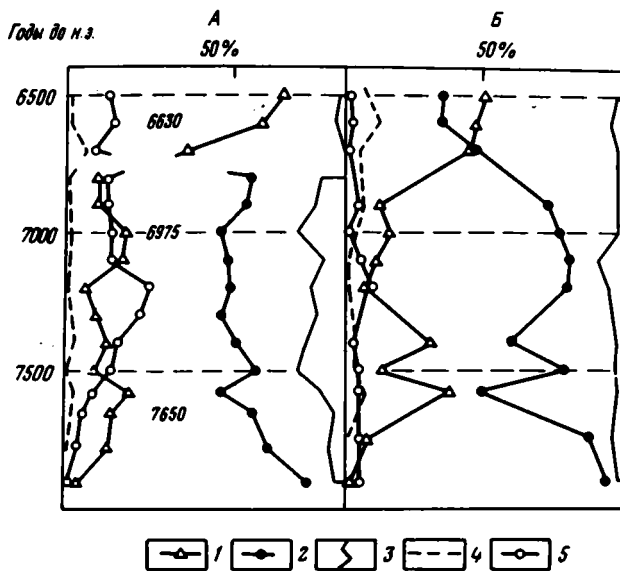


Рис. 93. Пыльцевая диаграмма для разрезов торфяных болот в Каринтии (Fritz, 1969): Лендхольц-I (А) и Лендхольц-III (Б)

1 - *Picea*; 2 - *Pinus*; 3 - пыльца травянистых растений: *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* и др., 4 - смешанные дубовые леса; 5 - *Betula*

(*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* и др.) (рис. 93). Радиоуглеродные даты для двух разрезов торфяников показали, что нижний пик ели на первой диаграмме (разрез Лендхольц-I) отвечает  $9600 \pm 165$  л.н., а на второй диаграмме (разрез Лендхольц-III) -  $9875 \pm 215$  л.н. Верхний пик ели определен соответственно в  $8925 \pm 240$  и  $9090 \pm 245$  л.н. Первый из них отвечает, по мнению автора, концу похолодания, эквивалентного осцилляции пюоттино, установленной в Швейцарии и ФРГ. Между 9700 и 8800 л.н. выявляются еще два похолодания. Первое падает примерно на 9300-9200, начало второго - на 8800 л.н., т.е. на рубеж предбореального и бореального периодов. Таким образом, внутри предбореального периода намечаются три фазы ухудшения климата. Подобные же выводы вытекают, по данным Фритца, из анализа диаграмм для других разрезов этой территории, для которых, однако, отсутствуют радиоуглеродные даты.

Основываясь на приведенных материалах, Фритц предлагает следующую схему деления предбореального периода: IV<sub>a</sub> - 10 300-10 100 л.н. - потепление фризлянд; IV<sub>b</sub> - 10 100-9700 л.н. - похолодание пюоттино; IV<sub>c</sub> - 9700-6800 л.н. - климатические колебания лендхольц.

Похолодание внутри предбореального периода, наоборот, отмечается многими исследователями и для других частей Европейского континента - территории Италии (Beug, 1964), Англии (Simmons, 1964), Норвегии (Liestøl, 1962; Anundsen, Simonsen, 1967). В Швеции этот интервал времени, отмеченный кратковременной, но четкой регрессией, получил название интерстадиала эйдфьорд (Möner, 1969б). В Финляндии он называется наддриасовым похолоданием, а на территории Латвии - наддриасовым горизонтом.

На Русской равнине оно впервые было установлено Н.Х.Хотинским (1964) на основании палинологического изучения и радиоуглеродного датирования разрезов у оз.Сомино и у Мелихова. В разрезе у оз.Сомино нижняя часть сапропелей относится к позднему дриасу, во время которого существовал открытый

типично перигляциальный ландшафт. Около 10 300 л.н. произошло резкое изменение состава спорово-пыльцевых спектров, отражающих развитие березово-сосновых лесов. Во второй половине предбореального периода "произошло частичное восстановление перигляциального комплекса растительности, выразившееся в увеличении роли травянистых группировок и расселении кустарниковых видов берез" (Хотинский и др., 1966, стр. 145). Ухудшение климата в предбореальном периоде прослежено Н.А.Хотинским и на диаграммах у Мелихова. Это дало ему основание разделить пыльцевую зону 10 М.И.Нейштадта на две подзоны: 10а и 10б. Подзона 10а отвечает похолоданию во второй половине предбореального периода (Хотинский и др., 1966, рис. 3). Возраст его на основании радиоуглеродных дат оценивается интервалом времени между  $9780 \pm 315$  (Mo-262) и  $9430 \pm 300$  л.н. (Mo-266) (Виноградов и др., 1963).

Что касается ухудшения климата в самом начале бореального периода, которое намечается на диаграммах Беере для западной Фризляндии и диаграммах Фритца для южной части Австрии, то свидетельств о нем для средней полосы Европы очень мало. Значительно более отчетливо оно проявилось в горных областях, в частности в Альпах, где ему, по-видимому, отвечает голоценовая подвижка ледников, установленная в Готтхарде. Куски древесины из морены этой подвижки были датированы  $8800 \pm 150$ ,  $8720 \pm 150$  и  $8800 \pm 150$  л.н. (Zöller, 1960; Patzelt, 1967). Еще более четко это похолодание зафиксировано в Швеции; ему отвечает регрессия моря, которая произошла между 8800 и 8500 л.н. Здесь оно получило название стадиала вискан (Mörner, 1969а,б). Мёрнер сопоставляет его со стадией кокран в Канаде и указывает на проявление его на некоторых спорово-пыльцевых диаграммах для среднеевропейских разрезов. Кроме отмеченных данных Беере, он ссылается на некоторые диаграммы для шведских разрезов, на которых в соответствующий промежуток времени также наблюдается уменьшение роли пыльцы сосны и возрастание пыльцы березы (Konigsson, 1968а,б - цит. по Mörner, 1969б, стр. 424).

## ВЫВОДЫ

Отсутствие единства во взглядах на кардинальные вопросы четвертичной геологии Европы не дают возможности восстановить последовательную историю оледенений и климатов в позднем антропогене, несмотря на значительные успехи, достигнутые европейскими учеными в разработке абсолютной геохронологической шкалы вюрма, в особенности позднеледниковья и голоцена.

Развитие взглядов на подразделение и геохронологию первой половины вюрма имеет сложную историю. Многолетняя дискуссия, развернувшаяся вокруг схемы "абсолютной" геохронологии позднего плейстоцена Гросса (теперь уже сильно устаревшей) сыграла положительную роль для выяснения геохронологии раннего и среднего отрезков вюрма. Появившиеся позднее древние радиоуглеродные даты позволили уточнить историю оледенений и климатов и более точно привязать ее к шкале "абсолютного" летосчисления.

Два наиболее древних интерстадиала вюрма - амерсфорт и брёруп - были датированы соответственно 67 000-64 000 и 59 000-55 000 л.н. Эти даты, однако, нельзя считать достоверными, так как они находятся на самом пределе возможностей радиоуглеродного метода. По мнению радиофизиков Грёнингена, их следует рассматривать как верхний возрастной предел указанных интерстадиалов. Некоторые исследователи относят их к межледниковью.

Существенно изменились за последние годы представления европейских ученых о хронологии среднего отрезка вюрма, который удалось расчлнить более подробно на несколько климатостратиграфических единиц.

В Нидерландах внутри бывшего единого холодного плейстоциала "А" выделены теперь три интерстадиальных потепления: моерсхофд (55 000-43 000 л.н.), хенгело (39 000-37 000 л.н.) и денекамп (32 000-29 000 л.н.), разделенных двумя похолоданиями. Весь отрезок времени между 55 000 и 29 000 л.н. объединен

под названием среднего плейгляциала. Эта схема деления вюрма принята и в Бельгии. Для обеих стран создана единая корреляционная схема верхнечетвертичных отложений. Трём указанным выше интерстадиалам отвечают в Бельгии почвенные горизонты и торфяники, имеющие близкий возраст по  $C^{14}$ . Сходная климатостратиграфическая схема подразделения вюрма (вислы) создана для территории Англии. Ранневислинское оледенение (старше 55 000 л.н.) отделено от поздневислинского оледенения (25 000–10 000 л.н.) длительным неледниковым интервалом, получившим название интерстадиального комплекса аптон-уррен. В нем различаются три главных потепления – собственно аптон-уррен, тейм-узлей и паудорф. Средневюрмский неледниковый интервал отмечается и в Скандинавии: в Швеции это – интерстадиал глумслёв, в Финляндии – интерстадиал перепохьола.

Во всех перечисленных странах климат средневюрмских потеплений расценивается как прохладный – холоднее современного. Вместе с тем для территории Англии (Южный Уэльс) имеются палинологические данные, как будто бы противоречащие такому заключению. По признанию самих исследователей, для решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Существенные результаты были достигнуты и в области стратиграфии лёссов, которая также получила подкрепление радиологическими данными. Наибольшее признание для внеледниковых районов Центральной Европы получила схема подразделения верхнего плейстоцена, разработанная в Австрии и Чехословакии. В отличие от ледниковых районов здесь выделяется только один крупный средневюрмский интерстадиал – паудорф (РК I, или штиллфрид "b"), продолжительность которого оценивается от 30 000 (или более) до 24 000 л.н. Последнее время высказывается мнение о неопределенности нижней возрастной границы этого интерстадиала.

Для Европейской части СССР трехчленное деление вюрма по схеме А.И.Москвитина (калининское оледенение – молого-шекснинское межледниковье – ошачковское оледенение) находит подтверждение для ряда областей. Значительное число конечных дат по  $C^{14}$  старше 30 000 л.н., полученных в лабораториях ЛГУ и Тарту, заставило некоторых исследователей пересмотреть вопрос о хронологии валдайского оледенения на территории Русской равнины и Северо-Запада СССР. Появилась возможность разделить его на три крупных отрезка времени – нижний ледниковый (нижний валдай, ленинградское оледенение), средний неледниковый (каракуласское межледниковье, средний валдай, межледниковье "Гражданский проспект") и верхний ледниковый (верхний валдай). Продолжительность среднего неледникового интервала оценивается примерно в 25 000 лет (от 50 000–45 000 до 25 000 л.н.). Доказано, что климат в это время претерпевал существенные изменения. Конец оптимума потепления падает примерно на 40 000 л.н. В целом климат его интерпретируется одними исследователями как межстадиальный, другими – как межледниковый.

Для внеледниковой – перигляциальной – области Русской равнины отсутствуют четкие указания на средневалдайское потепление около 40 000 л.н. Вместе с тем приведенный в работах А.А.Величко и др. ("Лёсс-перигляциал...", 1969) материал о геохронологии и палеогеографии "брянского интервала" (продолжительность которого оценивается в 29 000–24 000 лет), не исключает возможности понизить его нижнюю границу и сделать заключение о сложном развитии климата в течение этого отрезка времени.

Очень детально разработана геохронология отступления последнего ледникового покрова на территории Западной Европы и Северо-Запада СССР и особенно геохронология позднеледниковья и голоцена Европы. Несмотря на широкую дискуссию, развернувшуюся по вопросам о нижней границе голоцена, большинство ученых пришли к единодушному мнению о необходимости проводить ее над верхним дриасом, в соответствии с рекомендациями VIII Конгресса INQUA в Париже. В абсолютном летосчислении этот рубеж падает на 10 300–10 200 л.н. С ним связаны наиболее существенные палеогеографические изменения. Основой для подразделения позднеледниковья и голоцена остается схема Блит-Сер-

андера, в которую за последние годы внесены некоторые уточнения. В пределах позднего дриаса выделяется существенное потепление в интервале 13 900–13 200 л.н. По масштабу изменения климата оно равноценно аллерёду и бёллингу. Это так называемое потепление сусака, эквиваленты которого установлены для ряда территорий Западной Европы. На Северо-Западе СССР ему, по-видимому, отвечают интерстадиалы раунис и плюсна.

Особенно большой интерес имеют материалы по хронологии климатических изменений в первой половине голоцена. Было установлено повсеместно проявившееся ухудшение климата в интервале 10 100 и 9400 л.н. Для некоторых территорий оно получило определенные названия: осцилляция пиоттино (в ФРГ и Австрии – по одноименному названию ледниковой подвижки в Швейцарских Альпах), наддриасовое похолодание (Финляндия), интерстадиал эйдфьорд (Швеция), наддриасовый горизонт (Латвия). На территории Русской равнины ему отвечают выделенная Н.А.Хотинским подзона "а" во второй половине предбореального периода.

В Австрии намечается более позднее ухудшение климата около 8800 л.н., а на территории Швеции выделяется похолодание около 8500 л.н. – стадиал вискан. В Альпах ему, по-видимому, отвечает вторая голоценовая подвижка ледников около 8800–8700 л.н. Это же похолодание проявляется и на некоторых спорово-пыльцевых спектрах для разрезов голоценовых отложений в ФРГ.



## РЕГИСТРАЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОВ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Океан таит в себе неисчерпаемые богатства информации для познания истории развития нашей планеты. Стремление раскрыть его тайны и прочесть бережно хранимую им летопись геологических событий существовало издавна; в последние годы появилась реальная возможность проникнуть в его глубины и, таким образом, перевернуть некоторые страницы этой летописи. Это относится и к реконструкции палеоклиматов. Изменения климата в течение позднего антропогена, выявленные для океанических областей, не только подкрепляют данные, полученные на континентах, но в ряде случаев дополняют и уточняют их.

Существует несколько прямых и косвенных путей регистрации палеоклиматических изменений применительно к океаническим бассейнам. Прямым отражением смен климатов служит температура океанических вод, восстанавливаемая по соотношению стабильных изотопов кислорода ( $O^{18}/O^{16}$ ) в карбонатных скелетах фораминифер (Emiliani, 1955; и др.). Косвенно эти смены могут быть зафиксированы по отношению в глубоководных осадках  $CaCO_3$  к другим компонентам или фораминифер – к кластическому материалу (Arthenius, 1952; Emiliani, 1955; Olausson, 1965; и др.), а также по изменению экологии микроорганизмов в связи с колебаниями температурного режима вод (Ericson a. o., 1961; и др.). Данные, полученные указанными методами, хорошо согласуются между собой и отражают большое число значительных и менее значительных колебаний температуры. Исключение составляет экологический метод, с помощью которого можно выявить только наиболее резкие изменения температуры.

Совершенно особняком стоит еще один путь реконструкции палеоклиматов. Это – изучение эвстатических колебаний уровня Мирового океана, отражающих изменение объема ледяных тел на континентах. Как это ни покажется на первый взгляд странным, но именно этим путем в настоящее время получена точная информация о крупных и мелких изменениях климата, в особенности для самого позднего отрезка антропогена, для которого она подкреплена надежными радиологическими данными.

Мы начнем обзор океанических данных по изменению климата позднего антропогена с рассмотрения гляциоэвстатических колебаний уровня океана, изучение которых в последнее время значительно продвинулось вперед. Успешное применение некоторых радиологических методов для датирования морских организмов позволило уточнить возраст древних периодов высокого стояния Мирового океана и связать их с климатическими изменениями начала позднего антропогена. Ценная информация получена и об изменении уровня океана в среднем вюрме – висконсине. Особенно большой интерес для реконструкций палеоклиматов представляют собой данные о колебаниях уровня океана в позднеледниковое время и в голоцене. Они позволяют уточнить и дополнить хронологию более тонких изменений климата и ледниковых событий недалекого прошлого.

Во втором разделе главы будут рассмотрены данные по палеотемпературам океанических вод, которые подчеркивают глобальный характер крупных изменений климата в позднем антропогене.

## ЭВСТАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ АНТРОПОГЕНЕ

### Высокие стояния Мирового океана и возраст первого позднплейстоценового межледникового

Исходя из теоретических расчетов, предполагается, что уровень Мирового океана в оптимум предвюрмского (земского, сангамонского) межледникового был близок к современному, превышая его не более чем на 10–20 м (Cotton, 1963; Woldstedt, 1965; Марков, Суетова, 1965; Васильев, 1968; и др.). Ближайшее значение (около +10 м) приводится в работе Гольдберга (Goldberg, 1965), полученное на основании изучения древних коралловых рифов Флориды.

Каков же возраст этого межледникового? Обычно его оценивают в 70 000–80 000 лет. Эти даты, ставшие традиционными, фигурируют на многочисленных схемах и диаграммах, отражающих "абсолютную" хронологию плейстоцена. Вместе с тем они, по существу, не подкреплены надежными радиометрическими данными. Указанная оценка возраста ресс-вюрмского межледникового и его аналогов возникла после получения радиоуглеродных дат для наиболее ранних внутривюрмских межстадиалов – амерсфорта (около 65 000 л. н.) и брёрупа (около 58 000 л.н.), а также межстадиала сен-пьер в Америке (около 67 000 л.н.). Точность этих дат, как уже отмечалось, весьма сомнительна.

Широкое применение сравнительно недавно разработанных методов определения возраста морских карбонатов по отношениям изотопов урана и тория ( $U^{234}/U^{238}$  и  $Th^{230}/U^{234}$ ) дало возможность совершенно по-иному подойти к решению этой проблемы. Наиболее надежным карбонатным материалом для датирования признаются морские кораллы, представляющие собой замкнутую систему, исключаящую миграцию радиоэлементов после гибели организма. Вопросы эти детально обсуждались в ряде публикаций (Broecker, 1963; Broecker, Thurber, 1965; Thurber а.о., 1965; Veeh, 1966; Чердынцев, 1969; и др.). Известно, что кораллы живут на очень небольших глубинах, обычно не более 25 м. Наиболее благоприятной обстановкой для их роста должно быть стабильное положение уровня океана или его медленное повышение. При понижении уровня моря коралловые колонии гибнут. Таким образом, по современному положению древних коралловых рифов можно косвенно судить о былых уровнях Мирового океана, учитывая, разумеется, последующие тектонические движения.

За последние шесть–семь лет накопилось большое число дат по неравновесному урану для ископаемых кораллов из различных частей океанических бассейнов: для Флориды и Багамских островов (Broecker, Tauber, 1965), для других островов Тихого и Атлантического океанов (Veeh, 1966; Goldberg, 1965; Чердынцев и др., 1967), для Средиземного моря (Stearns, Thurber, 1965), для побережья Красного моря (Veeh, Veevers, 1970; Veeh, Giegengack, 1970), для о. Барбадос в Вест-Индии (Broecker а.о., 1968; Mesolella а.о., 1969) и т.д.

Удивительная особенность полученных дат, число которых составляет несколько сотен, заключается в том, что в подавляющем большинстве случаев значения их близки к  $120\,000 \pm 5\,000$  л.н. Вторая, значительно меньшая группа дат близка к  $80\,000 \pm 5\,000$  л.н. Более молодые даты по кораллам практически отсутствуют. Эта особенность, которую можно рассматривать уже как статистическую закономерность, привела исследователей к логическому выводу о том, что первая группа дат отражает возраст главного межледникового потепления, отвечающего наиболее высокому стоянию уровня Мирового океана. Свидетельства о высоком стоянии около 80 000 л.н. менее убедительны, и некоторые исследователи считают их ненадежными (Чердынцев, 1969). Напротив, Брёккер и

Таубер рассматривают их как доказательство еще одного межледникового потепления, более молодого и менее значительного, чем главное, земское, датированное 120 000 л.н. (Broecker, Thurber, 1965; Broecker, 1965; 1966; Broecker, Ku, 1969). При этом Брэккер считает, что наиболее надежные даты (около 80 000 л.н.) получены для Средиземноморья (Stearns, Thurber, 1965) и одна дата — для образца коралла с Богамских островов (Broecker, 1966, стр. 304). Этот образец, имеющий возраст 80 000 лет, был подвергнут многочисленным контрольным измерениям по методу, предложенному Таубером (Thurber a.o., 1965), которые подтвердили надежность этой даты. Более поздние данные подкрепляют эту точку зрения, в частности по Южной Калифорнии (Szabo, Veader, 1971).

Особенно большой интерес представляют материалы, полученные при изучении коралловых рифов о. Барбадос в Вест-Индии (Broecker a.o., 1968; Mesolella a. o., 1969). Тектонические подвижки в сочетании с эвстатическими колебаниями уровня океана в течение плейстоцена привели к формированию системы рифовых террас (в интервале нескольких сотен метров), окружающих остров. 30 надежных радиометрических дат, обнаруживающих прекрасную сходимость по  $U^{234}/U^{238}$  и  $Th^{230}/U^{234}$ , позволили установить возраст террас и отвечающих им периодов высокого стояния океана. Выведены следующие средние значения возраста: 82 000 (четыре даты), 10 300 (восемь дат) и 122 000 л.н. (шесть дат). Более древние террасы формировались между 170 000 и 230 000 и более 250 000 л. н. Отсутствие террас между современностью и 82 000 л. н., а также между 122 000 и 170 000 л. н. связано, но-видимому, с низким уровнем океана в эти периоды.

Следует указать и на недавно опубликованные результаты измерения кораллов в тектонической впадине Афар (Эфиопия), представляющей собой древний залив Красного моря. Полученные даты по  $U^{234}/U^{238}$  и  $Th^{230}/U^{234}$  отчетливо группируются вокруг двух значений возраста — около 200 000 и около 80 000 лет. Менее надежны даты со значением возраста около 120 000 и 45 000 лет (Lalou et al., 1970). Сходные результаты получил Ви при датировании кораллов из плейстоценовых отложений египетского побережья Красного моря (Veeh, Giegengack, 1970). Здесь присутствуют две четко выраженные террасы высотой 10 и 22 м. Для первой из них были получены даты  $92\,000 \pm 5\,000$  и  $89\,000 \pm 5\,000$  л.н. Автор полагает, что она отвечает по времени более молодому из указанных выше межледниковий. При этом он выдвинул гипотезу, которая сводится к тому, что во время первого межледниковья (около 120 000 л. н.) уровень океана превышал современный, а во время второго — был несколько ниже современного. Поэтому террасы, отвечающие более молодому — тепломупериоду, могут проследиваться сейчас только на тех участках побережий, которые испытали тектоническое поднятие. Иными словами, вероятность их обнаружения намного меньше, чем более древних террас. Эта гипотеза, хотя и слабо обоснована фактами, хорошо объясняет небольшое число дат около 80 000 л. н. по сравнению с огромным числом дат со значениями около 120 000 л. н.

К каким же выводам можно прийти на основании изложенных фактов о возрасте первого позднплейстоценового межледниковья? Не подлежит сомнению, что около 120 000 л. н. существовали оптимальные климатические условия, которые нашли отражение в наиболее высоком (и, по-видимому, длительном) стоянии уровня океана. Поэтому на современном уровне знаний именно этой или близкой к ней датой следует определять возраст сангамонского межледниковья и его аналогов на других территориях Северной Америки и Евразии.

Что же представляют собой более молодые потепления, выразившиеся в повышении уровня океана около 80 000 и 105 000 л. н.? Можно ли их считать самостоятельными межледниковьями или они отражают несколько оптимумов внутри единой крупной межледниковой эпохи? Ответить на эти вопросы пока трудно. В порядке общего предположения мы склонны сопоставить два второстепенных повышения уровня океана в послесангамонское (последземское) время — около 105 000 и 80 000 л. н. — с раннеюрмскими интерстадиальными потепле-

ниями — амерсфортом и брёрупом Европы или сен-пьером Северной Америки. Расхождение в оценке их возраста и возраста поднятий уровня Мирового океана связано, как нам кажется, с различием методов датирования океанических и континентальных событий; до сих пор нет возможности сопоставить шкалы "абсолютного" летосчисления по радиоуглероду, калий-аргону и неравновесному урану. Однако, как мы увидим ниже, имеются и другие косвенные данные, свидетельствующие в пользу подобной корреляции.

Все эти вопросы не могут быть решены окончательно, прежде чем будут получены новые надежные радиологические даты для раннего отрезка позднего плейстоцена как для океанов, так и для континентов.

### **Уровень Мирового океана в ледниковые эпохи и в среднем вюрме (висконсине)**

Наиболее низкое положение уровня океана в позднем плейстоцене падает, по-видимому, на главный вюрм (висконсин), т. е. на 20 000—18 000 л. н. Надежные данные об уровне океана в раннем вюрме отсутствуют. Возможно, что это связано с тем, что следы его были уничтожены при последующем максимальном понижении.

Большинство исследователей, изучающих эвстатические колебания уровня океана, приводят значение около минус 118 — минус 125 при оценке амплитуды опускания уровня моря в эпоху последнего оледенения (Curray, 1960, 1961, 1965; Donn a. o., 1962; Shepard, 1963; Shepard, Curray, 1967; Hopkins, 1967; Müller-Beck, 1967; Milliman, Emery, 1968; и др.). В отличие от этой точки зрения некоторые, особенно европейские, ученые еще издавна считали, что уровень моря в главном вюрме располагался между -80 и -100 м (Antevs, 1928; Daly, 1934; Valenfin, 1952; Woldstedt, 1954; 1965; Flint, 1957; и др.). Близкие цифры приводит и Мёрнер (Möner, 1969a, б) на основании изучения шведского побережья. Он доказывает, что эвстатический уровень океана 20 000—18 000 л. н. располагался на -85 м, если принять во внимание сложные соотношения эвстатических изменений уровня моря, изостатических движений прибрежной суши, и гидроизостатических движений шельфа (Möner, 1969б, стр. 438). Свои расчеты он применил и к данным по изменению уровня моря для юго-восточного побережья Северной Америки, показав, что полученное там значение -145 м (Emery, Garrison, 1967; Merrill a. o., 1965) занижено из-за неправильной оценки последующих изостатических движений суши.

Недавно появились новые радиоуглеродные даты для отложений древних затопленных террас австралийского побережья и Южной Калифорнии (Veeh, Veevers, 1970), на основании которых авторы приходят к обратному заключению, указывая, что между 17 000 и 14 000 л. н. уровень моря длительное время располагался на -165 или -170 м, т. е. намного ниже всех приведенных выше цифр.

Несмотря на разноречивость данных, сам факт значительного опускания уровня моря во время максимума последнего оледенения остается бесспорным. Этому максимальному опусканию (какова бы ни была его амплитуда: -165 или -85 м) предшествовало довольно высокое стояние уровня Мирового океана, которое, однако, не достигло современного (см. рис. 57).

Имеется целый ряд свидетельств подъема уровня океана в среднем вюрме — висконсине. Это упоминавшаяся выше воронцовская трансгрессия на Аляске (Karstrom, 1964, 1965; Гопкинс, 1965; Hopkins, 1967a, б; и др.), возраст которой по радиологическим данным определяется от 48 000 (или более) до 33 000 — 30 000 л. н. Это — двукратный подъем уровня Атлантического океана примерно до современного, зафиксированный для всего восточного побережья в штате Джорджия в интервале примерно 50 000 — 23 000 л. н. (Hoyt a. o., 1965).

Для Средиземного моря, по данным Мюллер-Бека (Müller-Beck, 1967), имеются свидетельства (частично подкрепленные радиологическими данными) по крайней мере о двукратном подъеме уровня моря после земской трансгрессии. Первый подъем почти до современного отвечает монастыру II (более 40 000 л. н.)

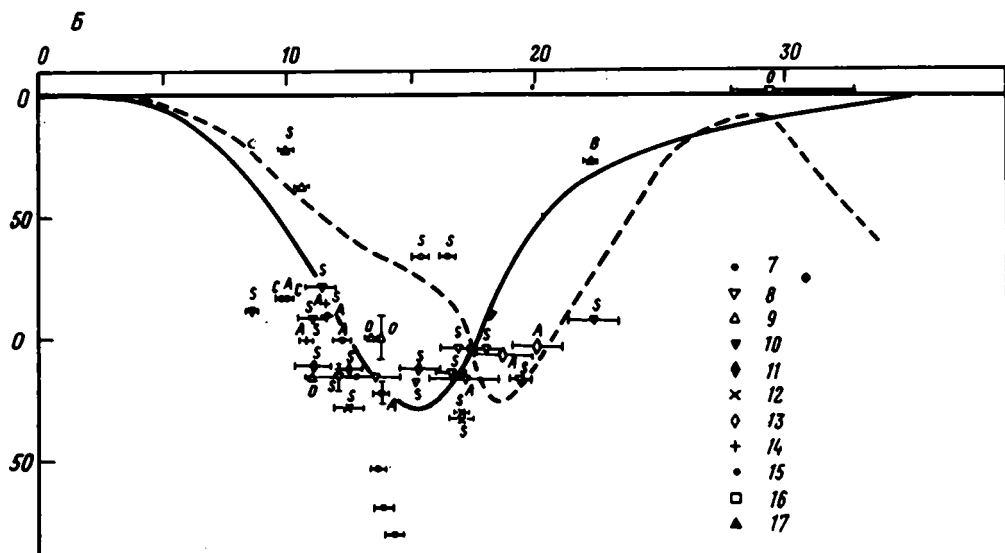
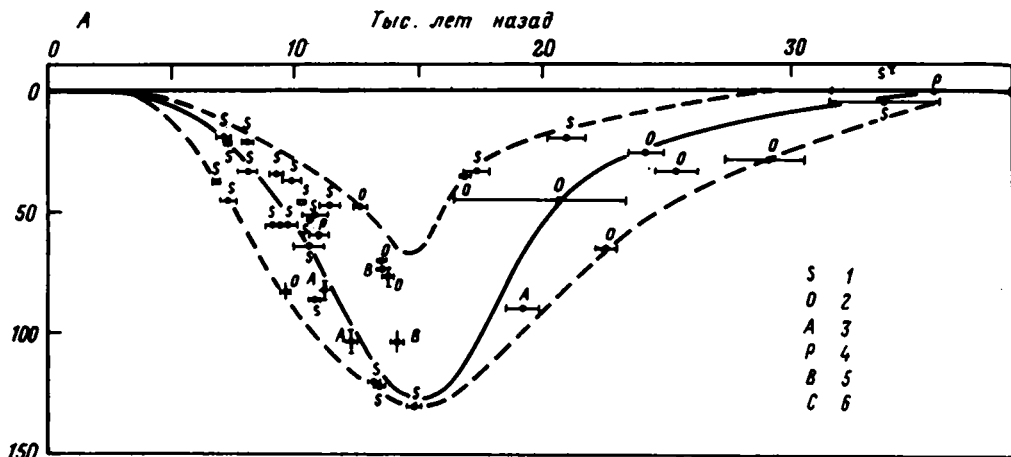


Рис. 94. Изменение уровня океана за последние 35 000 лет (Milliman, Emery, 1968)

А - кривые, построенные по данным изучения атлантического шельфа США (пунктир), и генерализованная кривая (сплошная линия); Б - кривая, построенная по данным изучения тexasского шельфа (пунктир), и средняя кривая для Мирового океана (сплошная линия). Датированный материал: 1 - раковины; 2 - оолиты; 3 - морские водоросли; 4 - торф; 5 - породы шельфа; 6 - кораллы. Изученные регионы: 7 - юго-восточная часть Карибского моря; 8,9 - побережья Мексики; 10 - Панамский залив; 11 - Восточно-Китайское море; 12 - Австралия; 13 - Южная Калифорния; 14 - Нигерия; 15 - Аргентина; 16 - Багамские острова; 17 - западное побережье Флориды

и условно сопоставляется с брёрупским интерстадиалом. Второй подъем (около 30 000 л. н.) не достиг современного уровня (-15, -18 м), он носит название фрипортской трансгрессии и сопоставляется с воронцовской трансгрессией на Аляске (Müller-Beck, 1967, стр. 379, фиг. 2).

На основании изучения атлантического континентального шельфа в США была построена сводная кривая изменения уровня моря за последние 35 000 лет,

опирающаяся более чем на 80 радиоуглеродных дат, 15 из которых старше 15000 лет (Milliman, Emery, 1968). При этом было установлено, что между 35000 и 30000 л. н. уровень моря был близок к современному (рис. 94). Даже если учесть поправки, вводимые Мёрнером на последующие изостатические движения суши (см. выше), относительно высокое положение уровня океана в указанный отрезок времени зафиксировано здесь достаточно определенно.

Для побережья Японии отмечаются два подъема уровня моря — примерно до современного или несколько ниже — старше 30000 л.н. (Ikebe, 1969). Подъем около 30000 л. н. носит здесь название трансгрессии итами (Huzita, Maeda, 1971). По палинологическим данным, климат в это время был несколько прохладнее современного (Maeda, 1970, стр. 105).

Бликий к современному уровень океана в среднем вюрме показан и на обобщающих кривых эвстатических колебаний, составленных различными авторами (Shepard, Curray, 1967; и др.).

Интересно указание Брёккера, что большая часть морских отложений, залегающих на уровне, близком к современному, датирована по неравновесному урану примерно 40000 л. н. Сюда относятся даты по раковинам, извлеченным при проходке канала Кейп-Мей в Нью-Джерси, по раковинам из залива Томалос к северу от Сан-Франциско и из нижних слоев куадра в Британской Колумбии (Broecker, 1965). К сожалению, как уже отмечалось, раковины представляют собой материал, значительно менее надежный для датирования, чем кораллы. В этом отношении заслуживает внимания дата около 45000 лет, полученная для коралла в Афарской впадине по  $U^{238}/U^{234}$  и  $Th^{230}/U^{234}$ , которая представляется весьма надежной (Lalou e. a., 1970).

Мы ограничимся примерами, полагая, что приведенные материалы доказывают бесспорность средневюрмского поднятия уровня Мирового океана. Сам по себе этот факт еще раз подтверждает важное значение этого интервала в истории развития климатов позднего антропогена.

### Поздние и послеледниковые колебания уровня океана

Изучению эвстатических колебаний уровня моря в позднем антропогене посвящено большое число исследований. Сводные кривые, опирающиеся на материалы по многим участкам океанических областей, были представлены Годвином с соавторами (Godwin a. o., 1958), Шепердом (Shepard, 1960, 1963) и Мёрнером (Mörner, 1971). Большинство из перечисленных интерпретаций эвстатических изменений уровня Мирового океана в позднем антропогене приведены на рис. 57. Бросается в глаза множество мелких колебаний уровня при общем закономерном повышении его начиная примерно с 15000 л. н. Некоторое несоответствие во времени отдельных максимумов и минимумов на этих кривых отражает разный объем и различную степень надежности заложенной в них информации, в первую очередь — радиологических данных. И тем не менее даже при известном разном вырисовывается определенная взаимосвязь колебаний уровня моря с климатическими изменениями в послеледниковое время. Так, почти на всех кривых отчетливо выступает по крайней мере одно значительное понижение уровня в первой половине голоцена. Оно же отмечается и в других, не цитированных работах (McCulloch, Hopkins, 1966, фиг. 9; Creager, McManus, 1967; Schove, 1966; и др.). Представляют интерес и недавно опубликованные данные по колебаниям уровня моря, зафиксированным на побережьях Шотландии. Радиоуглеродные даты, полученные по раковинам и древесине из позднеледниковых и раннеголоценовых морских глин, свидетельствуют об отчетливом понижении уровня моря около 9500 л. н. (Bishop, Dickson, 1970, стр. 482).

Как уже отмечалось, основная трудность воссоздания эвстатических колебаний уровня Мирового океана заключается в отделении их от синхронных и последующих изостатических движений прибрежной части суши и шельфовой зоны, которые могут совпадать или не совпадать с ними по знаку. Эти воп-

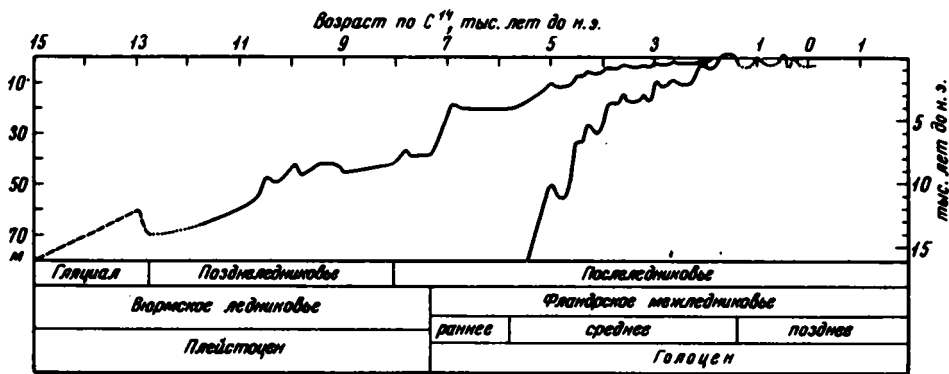


Рис. 95. Кривая эвстатических колебаний уровня моря для последних 17 000 лет и три системы подразделения позднечетвертичного времени. Правая часть кривой дана с увеличенным вертикальным масштабом (правая шкала) (Mörner, 1969б)

росы детально рассмотрены в монографии Мёрнера, посвященной позднеледниковой истории восточного побережья Швеции и Каттегата (Mörner, 1969б). В отличие от общепринятого мнения о том, что эвстатические колебания уровня океана следует изучать в стабильных областях, Мёрнер считает (и убедительно доказывает правоту своей точки зрения), что наиболее благоприятной областью для их воссоздания будет та, которая испытала послеледниковые поднятия. Скрупулезное изучение древних террасовых уровней на расстоянии более 250 км позволило ему построить детальные диаграммы изменения высотного положения береговых линий для отдельных точек побережья на протяжении последних 14 000 лет. Анализ этих диаграмм и данных по "абсолютной" хронологии ледниковых и климатических событий, опирающихся на геологические, геоморфологические и палинологические исследования и более чем на сто радиоуглеродных дат, дали автору возможность нарисовать детальную картину изостатических движений суши и эвстатических изменений уровня моря в течение указанного отрезка времени. Ввиду исключительной важности этих материалов остановимся на них подробнее.

На рис. 95 приведена кривая эвстатических колебаний уровня моря, привязанная к трем различным системам подразделения верхов антропогена.

Анализируя имеющийся материал, Мёрнер приводит следующую последовательность колебаний уровня моря и смен климатов в поздне- и послеледниковое время (Mörner, 1969б).

В схематичном и сжатом виде эти данные приведены в табл. 16; где дано сопоставление климатозэвстатических интервалов со спорово-пыльцевыми зонами (Mörner, 1969б, стр. 424).

После 7750 лет и до 3500 л. н. произошел подъем уровня океана до современного, осложненный колебаниями с амплитудой в несколько метров. Колебания продолжались вплоть до наших дней. Особенно четкие понижения отмечаются между 4550 и 4250, около 3350, около 2900, между 2200 и 1700 и около 800 л. н. (Mörner, 1969б, стр. 422). Очень близкая хронология позднеголоценовых изменений уровня Мирового океана приводится в работе Куклы (Kukla, 1969).

Мёрнер провел детальный анализ материалов по изменению береговых линий и для других частей Скандинавского полуострова, восточного побережья Северной Америки и Мексиканского залива, показав их хорошую сходимость с полученными им данными.

Из рассмотрения эвстатических колебаний уровня океана в поздне- и послеледниковое время вытекают совершенно однозначные выводы о связи их с

## Колебания уровня моря и изменения климата (Mörner, 19696)

Пыльцевые зоны, по Нессену	Возраст по C14, лет	Эвстатические изменения уровня моря	Климат
VII	7750	Очень быстрый подъем	Резкое потепление
VI		Стационарное положение	Климат не изменяется
Vb	8500	Регрессия	Стадия кокра, или вискан
Va	8800	Очень быстрый подъем	Резкое потепление
IVc	9280	Стационарное положение	Климат не изменяется
IVb	9650	Регрессия	Стадия эйдфьорд, или предбореальная
IVa	9750	Трансгрессия	Интерстадиал фризлянд
III	10000	Очень медленный	Стадия поздний дриас

изменениями климата. Наиболее быстрый подъем уровня за последние 13000 лет падает на теплые интервалы: интерстадиал эгерд, бёллинг, аллерёд и на самое начало голоцена. Особенно резкий подъем произошел в начале бореального периода. Не удивительно поэтому, что скандинавские ученые, уделяющие исключительно большое внимание позднечетвертичной истории морей, склонны считать именно этот рубеж (около 9200 л. н.) границей между плейстоценом и так называемым фландрским межледниковьем, о чем уже упоминалось выше при рассмотрении вопроса о нижней границе голоцена.

Две четко проявившиеся регрессии в первой половине голоцена, соответствуют двум кратковременным ухудшениям климата. Первая из них (около 9850–9300 л. н.) отвечает в Швеции стадиалу эйдфьорд и хорошо сопоставляется с похолоданием внутри предбореального периода, установленного во многих европейских странах. Вторая регрессия (8500–8000 л. н.) отвечает стадиалу вискан в Швеции и коррелируется со стадией кокра в Северной Америке. Резкое снижение уровня моря около 8500 л. н. отмечается и для центральной Шотландии (Sisson, Brooks, 1971).

Обращает на себя внимание совпадение во времени последующих небольших регрессий (на фоне общего поднятия уровня моря) с фазами, установленными для континентальных областей во второй половине голоцена. Особенно значительная регрессия, которая произошла 4550–4250 л. н., совпадает с глобальным похолоданием в начале суббореального периода. Столь же значительная регрессия произошла около 2000 л. н., которая отвечает ледниковым подвижкам в горах и около 800 л. н. ("малый ледниковый период" в горах) и т.д.



Палеотемпературные кривые

Еще в начале 50-х годов при изучении кернов глубоководных скважин в экваториальной части Атлантического океана было установлено, что пробы планктонных фораминифер из донных осадков на определенном уровне (первые десятки километров) обнаруживают резкие изменения как по видовому составу, так и по соотношению изотопов кислорода. Изменение видового состава фораминифер проявляется в замещении видов, типичных для тропических вод, видами, обитающими в холодных водах Северной Атлантики. Изменение изотопного состава кислорода в  $\text{CaCO}_3$  фораминифер происходит в сторону увеличения  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  примерно на  $0,1\text{‰}$ , что при условии постоянства изотопного состава океанических вод отвечает понижению температуры примерно на  $6\text{--}8^\circ\text{C}$ . Таким образом, оба эффекта указывают на однонаправленное изменение температурного режима океанических вод.

Дальнейшее изучение скважин показало, что подобные изменения в ту или другую сторону происходят и на более глубоких уровнях осадков. Совершенно естественно, что при этом делались попытки связать эти явления с крупными изменениями климата, которые не могли не отразиться на температуре поверхностных вод океана. Так было положено начало для составления двух известных систем палеотемпературных кривых - Эмилиани ( $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ) и Эриксона (изменение видового состава планктонных фораминифер) (Emiliani, 1955; Ericson, Wolling, 1956; и др.). Обе сводные идеализированные кривые хорошо согласуются между собой только для верхней части колонок - на протяжении нескольких метров, что отвечает интервалу времени примерно в 120 000 лет (рис. 96). Ниже интерпретация их резко различна.

Хронологическая привязка кривых Эмилиани и Эриксона основывалась на определениях возраста карбонатов по  $\text{C}^{14}$ ,  $\text{Ra}^{231}$  и  $\text{Th}^{230}$ . Первый метод распространяется на первые десятки тысяч лет, два вторых - на первые сотни

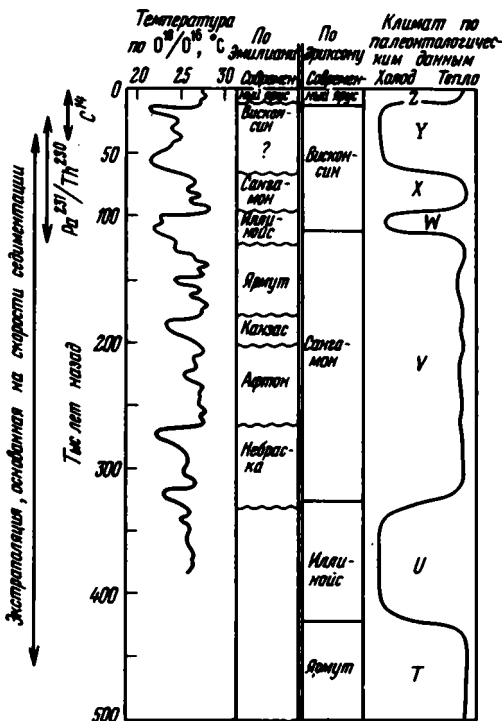


Рис. 96. Сравнение палеотемпературных кривых Эмилиани и Эриксона (Emiliani, 1955) и Эриксона (Ericson, Wolling, 1961)

тысяч лет, и данные их менее надежны (Sackett, 1965; Rosholt а. о., 1961, 1962; Broecker, 1965).

С помощью радиоуглеродного метода была датирована средняя точка перехода от "холодного" периода зоны Y кривой Эриксона, к "теплому" периоду зоны Z - 10 800 л. н. Согласованность дат для ряда скважин и значений возраста по  $C^{14}$  грубой (фораминиферовой) и тонкой (кокколитовой) фракций карбонатного материала свидетельствует о достоверности указанной оценки возраста.

Достаточно надежным на современном уровне знаний можно признать и возраст границы X - Y на кривой Эриксона. Он был установлен двумя независимыми путями: 1) по скорости осадконакопления, определенной с помощью радиоуглеродного метода для верхов скважин; расчет производился независимо различными исследователями (Emiliani, 1955; Broecker а. о., 1958); 2) прямым определением возраста осадков по  $Pa^{231}$  и  $Th^{230}$  (Rashold а. о., 1961; Sackett, 1965). Согласованность результатов определения возраста этой границы - около 65 000 лет - заставила признать их вполне достоверными.

Что касается определения возраста более древних рубежей, на которые не распространяются современные методы абсолютного датирования, то для этой цели может быть использован только метод экстраполяции скорости осадконакопления. Однако достоверность таких определений тем меньше, чем глубже колонка, - одни ошибки при этом неизбежно накладываются на другие и могут привести к очень большим искажениям возраста. Существенно и то, что необходимый для этой цели непрерывный разрез осадков, отвечающий периоду в несколько сотен тысяч лет, едва ли существует в природе. Сопоставление же отдельных неполных колонок чревато грубыми ошибками, так как в них практически невозможно выявить уровни внутриформационных размывов. Поэтому до получения надежных радиологических дат любые оценки возраста нижних переходных уровней, полученные этим путем, ни в коем случае нельзя признать достоверными.

Не менее проблематичны и сопоставления климатических изменений, зафиксированных в глубоководных скважинах с общепринятой континентальной стратиграфией, т. е. с ледниковыми и межледниковыми эпохами, возраст которых (кроме самой молодой - вюрмский) точно не установлен. Попытки провести подобную корреляцию, предпринятые Эмилиани и Эриксоном при составлении климатических кривых, привели, как мы уже говорили, к резко расходящимся результатам. Согласно "длинной" шкалы Эриксона, возраст оледенения небраска в Северной Америке почти в 5 раз больше его значения по шкале Эмилиани. Для выяснения, какая из этих шкал более правильна, решающее значение на современном уровне знаний имеют радиологические данные, полученные на континентах. Значительное число дат по K-Ag для средне- и нижнеантропогенных отложений Африки, Европы и Америки свидетельствует в пользу шкалы Эриксона. Отметим, что неправильная хронологическая привязка шкалы Эмилиани не должна означать отрицания полученных им океанических данных об изменении климата в прошлом. Источник ошибок кроется в данном случае в механическом отождествлении каждого "холодного" интервала в скважине с ледниковой эпохой, а каждого "теплого" - с межледниковым.

Есть еще несколько существенных вопросов, касающихся уже не хронологической, а палеотемпературной интерпретации кривых Эриксона и Эмилиани и того критического анализа, которому они подвергаются в последнее время. На них следует остановиться подробнее.

Толчком к пересмотру палеотемпературных кривых послужило одно обстоятельство, а именно: отсутствие в донных отложениях экваториальной части Тихого океана признаков каких-либо изменений фауны, равно как и изотопного состава карбонатов, которые закономерно прослеживаются в скважинах экваториальной Атлантики. Невольно возникла мысль, что эти различия в термическом или каком-либо другом режиме вод связаны с влиянием на Атлантический океан ледниковых щитов, отсутствовавших вблизи Тихого океана.

Так родилось предположение, что изменения фауны фораминифер связаны не столько с понижением температуры атлантических вод, сколько с изменением их солености или плотности. В ледниковые эпохи эти два показателя были, естественно, выше, чем в периоды таяния льдов и поступления в океан огромных масс пресной воды (Broecker, 1965). Этим же, впрочем, можно объяснить и изменение термического режима вод Атлантического океана. Независимо от того, какое из двух объяснений правильно, оба они вполне правдоподобны и не исключают друг друга, а главное не противоречат связи (пусть опосредствованной) климатических событий с изменениями фауны.

Гораздо более серьезная и глубокая критика обрушилась на палеотемпературные кривые Эмилиани. Как известно, отношение  $O^{18}/O^{16}$  в раковинах фораминифер зависит не только от температуры, но и от изотопного состава воды — величины непостоянной и связанной в первую очередь с количеством поступающей в океан пресной воды при таянии льдов, обладающих более низким  $O^{18}/O^{16}$ . В своих расчетах Эмилиани принял величину отклонения изотопного состава плейстоценовых ледников от стандарта (среднего значения  $O^{18}/O^{16}$  в современных океанических водах)  $\delta O^{18}$ , равную 15‰. С учетом этих поправок максимальное изменение  $\delta O^{18}$  для поверхностных вод экваториальной Атлантики составило у него 1,8‰, что отвечает изменению температуры на 5–6°C.

Подобная интерпретация палеотемператур подвергалась сомнению со стороны ряда исследователей (Ericson а. о., 1964; Olausson, 1965; Shackleton, 1967). Особенно детально эти вопросы разбираются в недавно опубликованных статьях скандинавских ученых Олауссона (Olausson, 1969), Дансгаарда и Таубера (Dansgaard, Tauber, 1969). В последней из указанных работ приводятся результаты многочисленных измерений изотопного состава кислорода в современных ледниках на различных глубинах и в атмосферных осадках на разных широтах земного шара. В отличие от Эмилиани авторы доказывают, что среднее значение  $\delta O^{18}$  для ледников последнего максимального оледенения равно 30‰ или несколько ниже, т.е. по крайней мере в два раза меньше значения, принятого Эмилиани. Это соответствует увеличению  $O^{18}/O^{16}$  океанической воды в этот же период на 1,2‰ или более.

Приведенные данные означают, что отклонения в изотопном составе фораминифер для ледниковых и межледниковых эпох, установленные в глубоководных скважинах Атлантического океана, по крайней мере на 70% обусловлены изменением изотопного состава воды и только на 30% (или менее) — изменением температуры поверхности океана. Таким образом, кривая Эмилиани, построенная для экваториальной Атлантики, по мнению указанных исследователей, отражает не столько температурные колебания, сколько изменения объема материковых льдов на протяжении антропогенного периода. Исходя из этого положения, авторы приводят новый вариант генерализованной кривой Эмилиани (Emiliani, 1966), в которую введены соответствующие поправки на изотопный состав воды, особенно существенные для Атлантического океана, и называют эту кривую не палеотемпературной, а палеогляциальной (рис. 97). По оси абсцисс здесь отложены значения не температуры, а избытка (или недостатка) объема материковых льдов по отношению к современному. Обе кривые обнаруживают большое сходство, что подтверждает объективную ценность исследований Эмилиани.

Следует отметить, что в свете изложенных данных становится очевидным, что подобный метод изучения палеоклиматов пригоден не для всех океанических бассейнов. Другой вывод, вытекающий из этой концепции, заключается в невозможности отличить на изотопной кривой межледниковья от интерстадиалов с интенсивной дегляциацией (Olausson, 1967, стр. 261). Этот вывод, с нашей точки зрения, может пролить свет на причину столь резкого расхождения кривой Эмилиани с кривой Эриксона, которая отражает только крупные климатические изменения.

Совершенно с иной стороны была подвергнута критике новая генерализованная кривая изменения температуры поверхностных вод Карибского моря и эк-

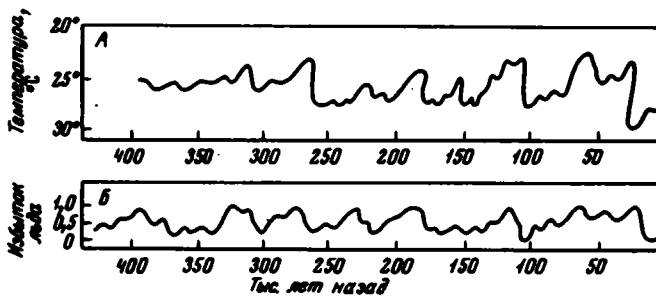


Рис. 97. "Палеогляциальная" кривая (Б) (Dansgaard, Tauber, 1969) и сравнение ее с изотопной кривой Эмилиани (А)

ваториальной Атлантики, опубликованная Эмилиани в 1966 и 1968 гг. Хронологическая интерпретация этой кривой (за пределами возможности радиоуглеродного метода) основана на экстраполяции скорости осадконакопления, которая в свою очередь опиралась на новые измерения возраста осадков по  $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$  в скважинах Карибского моря (P-6304-8 и P-6304-9) (Emiliani, 1966, 1968; Rona, Emiliani, 1969). Эти новые даты подвергаются критическому анализу в статье Брэккера и Ку (Broecker, Ku, 1969). По их мнению, полученные значения возраста, хотя и более надежные, чем прежние, расходятся тем не менее с датами, полученными авторами статьи по тем же скважинам. Основное несогласие наблюдается в исходном содержании урана в осадках, которое необходимо учитывать при оценке истинного количества неподкрепленных  $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$ . По Рона и Эмилиани, содержание урана составляет около  $1 \cdot 10^{-6}$ ; по Брэккеру и Ку, среднее из 34 анализов для шести скважин Карибского моря дало цифру  $2,4 \cdot 10^{-6}$ . Близкие значения получены и ранее для глобигериновых илов и красных глин в различных частях океана (около 100 анализов). При введении поправочного коэффициента 2 на исходное содержание урана возраст по  $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$  для нижних частей колонки оказывается старше, чем на кривой Эмилиани.

На рис. 98 приведены палеотемпературные кривые для скв. P-6304-8, привязанные к шкале абсолютного летосчисления по Эмилиани и Рона (верхняя кривая) и по Брэккеру и Ку (нижняя кривая). При сравнении их видно, что

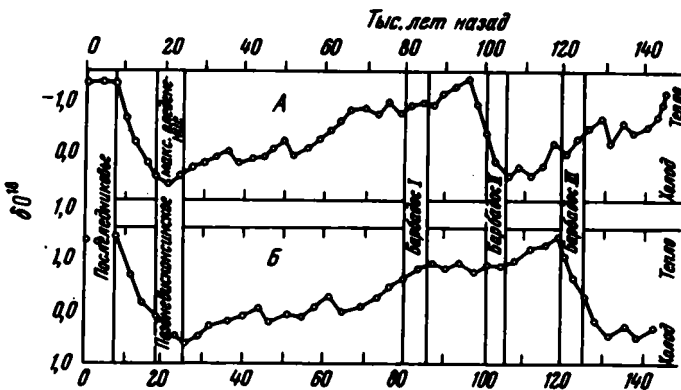


Рис. 98. Сравнение палеотемпературных кривых для скважины P-6304-8 по Эмилиани и Рона (А) и Брэккеру и Ку (Б) (Broecker, Ku, 1969)

смещение возраста в сторону удревления на нижней кривой прогрессирует с глубиной.

Так, время оптимума последнего межледникового по новым данным падает на 120 000, а не на 95 000 л. н.; последующее крупное похолодание, отвечающее, по-видимому, рису, приходится на 140 000–130 000, а не на 110 000 л. н., как это получается на кривой Эмилиани. Для подкрепления своих данных Брэккер и Ку сравнивают кривую с результатами определения возраста высших стояний уровня океана по кораллам о. Барбадос, которые можно считать очень надежными (см. выше). Межледниковые поднятия уровня океана около 82 000, 103 000 и 122 000 л. н. (максимумы поднятия) хорошо согласуются с палеотемпературной кривой в интерпретации Брэккера и Ку.

Эти исследования представляются нам очень ценными; они еще раз подтверждают древний возраст (около 120 000 л. н.) главного предвюрмского потепления. Два более молодых потепления, которые сопоставляются нами условно с брёупом и амерсфордом, также выражены на кривой, хотя и менее отчетливо.

#### **Палеоклиматическая интерпретация. изотопных и экологических кривых и данных по изменению состава донных осадков**

Несмотря на критический пересмотр кривых Эриксона и Эмилиани, ценность их для палеоклиматических реконструкций остается неизменной. Независимо от того, какое содержание в них вкладывать – считать ли, что они отражают температурные колебания, или эффект разбавления океанических вод при таянии ледников – ход этих кривых прямо или косвенно определяется изменениями климата в прошлом. Очевидно также, что "абсолютная" хронология этих изменений достаточно надежна только для последних 150 000–120 000 лет. Корреляция более древних колебаний кривых с климатическими и ледниковыми событиями, установленными на континентах, неизбежно приводит к крупным разнотолкам. На сегодняшнем уровне методических возможностей подобных сопоставлений следует вообще избегать.

На изотопных кривых, построенных по  $O^{18}/O^{16}$ , которые по сравнению с кривыми Эриксона более тонко отражают изменения режима океанических вод, отчетливо проявляются два максимума похолодания в пределах последних 100 000 лет и разделяющий их "средний отрезок" (примерно 50 000–25 000 л. н.), осложненный мелкими колебаниями. Он отчетливо выступает как на генерализованных кривых, так и на кривых для отдельных колонок глубоководных скважин Карибского моря и экваториальной Атлантики.

На обобщающей кривой Эриксона указанные изменения в пределах зоны Y не нашли отражения. Однако для ряда атлантических скважин (A180–73, O180–74, A–179–4, A–172–6) этот средний интервал выражен довольно отчетливо примерно между 60 000–50 000 и 30 000 л. н. (Ericson a. o., 1964). Близкие результаты были получены и в Институте океанологии АН СССР. На основании изучения и датирования донных осадков в восточной части Тихого океана было установлено, что от 48 000 до 26 000 л. н. существовали относительно теплые условия (Romankovich a. o., 1964).

Не менее отчетливо средневюрмское (средневисконсинское) потепление является по соотношению в осадках грубой (преимущественно фораминиферы) и тонкой фракций (главным образом глина и кокколиты), которое, как было установлено, изменяется в зависимости от климата (Broecker, 1965; и др.). На рис. 99 и 100 приведены кривые содержания фракции  $> 62 \mu$  в некоторых скважинах экваториальной Атлантики и их сравнение с изотопными кривыми ( $O^{18}/O^{16}$ ) и кривой солнечной радиации. На всех кривых отчетливо проявляется закономерное увеличение грубой фракции в среднем вюрме (висконсинне). На рис. 101 представлено сравнение кривых содержания фракции  $> 62 \mu$  с

Рис. 99. Сравнение палеотемпературных кривых с кривыми содержания фракции  $> 62 \mu$  для некоторых атлантических скважин, а также с кривой солнечной радиации для отрезка времени от 75 000 до 5000 л.н. (Broecker, 1965)

1 - CP-28 (левая шкала); 2 - A179-4 (правая шкала); 3 - A180-73 (правая шкала); 4 - CP-28 (левая шкала); 5 - 1794 (левая шкала); 6 - A-180-73 (правая шкала). Z, Y, X - зоны Эриксона

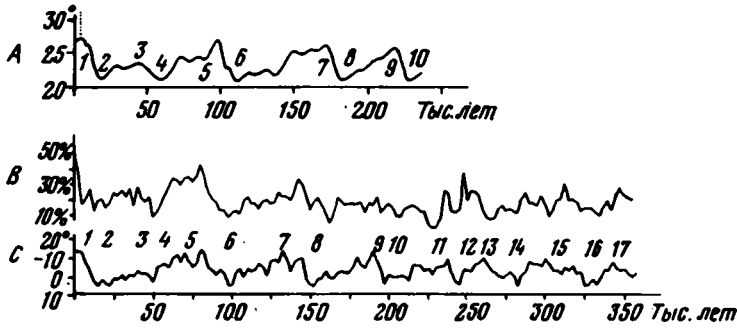
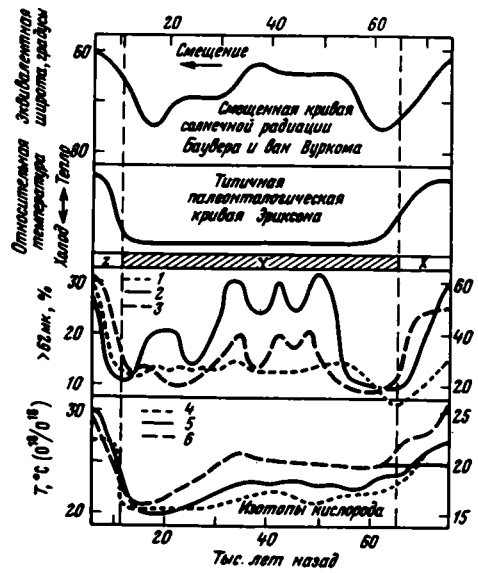


Рис. 100. Сравнение генерализованной палеотемпературной кривой (Emiliani, 1968) (A) с кривой содержания фракций  $> 62 \mu$  в скв. P-6304-9 (B) и кривой изменения температуры по  $O^{18}/O^{16}$  в той же скважине (C) (Olausson, 1969)

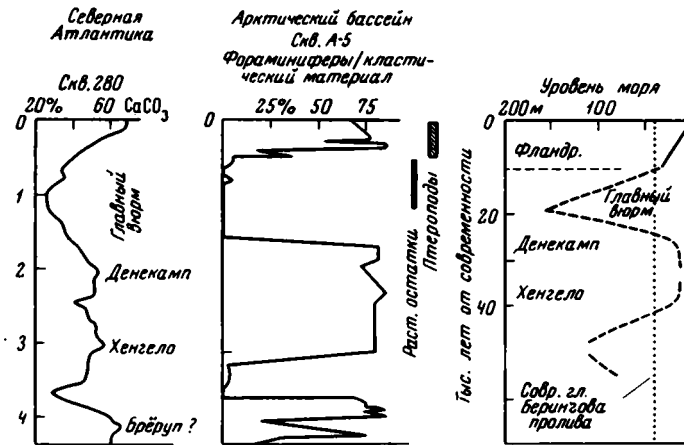


Рис. 101. Содержание  $CaCO_3$  в североатлантической скв. 280, отношение фораминифер к кластическому материалу и распределение растительных остатков в скважине Арктического бассейна А-5 и данные по эвстатическим изменениям уровня Мирового океана (Olausson, 1969)

кривыми содержания  $\text{CaCO}_3^1$ , а также с предполагаемой кривой эвстатических изменений уровня океана. Здесь же показано и присутствие в осадках растительных остатков и птеропод (*Limacina helicina*). Последние, как предполагается, мигрировали сюда из Тихого океана при погружении Беренгийского моста во время фландрской трансгрессии (Ericson a.o., 1964, стр. 1189; Clausson, Jonsson, 1969, стр. 192).

Очень интересные материалы имеются и по изменению видового состава фораминифер и птеропод в донных осадках Полярного бассейна. По данным Харманна (Olausson, Jonasson, 1969, стр. 190), сверху вниз в них выделяется шесть зон, или фаз. I фаза характеризуется преобладанием теплолюбивых *Globigerina pachyderma* и присутствием *Limacina cf. helicina*, а также высоким отношением фораминиферы/кластический материал. II фаза характеризуется очень бедным содержанием фораминифер (присутствуют только единичные "умеренные" формы *Globigerina crassiformis* и *Globigerina glutinata*), низким отношением фораминиферы/кластический материал. III фаза сходна с I фазой, а IV и VI – со II фазой. Согласно интерпретации Олауссона и Яноссона, опирающейся на радиометрические измерения возраста осадков и соображения о скорости седиментации, I фаза отвечает фландрской трансгрессии (от начала аллерёда до современности), II фаза – главному, или верхнему, вьюрму; III фаза – среднему вьюрму (от начала интерстадиала хенгело до конца интерстадиала денекамп в Нидерландах, т.е. примерно 39 000–27 000 л.н.). IV фаза отвечает нижнему вьюрму или нижнему плингиалялу (интервалу брёруп – хенгело) (Olausson, Jonasson, 1969, стр. 192–194). Присутствие, хотя и очень незначительное, птеропод (*Limacina cf. helicina*) в III зоне авторы связывают с повышением уровня моря и возможностью проникновения их через Берингов пролив в среднем вьюрме.

Зоне III, по всей вероятности, соответствует III горизонт, выделенный А.П. Жузе на основании изучения диатомовой флоры в глубокой скважине Охотского моря. Ему отвечает межледниковая эпоха между двумя последними "ледниковыми" эпохами (горизонты II и IV; Жузе, 1962; Jousé, 1967, фиг. 1).

Все приведенные материалы по изменению состава глубоководных осадков и содержащихся в них живых организмов свидетельствуют, таким образом, о значительных изменениях климата, происходивших в среднем вьюрме (среднем висконсине).

## ВЫВОДЫ

Накопленный за последние годы обширный материал по эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана, изменению температуры и плотности поверхностных вод, видового состава морских организмов, а также состава глубоководных осадков служит ценной информацией о палеоклиматах позднего антропогена, дополняя и уточняя их хронологию.

Большое число определений возраста кораллов по методу неравновесного урана в различных частях океанического бассейна позволило выявить три эпохи высокого стояния Мирового океана в начале позднего плейстоцена. Наиболее значительное и длительное повышение около 120 000 л.н. сопоставляется с земским – сангамонским межледниковьем и его аналогами. Два более молодых и менее четко зафиксированных повышения уровня океана около 105 000

<sup>1</sup> Содержание  $\text{CaCO}_3$  в Северной Атлантике также зависит от климатических изменений. Оно обусловлено количеством Са, привносимого реками, выпадающими в Полярный бассейн. Са, поступавший в поверхностные воды, быстро захватывается микроорганизмами (главным образом фораминиферами и кокколитофорами) и осаждается на дно в виде  $\text{CaCO}_3$  (Olausson, 1969, стр. 350).

и 80 000 л. н. можно условно коррелировать с ранневюрмскими (ранневисконсинскими) интерстадиальными потеплениями: амерсфортом и брёрупом, или интерстадиалом сен-пьер. Полученные для них радиоуглеродные даты в интервале 67 000–59 000 л. н. следует рассматривать как верхний предел возраста этих интерстадиалов;

Реконструкция эвстатических изменений уровня океана, опирающаяся на детальные исследования побережий и шельфовых зон в самых различных частях света и на большое число радиологических дат, позволила выявить две эпохи низкого стояния Мирового океана, отвечающие двум позднеплейстоценовым оледенениям. В среднем отрезке вюрма (висконсина) произошло значительное повышение уровня моря, которое, однако, не достигло современного. Оно падало на интервал времени между 50 000 и 25 000 л. н. Этот факт еще раз подтверждает важное значение указанного интервала времени в истории развития климата позднего антропогена.

Данные по палеотемпературам океанических вод и составу глубоководных осадков хорошо согласуются с хронологией эвстатических изменений уровня Мирового океана. Изотопные и экологические кривые, независимо от того, отражают ли они изменения температуры океанических вод или степень их разбавления пресной водой при таянии ледников, также дают информацию о крупных глобальных изменениях климата и хорошо согласуются с данными, полученными на континентах.

Средневюрмский ледниковый интервал и климатические изменения внутри него находят прямое отражение на палеотемпературных кривых (в особенности на изотопных) для большого числа океанических скважин. Некоторое подтверждение наличия этого интервала находят и на кривых, отражающих изменение состава глубоководных осадков.

Большой интерес представляет совпадение во времени трех максимумов на изотопных кривых – около 120 000 (главный), 105 000 и 80 000 л. н. – с возростом высоких стояний Мирового океана, установленного по кораллам. Это еще раз подтверждает глобальный характер климатических изменений в начале позднего преистоцена и служит дополнительным основанием для сопоставления двух более молодых и менее значительных послеземских потеплений с интерстадиалами амерсфорт и брёруп.

Тонкие изменения климата в позднеледниковое время и в голоцене не находят отражения на палеотемпературных кривых. Неоценимую информацию о них может дать изучение эвстатических колебаний уровня моря.

Наиболее быстрые повышения уровня океана за последние 13 000 лет отвечают позднеледниковым интерстадиальным потеплениям – бёллингу и аллерёду, а также потеплениям в самом начале голоцена и начале бореального периода.

Исключительный интерес представляют свидетельства о двух повсеместно проявившихся регрессиях в первой половине голоцена. Первая из них (примерно 9800–9300 л. н.) совпадает по возрасту с похолоданиями, выявляемыми по спорово-пыльцевым спектрам внутри предбореального периода (осцилляция пюоттино в Швейцарии, ФРГ и Австрии, наддриаговое похолодание в Скандинавии, зона 10а – в Европейской части СССР и т. д.). Вторая регрессия (около 8500–8000 л. н.) отвечает стадии кокборн, или кокран, в Канаде и ее эквивалентам в других частях Северной Америки, а также похолоданию в начале бореального периода, которое фиксируется на некоторых пыльцевых диаграммах в Скандинавии, ФРГ и Австрии. Последующие эвстатические изменения уровня моря также хорошо совпадают во времени с колебаниями климата во второй половине голоцена, выявленными на континентах.

Таким образом, океанические данные хорошо согласуются с хронологией климатических изменений, восстановленной для континентальных областей и подтверждают их глобальный характер.



## Глава VIII

### О СИНХРОННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ОЛЕДЕНЕНИЙ

Подводя итог рассмотрению геохронологии позднего антропогена Сибири, Северной Америки, Европы и океанических областей, попробуем провести корреляцию крупных и более мелких колебаний климата и сопутствующих им ледниковых событий на континентах, сопоставить их с океаническими данными - эвстатическими изменениями уровня Мирового океана и палеотемпературой океанических вод, а также сформулировать некоторые общие выводы, вытекающие из этих сопоставлений.

#### МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Геологические и радиологические данные позволяют надежно сопоставить крупные климатические и ледниковые события 1-го порядка (оледенения и межледниковья) и более мелкие - 2-го порядка (ледниковые стадии и межстадии) для всех трех континентов.

Казанцевское межледниковье в Сибири, бесспорно, соответствует сангамонскому, земскому и микулинскому межледниковьям. Им отвечает наиболее высокий подъем уровня Мирового океана (около +15 м). Возраст этого межледниковья на основании океанических данных определяется в 120 000-130 000 л.н.

Более молодые интерстадиальные потепления (брёруп и амерсфорт в Европе, сен-пьер в Северной Америке) некоторыми исследователями включены в земское межледниковье. Возраст их по  $C^{14}$  определяется соответственно в 59 000-55 000 и в 67 000-64 000 л.н. Мы склонны сопоставить их с двумя повышенными уровнями Мирового океана, возраст которых определен по кораллам ( $Pa^{231}/Th^{230}$ ) - 105 000 и 80 000 л.н. На палеотемпературных кривых (O18/O16) им отвечает переход от зоны 5 (теплой) к зоне 4 (холодной). Соответствующий отрезок кривой характеризуется довольно высокими температурами и имеет два максимума - около 105 000 и 80 000-80 000 л.н. Этим потеплением, возможно, отвечает первая послеземская трансгрессия до +5 м в Средиземном море, которую Мюллер-Бек сопоставляет с монастыром-II.

Время начала последующей ледниковой эпохи - зырянского, ранневисконсинского, ранневюрмского оледенения - точно не установлено. Согласно радиоуглеродной шкалы, оно произошло несколько раньше 55 000 л.н., по неравновесному урану - около 70 000 л.н. Величина эвстатического понижения океана в это время точно не выяснена. На основании имеющегося материала ее можно оценить примерно в 100 м.

Сравнение геохронологических данных по Сибири и другим территориям подтверждает существование длительного неледникового интервала между двумя максимумами позднплейстоценовых оледенений. Одни исследователи рассматривают его как межледниковье, другие - как интерстадиал.

Выделенному нами в Сибири каргинскому межледниковью комплексу (от более 50 000 до 24 000 л.н.) отвечает в Канаде интерстадиал порт-толбот s I

(средний висконсин) и его аналоги на других территориях Северной Америки: интерстадиал сидни (Огайо, Пенсильвания), отчасти - квадро (западный Вашингтон), межледниковье бул-лейк - пайдейл (Скалистые горы), межледниковье кник - нептаун (Аляска). В Западной и Центральной Европе ему соответствует "средний плингигляциал" (Нидерланды, Бельгия), интерстадиальный комплекс аптон-уоррен (Англия); в Скандинавии с ним, по-видимому, можно сопоставить интерстадиалы глумслёв (Швеция) и перепохьола (Финляндия); на Русской равнине ему должно соответствовать молодого-шекснинское межледниковье, или средний валдай (по некоторым авторам), а на северо-западе Европейской части - межледниковья "Гражданский проспект" и, возможно, каракуасское.

Колебания климата внутри каргинского межледниковья в целом также хорошо сопоставляются по времени с отдельными потеплениями и похолоданиями, зафиксированными на других континентах. Раннекаргинское потепление (старше 45 000 л. н.), условно выделенное в Сибири, можно сопоставить с интерстадиалом порт-толбот 1 (старше 48 000 л. н.), интерстадиалом моерсхофт (Нидерланды), аптон-уоррен (Англия). Возможно, что ему соответствует 1-й (татишевский) оптимум молодого-шекснинского межледниковья по А.И. Москвитину. Малохетское потепление (оптимум каргинского межледниковья, 42 000-35 000 л. н.) безусловно отвечает порт-толботу 2 в Канаде и второй половине интерстадиала плано-силт в Иллинойсе. В Западной Европе с ним сопоставляется интерстадиал хенгело (Нидерланды), тэйм-веллей (Англия) и др. На территории СССР его можно коррелировать с потеплением "Гражданский проспект". Последнее липовско-новоселовское потепление (30 000-24 000 л. н.) совпадает с паудорфом Европы, плам-пойнтом - фармдейлом Северной Америки и их аналогами.

Повсеместно проявилось и кратковременное похолодание между 33 000-30 000 л. н., которое в Сибири мы назвали коношельским. По времени оно почти точно соответствует холодному интервалу между порт-толботом-2 и плам-пойнтом. В Канаде ему отвечают ледниковые подвижки языков Эри (саутуолд) и Онтарио (медуоклифф). В Иллинойсе с ним сопоставляется холодный интервал - "верхнее виннебаго" (32 000-29 000 л. н.), которому отвечают подвижки карпон и рокки ледникового языка Мичиган. В ледниковых областях Западной Европы оно коррелируется с похолоданием между интерстадиалами хенгело и денкамп (Нидерланды) и холодным интервалом брэндон (Англия). В перигляциальных областях Центральной и Восточной Европы во время этого холодного предпаудорфского интервала происходило накопление лёссов с холодолюбивой фауной моллюсков (бывший W<sub>2</sub>). В Приверхоянье в течение этого интервала (33 000-31 000 л. н.) произошла значительная ледниковая подвижка (жиганская стадия).

Каргинское межледниковье, или средний вюрм (висконсин), ознаменовалось довольно значительным поднятием уровня Мирового океана, которое, однако, не достигло современного (-20 или -15 м). Это - воронцовская трансгрессия на Аляске, фрипортская трансгрессия на Средиземном море и другие повышения, зафиксированные на побережьях Атлантического и Тихого океанов. На изотопной кривой (O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup>) средневюрмскому интервалу отвечает зона 3, для которой характерны температурные колебания незначительной амплитуды.

Начало последнего сартанского (поздневисконсинского) оледенения датируется повсеместно 24 000-22 000 л. н. Максимум его определяется в 20 000-18 000 л. н. Наиболее крупный интерстадиал, отмеченный в Сибири между гыданской и ньлпанской стадиями сартанского оледенения, датирован примерно 16 000 л. н. В Приверхоянье ему отвечает интерстадиал между сегемдинской стадией и ледниковой подвижкой VII. В Северной Америке с ним можно сопоставить интерстадиал лейк-эри (восточная часть области Великих озер), имеющий возраст 16 000-15 000 л. н. В Европе эквивалентом его является интерстадиал ласко во Франции (Leroi-Gouhan, 1968) и, возможно, интерстадиал уле на северо-западе СССР. Более молодой интерстадиал (13 800-13 200 л. н.), который в Европе назван интерстадиалом сусака (и его аналог - рауниский, или плюс-

ский, интерстадиал), в Сибири не зафиксирован; возможно, ему отвечает интервал времени между ледниковыми подвижками VII и VIII. В Северной Америке ему соответствует интерстадиал кэри – порт-гурон.

Два позднесартанских потепления – кокоровское (между 13000 и 12000 л. н.) и таймырское (около 11500 л. н.) прекрасно сопоставляются с бёллингом и аллерёдом и их аналогами в различных частях света. Последняя – нормальная – стадия сартанского оледенения надежно коррелируется с верхним дриасом и салькаууселья Европы и со стадией валдерс и ее эквивалентами в Северной Америке.

Эвстатический уровень моря во время максимума сартанского – позднечюрмского оледенения определяется одними исследователями в –115 м, другими – в –90 м. Заметный подъем уровня океана начинается после 15000 л. н. и особенно резко – около 13000–11000 л. н., т. е. во время позднеледниковых интерстадиалов бёллинг и аллерёд. Этому подъему отвечает начало так называемой фландрской трансгрессии (некоторые исследователи определяют ее начало бо-реальным периодом около 9200 л. н.). Верхнему дриасу (норильская стадия) соответствует опускание уровня моря, амплитуда которого одними оценивается в 18–20 м, другими – в 5 м.

Геохронологические и палеогеографические данные по голоцену Сибири также хорошо сопоставляются с соответствующими данными других территорий. Наиболее резкий климатический рубеж в  $10\,300 \pm 100$  л. н. отмечен на всех территориях Старого и Нового Света. Большинство исследователей он принимается как естественная граница между плейстоценом и голоценом. В Северной Америке название "последнеледниковье", или "современность", постепенно замещается термином "голоцен". Тем не менее вопрос о верхней границе висконсинского яруса не решен окончательно. Главному палеогеографическому рубежу ( $10\,300 \pm 100$  л. н.) отвечает резкое изменение в температуре океанических вод. С ним же совпадает граница зоны 2 и 1 на изотопных кривых и граница зоны Y и Z на экологических кривых.

Установленные в Сибири раннеголоценовые колебания климата имеют аналоги и на других отдаленных территориях северного полушария. Питско-игаркинскому похолоданию (97000–94000 л. н.) отвечает в Европе похолодание пикоттино (или наддриасовый горизонт) внутри предбореального периода. В Швеции оно носит название стадиала эйдфьорд, с которым совпадает эвстатическое понижение уровня моря на несколько метров. В Америке оно почти не зарегистрировано. Возможно, что ему отвечает подвижка при отступании ледников Лаврентийского щита. Некоторые указания на похолодание между 10000 и 9000 л. н. можно найти на спорово-пыльцевых спектрах в разрезах беренгийской части Аляски.

Более позднее новосанчуговское похолодание (около 8000 л. н.), напротив, более четко зарегистрировано на территории Северной Америки. По времени с ним совпадает стадия кокран, или кокборн, в Канаде (8500–8000 л. н.) и ледниковая подвижка анвик–лейк в хребте Брукса на Аляске. В беренгийской части Аляски это же похолодание выявляется по криогенным текстурам и их взаимоотношению с датированными почвами, а в Арктической Аляске – по изменению растительности. В Европе оно зарегистрировано наиболее достоверно в Скандинавии. В Швеции ему отвечает похолодание вискан (около 8800–8500 л. н.) и соответствующее понижение уровня моря на несколько метров. Оно же проявляется и на некоторых спорово-пыльцевых спектрах, относящихся к бореальному периоду в Западной Европе (ФРГ, Австрия).

Главное голоценовое потепление, или оптимум, в Сибири сопоставляется с атлантическим периодом (альтитермальным периодом Северной Америки), в течение которого также происходили мелкие колебания климата. В равной мере повсеместно проявилось и последующее ухудшение климата около 4500–4000 л. н. В Канаде ему отвечает ледниковая подвижка на о. Баффинова Земля. В горных областях в это время также происходят оледенения: маунт-гарибальди в Каскадных горах, алапах-маунтин в хребте Брукса на Аляске, темпл-лейк в Ска-

Сибирь		Северная Америка		Европа		Океанические области					
Климатостратиграфические подразделения		Климат, оледенения				Уровень моря		Палеотемпературные зоны			
								по Эмиллиани	по Эрикссону		
Голоцен	Поздний	Переменный климат	Переменный климат. Ледниковые подвижки на о. Баффинова Земля около 2000 л.н. (фаза кинг) и 800 л.н. Оледенение темп-лейк, около 2000 л.н. и ледниковая подвижка ганнет-пик 800 л.н. в Скалистых горах		Переменный климат (субатлантический период)		Фландрская трансгрессия (последенный подъем с отдельными понижениями)	1	Z		
		Позднеголоценовое похолодание (4500±100-3000 л.н.)	Повсеместное похолодание между 5000 и 4500 л.н. Оледенения: маунт-гарибальди (Каскадные горы), алапах-маунти (Аляска), темпл-лейк (Скалистые горы), ледниковая фаза стинсби (о.Баффинова Земля)		Умеренно холодный климат с колебаниями (суббореальный период)						
	Ранний	Оптимум (7900±200-4500±100 л.н.)	Альтитермальный период между 8000 и 5000 л.н. Похолодание около 6500 л.н.; ледниковая подвижка на о.Баффинова Земля		Климатический оптимум (атлантический период)						
		Новосанчуговское похолодание (8300±100-7900±200 л.н.)	Повсеместное похолодание. Ледниковая стадия кокборн, или кокран, в Канаде (8500-800 л.н.). Ледниковая подвижка анвик-лейк в Аляске (8300-8000 л.н.)		Похолодание вискан (Швеция), 8800-8500 л.н. Подзона IV C <sub>2</sub> (Австрия), около 8800 л.н.						
		2-е потепление (9300±100-8300±100 л.н.)	Теплый климат. Следы похолодания около 9000 л.н. (Аляска)		Потепление. Подзона IV C <sub>1</sub> (ФРГ, Австрия)						
		Питско-игаркинское похолодание (9800±100-9300±100 л.н.)			Похолодание. Подзона IVb, или осциляция пюитино (ФРГ, Австрия), 10 100 -9 800 л.н. Наддриасовый горизонт (Финляндия), стадия эйдфиорд (Швеция), подзона Ха (Русская равнина), 9800-9200 л.н.						
1-е потепление (10300±100-9800±100 л.н.)	Повсеместное потепление 10 300-10 200 л.н. Быстрая деградация ледников Лаврентийского щита		Повсеместное потепление. Подзоны IVa (ФРГ, Австрия) и Xб (Русская равнина)								
Сартанские оледенения	Поздний висконсин	Норильская стадия (11 400±200-10 300±100 л.н.)	Стадия валдерс (Лаврентийский щит); стадия съюмас (Тихоокеанский Северо-Запад); ледниковая подвижка антлер-уэллей (Аляска), поздние стадии оледенения пайндейл (Скалистые горы)		Поздний вюрм (=висла, валдай), осташковское оледенение		Регрессия до -115 (-90?) м, около 16 000 л.н. (C <sub>14</sub> , P <sub>a</sub> , Th)	2	Y		
		Таймырское потепление 11 800-11 400 л.н.)	Интерстадиал ту-крикс (12 500-11 000 л.н.)							Поздний дриас: сальпауселька I-III (Финляндия); стадиин таберг, скевде, биллингген (Швеция)	
		Похолодание?								Аллерёд	
	Кокоревское потепление (13 000-12 200 л.н.)	Поздневудфордские подвижки (яз. Мичиган), подвижка верхний лисайд (яз. Онтарио), средние стадии оледенения пайндейл (Скалистые горы)		Средний дриас; стадия бергхем (Швеция) (около 12 000 л.н.)							
	Ньяпанская стадия (15 000-13 000 л.н.)			Главный висконсин						Беллинг; стадия фьерес (Швеция) (около 12 800 л.н.)	
										Ранний дриас; лужская стадия (13 200 - 12 800 л.н.)	
	Интерстадиал (16 000-15 000)			Интерстадиал кэри - порт-гурон (13 600 - 13 200 л.н.)						Интерстадиалы сусака, раунисский, плюсский (13 700 - 13 200 л.н.)	
Гыданская стадия (22 000-16 000 л.н.)	Средневудфордские подвижки (яз. Мичиган); ледниковая подвижка стенли (яз. Эри)	Стадии померанцевская, велсовская и др. (16 500 - 13 800 л.н.)									
	Интерстадиал лейк-эри (16 000 - 15 000 л.н.)	Интерстадиал ласко (16 500 - 15 500 л.н.)									
	Ранневудфордские подвижки (яз. Мичиган). Подвижка кэтфиш-крик - наварр (яз. Эри), ранний лисайд (яз. Онтарио) и т.д. (20 000 - 16 000 л.н.)	Главные стадии позднего вюрма (=вислы,валдай) - осташковского оледенения: бранденбургская, франкфуртская - бологовская, боровская (22 000 - 16 500 л.н.)									

Сибирь		Северная Америка		Европа		Океанические области				
Климатостратиграфические подразделения		Климат, оледенения				Уровень моря	Палеотемпературные зоны			
							по Эмилланди	по Эрикссону		
Каргинское межледниковье	Липовско-новоселовское потепление (30 000-22 000 л.н.)	Средний висконсин-интерстиадиал порт-толбот (Онтарио), сидни (Огайо), куадро (западный Вашингтон), межледниковые бул-лейк - пайндайл (Скалистые горы), кник-нептаун (Аляска), межледниковые аязорткок (с. Баффина Земля), 50 000 - 24 000 л.н.	Интерстиадиал фармдейл, плампойнт и их аналоги (29 000 - 22 000 л.н.)	Средний ворм ("висла, валдай), средний "пленгилциал" (Нидерланды, Бельгия), интерстиадиальный комплекс аптон-уоррен (Англия), интерстиадиал перлохольда (Финляндия), межледниковья молого-шексинское, караколасское, "Гражданский проспект" (50 000 - 24 000 л.н.)	Интерстиадиал паудорф, денекамп (Западная Европа) (30 000 - 27 000 л.н.); потепление дунаево (северо-запад СССР); брянский интервал (Русская равнина) (29 000-25 000 л.н.); минский оптимум?	Повышение до -15, -10 м. Воронцовская (Аляска), Фрипортская (Средиземное море) и другие трансгрессии, > 48 000 - 30 000 л.н. (C <sup>14</sup> , Pa, Th)	3	У		
	Коношельское похолодание (33 000-30 000 л.н.)		Ледниковые подвижки позднего виннебаго, карпон, рокки (яз. Мичиган), саутуолд (яз. Эри), медоуклифф (яз. Онтарио) (32 000 - 29 000 л.н.)		Похолодание брендон (Англия), средневалдайское похолодание (Северо-Запад СССР)					
	Малохетское потепление (оптимум) (43 000-33 000 л.н.)		Интерстиадиал порт-толбот 2 (48 000 - 32 000 л.н.); интерстиадиал плано-силт (48 000 - 33 000 л.н.)		Интерстиадиал хенгело (Нидерланды), тейм-уэллеи (Англия, оптимум, "Гражданский проспект" (Северо-Запад СССР) (48 000 - 33 000 л.н.). Рыбинский оптимум?					
	Раннее похолодание (около 45 000 л.н.)		Ледниковая подвижка дануич (яз. Эри)		Похолодание фледбери (Англия)					
	Раннее потепление (50 000-45 000 л.н.)		Интерстиадиал порт-толбот 1		Интерстиадиал аптон-уоррен (Англия), моерсхофд (Нидерланды), татишевский оптимум					
Зырянское оледенение (> 50 000 л.н.)	Ранний висконсин; оледенения бул-лейк, салмон-спринг, кник и др.	Ледниковые подвижки среднего виннебаго (язык Мичиган), поздний брандуилл (язык Эри), саллибрук (язык Онтарио)	Ранневормское ("вислинское, валдайское, калининское) оледенение	Интерстиадиал брёруп (59 000 - 55 000 л.н.)	Повышение до 5 м, Барбадос-1, 80 000 л.н. (Pa, Th)	Моастир-2	4 (Максимум 105 000 л.н.)	Х		
		Интерстиадиал сен-пьер (67 000 - ? л.н.)							Интерстиадиал амерсфорт (65 000 - 63 000 л.н.)	Повышение, Барбадос-2, 105 000 л.н. (Pa, Th)
		Ледниковые подвижки раннего виннебаго (язык Мичиган), рокки-форт, бенанкур (низменность Святого Лаврентия)							Регрессия до -100 м(?)	
Казанцевское межледниковье	Сангамонское межледниковье	Земское - микулинское межледниковье		Повышение до +15 м, Барбадос-3, Моастир-1, 130 000 - 120 000 л.н. (Pa, Th)	5					

Примечание. Возраст дан по C<sup>14</sup>, возраст по Pa, Th оговаривается.

листых горах и т.д. В Верхоянском хребте с ним условно сопоставляется ледниковая подвижка X.

Более поздние колебания климата в Сибири не зафиксированы достаточно определенно. Данные по другим территориям указывают на прохладный (в целом) климат последнего отрезка голоцена, который временами сменялся достаточно холодным (около 2500 и около 1000 л.н.). В горах эти похолодания вызвали ледниковые подвижки ("новооледенение"). Им же отвечают подвижки на о. Баффинова Земля.

Приведенные материалы по корреляции климатических изменений и ледниковых событий сведены табл. 17 и частично на рис. 102 (см. вкладку).

#### НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ХОРОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Межконтинентальная корреляция климатических и геологических событий позднего антропогена (табл. 17) показала, что все установленные в Сибири крупные и мелкие колебания климата в той или иной форме проявились и на других территориях в северном полушарии. Они же нашли отражение и в палеотемпературах поверхностных вод, эвстатических изменениях уровня Мирового океана, составе донных осадков и т.д. Вместе с тем приведенный материал показывает, что, несмотря на синхронность климатических изменений, характер этих изменений, механизм и реакция на них природы были весьма различны в зависимости от конкретной физико-географической обстановки того или иного региона.

Различный характер проявления одновременно происходивших изменений климата подтверждается теперь огромным фактическим материалом, в основе которого лежат радиометрические данные. Убедительные доказательства этого приводятся, в частности, Френцелем (Frenzel, 1967). Эти же вопросы рассматриваются в работе В.П.Гричука (1969), в которой предпринята интересная попытка количественно оценить некоторые параметры климата в голоцене. В результате этих исследований было установлено, например, что во время глобального потепления в середине голоцена величина отклонения среднеиюльских и среднеянварских палеотемператур (а следовательно, и их годовой амплитуды) от современных находится в определенной зависимости от географической широты, во всяком случае для северного полушария. Иными словами, термический градиент в пределах одного и того же отрезка времени может быть различен.

Примером подобных различий может служить развитие климата Северо-Американского континента в раннем голоцене. Так, исходя из истории развития растительности, было установлено, что наибольшее потепление на Аляске произошло между 10 000 и 8300 л.н., т.е. в самом начале голоцена, тогда как на других территориях оптимум потепления, или "альтитермал", падает, как и в Европе, на атлантический период. Именно в самом начале послеледниковья в беренгийской части Аляски произошли наиболее существенные изменения растительности и максимальное продвижение границы леса к северу. Во время похолодания (около 8300 л.н.) лес вновь сместился к югу, уступив место открытому тундровому ландшафту. При последующем потеплении произошли только некоторые изменения в составе растительности; тундра сохранилась там до наших дней. Эта особенность развития растительности связывается с изменением континентальности климата: быстрое повышение уровня моря во второй половине голоцена привело к снижению температур в летний вегетационный период и установлению морского климата в прибрежной части Аляски. Интересно отметить, что подобный "сдвиг" во времени термического оптимума отмечается по спорово-пыльцевым данным для Камчатки и Сахалина (данные Н.А.Хотянского).

Из приведенного примера особенно отчетливо видно, какое огромное значение на природные процессы оказывал второй важнейший компонент климата — увлажненность, тесно связанный с физико-географической обстановкой каждого

крупного региона, с особенностями атмосферной циркуляции и другими факторами. Именно этот компонент наряду с температурой и длительностью вегетационного периода определял динамику развития растительного покрова. Он же имел решающее значение для роста ледниковых покровов.

Существует и другая сторона этой проблемы, касающаяся уже самих путей регистрации и изучения климатов прошлого на основе в подавляющем большинстве случаев для этой цели используется палеоботанический метод. Вместе с тем изменения растительности могли происходить существенно различно – быстрее или медленнее, более резко или менее резко – в зависимости от конкретной палеогеографической обстановки, определяемой указанными выше хорологическими особенностями палеоклиматов. Большое значение имели скорость миграции отдельных элементов растительности, в частности тех из них, которые служат наиболее чуткими индикаторами изменения климата. Значительную роль играли и жизнестойкость, или инерция, конкурирующих видов, которые были вынуждены уступить место новым иммигрантам, а также – исходное положение холодолюбивых или теплолюбивых рефугий на рубеже климатических изменений и т.д. В некоторых районах смена климата приводила к незначительным, подчас трудноуловимым изменениям в составе растительности. При этом сами по себе эти изменения могли происходить неодновременно, поскольку для каждого вида существуют свои определенные критические условия, или свой "порог". Из всего сказанного можно сделать заключение, что начало фазы улучшения климата, регистрируемое по палеоботаническим данным, должно было проявляться быстрее в средних широтах, нежели в высоких. Наоборот, ухудшение климата быстрее сказывалось на растительности северных районов (Frenzel, 1967, стр. 69).

Таким образом, при одновременности каких-либо климатических рубежей реакция растительности могла не только запаздывать, но и проявиться в сильно затухавшей форме. Ярким примером может служить установленная асинхронность границ пыльцевых зон голоцена. Недооценкой указанных закономерностей можно, по всей вероятности, объяснить и высказывания некоторых исследователей о разновременности голоценового потепления в различных областях (Кац, 1959; Huesser, 1960).

С этими же или близкими причинами связана, по-видимому, различная степень выраженности двух указанных похолоданий в первой половине голоцена. Первый из них достаточно отчетливо выражен на пыльцевых диаграммах отложений Сибири и Европы, но почти не фиксируется для Северной Америки. Второй, напротив, повсеместно зарегистрирован в Северной Америке и приполярных районах Сибири и плохо улавливается в Европе. Намечается и некоторая разновременность реакции на них растительности. Так, в Западной Европе (ФРГ, Австрия) начало предбореального похолодания датируется в 10 100–10 000, а в Восточной Европе и Сибири – в 9800–9700 л.н. Показательно также, что наиболее четко оба похолодания фиксируются в перигляциальных областях Сибири вблизи границ растительных зон. В Северной Америке благоприятная область для их регистрации – Северная Канада – была в это время покрыта ледниковыми шитами.

Отсюда напрашивается вывод, что характер и направленность климатических изменений наиболее точно можно уловить в областях с устойчивым показателем континентальности климата и его постоянстве вплоть до современности.

Все эти соображения и намечающиеся закономерности можно, вероятно, перенести и на более древние и продолжительные изменения климата. Вполне вероятно, что с ними же связана и различная палеоклиматическая интерпретация среднего отрезка вюрма – висконсина: на одних территориях он трактуется как межледниковье, на других – как интерстадиал. При этом нельзя не отметить, что на территориях, для которых характерно постоянство повышенной континентальности или, наоборот, повышенной влажности (север Сибири и Канады), климат определенных отрезков среднего вюрма – висконсина интерпретируется по палинологическим данным как близкий или даже более теплый,

чем современный для данных широт (каргинское межледниковье, фаза айзортков на о. Баффина Земля). Наоборот, в приатлантической части Западной Европы или в области Великих озер он трактуется как весьма прохладный.

В этом отношении интересно указание Френцеля на то, что климат интерстиадных потеплений последней ледниковой эпохи в Европе существенно отличается от современного — он был значительно более сухим, с теплым летом и холодной зимой. Предполагается, что эти особенности распространяются и на некоторые территории Северной Америки (Frenzel, 1967, стр. 244). Все это еще раз указывает на огромное значение фактора влажности при палеогеографических реконструкциях и на некоторую неопределенность таких понятий, как "потепление" и "похолодание".

Приведенные соображения и некоторые несоответствия в палеоклиматической интерпретации отдельных отрезков позднего антропогена не противоречат основному выводу об одновременности самих рубежей изменений климата и естественно вытекающую отсюда одинаковую направленность его развития. Имеется в виду главный термический показатель климата, который и определил существование этих рубежей. Различие термического градиента и вытекающая отсюда разновременность проявления термического максимума не противоречат одинаправленности этих изменений в рамках отмеченных рубежей. Речь идет только о величине векторов, привязанных к этим критическим точкам.

#### К ВОПРОСУ О «СИХРОННОСТИ» И «МЕТАХРОННОСТИ» ОЛЕДЕНЕНИЙ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА

Разнохарактерность проявления палеоклиматических изменений в позднем антропогене особенно ярко выразилась в геологических процессах, вызванных этими изменениями, в первую очередь в ледниковых событиях. Примером может служить история позднеплейстоценовых оледенений Северной Америки. В висконсине ледниковый покров достигал там 40° с.ш., т.е. той широты, где на территории Евразии располагается Турция, Испания и Таджикская ССР. Около 8500 л.н., когда европейская часть континента была полностью освобождена от льда и на нем господствовал лесной ландшафт, огромные площади Северной Америки были еще покрыты ледниковыми шитами. Именно в это время в Канаде произошла крупная ледниковая подвижка стадии докрая и материковые ледники продвинулись до северного Онтарио, т.е. до 50° с.ш. (рис. 103). В Европе это похолодание выразилось только в образовании небольших долинных ледников в Альпийских горах.

Существенно, однако, то, что, несмотря на столь различные масштабы оледенений, продвижение ледяных масс на юг или, наоборот, их отступление и таяние происходили строго одновременно на обоих континентах. Отсюда вытекает неизбежный вывод об очень большой скорости распространения ледников в Северной Америке. Для области Великих озер во время максимума поздневисконсинского оледенения среднее значение ее оценивается в 52 м в год (Flint, 1955). В северном Огайо она достигала 115 м в год (Goldthwait, 1958).

Различие в масштабах позднечетвертичных оледенений на равнинах и в горных районах Сибири при их полной синхронности было показано на примере Верхоянских гор. Особенно показательно в этом отношении кратковременное внутрикаргинское похолодание между 33 000 и 30 000 л.н.; в Приверхожье оно вызвало значительную ледниковую подвижку (жиганская стадия), в то время как на севере Западной и Восточной Сибири отсутствуют какие-либо следы оледенений, относящихся к этой холодной фазе. Скорость движения ледников во время жиганской стадии, учитывая ее непродолжительность, также должна была быть очень велика и составлять около 100 м в год<sup>1</sup>. Этому же отрезку

<sup>1</sup>Исходными данными при ее оценке служит расстояние края ледника от ледораздела Верхоянских гор (около 200 км) и продолжительность жиганской стадии (не более 2000 лет).



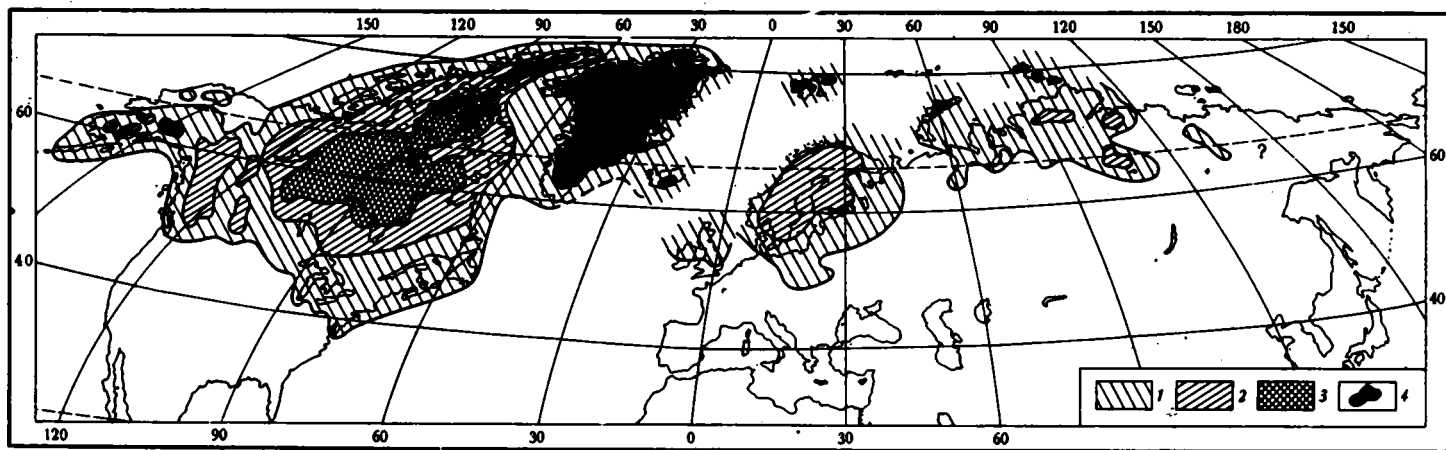


Рис. 103. Границы распространения ледниковых покровов

1 - 20-18 тыс. л.н.; 2 - 11-10,5 тыс. л.н.; 3 - 8,5-8 тыс. л.н.; 4 - современное оледенение (по материалам Флинта, 1963; Bryzon a.o., 1969; Prest, 1969; Woldstedt, 1960, 1968; Чеботаревой, Гричук и др., 1965; Архипова, 1960; Стрелкова, 1965, и др.)

времени в Северной Америке отвечают заметные подвижки ледников, зафиксированные на севере области Великих озер.

В чем же причина столь различной интенсивности проявления ледниковых процессов? Нет сомнения, что в основе их лежит опять же специфика климатической обстановки каждой из этих территорий. Различными могли быть многие показатели климата во время холодных эпох — количество годовых осадков, величина среднегодовых температур, соотношение летних и зимних температур и ряд других особенностей, учесть которые невозможно.

Очень интересный материал приводит Френцель при обсуждении этих вопросов. Сравнение среднегодовых температур в отдельных пунктах, расположенных на эквивалентных широтах Северной Америки и Европы, показало их существенное различие. На Северо-Американском континенте они намного ниже, при этом разница значительно превышает  $10^{\circ}\text{C}$  (Frenzel, 1967, табл. 23). Отмечается также большое количество годовых осадков на северо-востоке Канады, что при самом незначительном понижении летних температур уже сейчас может привести к развитию материкового оледенения в районах, расположенных на  $60-61^{\circ}$  с.ш. Ничего подобного невозможно себе представить в Европе и даже на территории севера Сибири, где господствует резко континентальный климат с высокими летними температурами и незначительным количеством годовых осадков. И это — несмотря на вечную мерзлоту и близость "полюса холода"! Естественно, можно предположить, что в той или иной степени указанные различия климатов обоих континентов существовали и в позднем плейстоцене.

Все сказанное выше еще раз подтверждает то очевидное положение, что, несмотря на синхронность колебаний климата и возможно их близкую амплитуду, природные процессы протекали существенно различно в зависимости от конкретной физико-географической обстановки каждого региона. В отношении ледниковых процессов эти различия выражаются в масштабе и скорости — иначе говоря, в динамике их проявления при одинаковой направленности в любой из отрезков позднего антропогена. В этом отношении понятие "метахронность" оледенений, которое включает не только разновременность проявления ледниковых процессов в пространстве и во времени, но и их разнонаправленность (Марков, Величко, 1967), не вполне обосновано<sup>1</sup>. Правильнее говорить о хронологической гетеродинамией ледниковых процессов, т.е. о различной интенсивности их проявления на отдельных территориях, — понятием, которое не только не исключает, но, наоборот, подчеркивает их синхронность и однонаправленность.

Таким образом, изотопная геохронология дает возможность не только проводить широкие корреляции, но и, что особенно важно, выявить особенности и отличия природных процессов, одновременно протекавших на отдельных разоб-  
щенных территориях. Выяснение причин этих отличий может пролить свет на многие важные проблемы четвертичной геологии, в первую очередь на природу крупных материковых оледенений антропогена.

<sup>1</sup> Термин "метахронность" неудачен и лингвистически, так как означает только отставание одного явления или действия от другого. Естественно, что в природе явления могут не только запаздывать, но и опережать друг друга, т.е. происходить гетерохронно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленная синхронность публей климатических колебаний, даже очень незначительных и кратковременных, для всего северного полушария (а если учесть данные по южному полушарию, которые здесь почти не рассматриваются, то и - в глобальном масштабе), несомненно, свидетельствует об астрономической или астрофизической природе изменений климата на Земле, в первую очередь ее теплообеспеченности. Вместе с тем истинная природа самих климатов и тем более причина связанных с ними оледенений, обусловленных чисто "земными" процессами, остаются невыясненными. Любые попытки их объяснить не выходят из рамок гипотез, несмотря на все усилия ученых приблизиться к их пониманию и даже известные успехи, достигнутые в этом направлении.

Все это относится и к гипотезе о связи климата с изменениями солнечной радиации, которая после длительного перерыва в несколько возрожденном виде вновь приобрела популярность и широко проникла в современную научную литературу (Вроескер, 1966; Зубаков, 1968; Вроескер, Ку, 1969; Kukla, 1969; и др.).

Постепенное накопление данных по "абсолютной" геохронологии позволяет теперь более объективно сравнивать последовательность астрономических и климатических явлений для позднего антропогена, чем это было возможно несколько десятилетий тому назад. Сходство кривых солнечной радиации с климатическими кривыми, опирающимися на информацию, полученную на континентах и в океанических областях, наводит на мысль о существовании причинной связи между этими явлениями. Однако механизм реакции климата на изменение солнечной радиации совершенно неясен. Тем более он непонятен в отношении ледниковых событий. Прямое отождествление кривых солнечной радиации с хронологией палероклиматов и оледенений неизбежно приводит к чисто умозрительным построениям.

Эта гипотеза и множество других гипотез, касающихся причин изменений климата в антропогене и сопутствующих им материковых оледенений, в лучшем случае могут пролить свет только на одну из сторон этой проблемы, но не объясняют всей сложности и многообразия протекавших на нашей планете процессов. Всестороннее изучение этих процессов с использованием всех новейших методов - накопление фактов и их критическое осмысливание - остается актуальной и насущной задачей современной науки о Земле.

## ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В., Равский Э.И. 1963. Новые данные о разрезах антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье). – Булл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28.
- Алексеев В.А., Кинд Н.В., Матвеева О.В., Троицкий С.Л. 1965. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. – Докл. АН СССР, т.160, № 5.
- Алексеев М.Н. 1961. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения Лены. – Труды ГИН АН СССР, вып.51.
- Арсланов Х.А. 1971. К вопросу о возрасте отложений Каракула в юго-западной Эстонии. – В кн. "Проблемы периодизации плейстоцена". Л.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Заряна Е.П., Краснов И.И., Новский В.А., Руднев Ю.П., Спиридонова Е.А. 1967. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. – Докл. АН СССР, т.172, № 1.
- Архипов С.А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. – Труды ГИН АН СССР, вып.30.
- Архипов С.А. 1964. Проблемы корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып.14.
- Архипов С.А. 1967. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологической историей. – В кн. "Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности". Новосибирск.
- Архипов С.А. 1968. Четвертичный период в Западной Сибири. Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Архипов С.А. 1969. Основные события позднеплейстоценового ледникового времени и их корреляция в Западной Сибири, Европе и Северной Америке. – В кн. "Проблемы четвертичной геологии Сибири". М., "Наука".
- Асеев А.А. 1960. Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек. – Изв.АН СССР, серия геогр., № 2.
- Ауслендер В.Г., Арсланов Х.А., Гаркуша В.И. 1970. К вопросу о стратиграфии и геохронологии позднеплейстоценовых отложений Кубено-Сухонской низины и прилегающих водоразделов. – В кн. "Периодизация и геохронология плейстоцена". Л.
- Баранова Ю.П., Биске С.Ф., Гончаров В.Ф., Кулькова И.А., Титков А.С. 1968. Кайнозой Северо-Востока СССР. М., "Наука".
- Баркова М.В. 1960. Палинологические спектры из торфяника каргинской террасы в районе пос. Малая Хета. – Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 20. Л., НИИГА.
- Баркова М.В. 1961. Палинологическая характеристика четвертичных отложений района Усть-Порта. – Труды НИИГА, т. 24.
- Белевич А.М. 1961. Дятловые водоросли четвертичных отложений района Усть-Порта. Труды НИИГА, т.124.
- Белов Н.А., Лапина Н.Н. 1961. Донные отложения Арктического бассейна. Л., "Морской транспорт".
- Белов Н.А., Лапина Н.Н. 1970. Колебания климата Арктики в свете анализа донных отложений. – В кн. "Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозойе". Л., Гидрометеоздат.
- Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И. 1971. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. – В кн. "Проблемы периодизации плейстоцена". Л.

- Васильев Ю.М. 1968. О ритмах трансгрессий в замкнутых и полузамкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей). - Изв.АН СССР, серия геол., № 2.
- Васильев Ю.М. 1969. О влиянии высотного положения базиса эрозии на формирование аллювия в плейстоцене (на примере Волги и некоторых других рек). - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Величко А.А., Девири А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Морозова Т.Д., Чичагова О.А. 1964. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лесах Русской равнины. - Докл. АН СССР, т.155, № 3.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. 1965. Лесс, погребенные почвы и криогенные феномены. - В кн. "Последний европейский ледниковый покров". М., "Наука".
- Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Знаменская О.М., Долуханов П.М. 1970. Новые радиоуглеродные датировки озерных осадков на северо-западе РСФСР и геохронологическая шкала последнего оледенения. - В кн. "Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер", т.2. Вильнюс.
- Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Гайгерова Л.А., Агранова Д.А., Гей В.П. 1970. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины. - В кн. "Периодизация и геохронология плейстоцена". Л.
- Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Резник В.С., Агранова Д.А., Гайгерова Л.А. 1971. Геохронология и периодизация плейстоцена северо-запада Русской равнины. - В кн. "Проблемы периодизации плейстоцена". Л.
- Виноградов А.П. 1964. Геохимия изотопов. (Речь на общем собрании АН СССР). - Вести. АН СССР, № 8.
- Виноградов А.П., Девири А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. 1969. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщ. 2. - Геохимия, № 8.
- Виноградов А.П., Девири А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. 1961. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$  при помощи пропорционального счетчика. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А.П., Девири А.Л., Маркова Н.Г., Хотинский Н.А. 1963. Определение границы поздне- и послеледникового времени по  $C^{14}$  и данным спорово-пыльцевого анализа. - Геохимия, № 3.
- Вознячук Л.Н., Арсланов Х.А. 1971. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии. - В кн. "Хронология ледникового века". Л.
- Волкова В.С. 1966. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука".
- Галабала Р.О. 1967. Об оледенении на правом берегу нижнего течения р.Лены. - Изв. вузов. Геология и разведка, № 12.
- Гейнц А.Е., Гарутт В.Е. 1964. Определение абсолютного возраста остатков мамонта и шерстистого носорога из вечной мерзлоты методом радиоактивного углерода ( $C^{14}$ ). - Докл. АН СССР, т.154, № 6.
- Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д., Коренева Е.В., Матвеева О.В. Скиба Л.А. 1968. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. - Труды ГИН АН СССР, вып.177.
- Голубева Л.В., Гитерман Р.Е., Коренева Е.В., Матвеева О.В. 1960. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. М., Изд-во АН СССР.
- Гопкинс Д.М. 1965. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. - В кн. "Антропогенный период в Арктике и Субарктике". М., "Наука".
- Горшков С.П. 1960. К изучению террас р.Енисея на участке от г. Красноярска до устья р.Кан. - В кн. "Материалы по геологии Красноярского края". М., Госгеолтехиздат.
- Горшков С.П. 1961. Геологический возраст и палеогеографическое обоснование формирования террас среднего течения Енисея. - Докл. АН СССР, т.137, № 5.
- Горшков С.П. 1962. К изучению перигляциальных явлений области среднего течения Енисея. - Вести. МГУ, геол., № 2.
- Горшков С.П. 1964а. О расшифровке палинологических данных при исследовании четвертичных отложений Сибири. - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Горшков С.П. 1964б. Стратиграфия плейстоцен-четвертичных отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири. - В кн. "Тезисы докладов Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Секция стратиграфии". Новосибирск.

- Горшков С.П. 1966а. О времени формирования верхнеплейстоценовых эрозивных врезов в низовье Енисея. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Горшков С.П. 1966б. О нижней границе верхнего плейстоцена в Приенисейской Сибири в свете корреляции плейстоценовых отложений ледниковой и межледниковой зон (в порядке постановки вопроса). - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Горшков С.П. 1966в. Отличие состава нормального и перигляциального аллювия (на примере плейстоценовых отложений Енисея). - Докл. АН СССР, т.168, № 3.
- Горшков С.П. 1966 г. О стратиграфии антропогенных отложений межледниковой зоны Приенисейской Сибири. - В кн. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука".
- Горшков С.П., Рыбакова Г.О. 1964. О составе и условиях формирования аллювия 38-метровой террасы Енисея (по данным исследования в районе с. Ермолаево). - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Гричук В.П. 1961. Ископаемая флора как палеонтологическая основа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений. - В кн. "Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины". М., Изд-во АН СССР.
- Гричук В.П. 1964. Сравнительное изучение межледниковой и межстедальной флоры Русской равнины. - In: Report of the VI International Congress on Quaternary, Warsaw, 1961, v. 2. Lodz.
- Гричук В.П. 1967. Проблемы истории флоры и растительности четвертичного периода на VII Конгрессе. - В кн. "VII Конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA)". М., "Наука".
- Гричук В.П. 1969. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. - В кн. "Голоцен". К VIII Конгрессу ИНКВА. М., "Наука".
- Громов В.И. 1932. Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора II. - Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т.1.
- Громов В.И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, геол. серия (№ 17).
- Гуделис В.К. 1961. Некоторые вопросы развития Балтийского моря и неотектоника голоцена. - В кн. "Вопросы голоцена". Вильнюс.
- Гудина В.П., Нуждина Н.А., Троицкий С.А. 1968. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности. - В кн. "Геология и геофизика", т.1. Новосибирск, "Наука".
- Даниловский И.В. 1955. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т.9.
- Дивы З. 1958. Палинология и климат. - В кн. "Изменение климата". М., ИЛ.
- Жузе А.П. 1962. Диатомовые водоросли в отложениях четвертичного возраста. - В кн. "Материалы по четвертичному периоду СССР", вып.3. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. 1965. Морские неоген(?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея. М., "Недра".
- Заклинская Е.Д. 1959. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений района находки таймырского мамонта. - В кн. "Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири". Изд-во МГУ.
- Заррина Е.П. 1970. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины. - В кн. "Периодизация и геохронология плейстоцена". Л.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. 1961. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып.4.
- Зубаков В.А. 1959. Геоморфологическое строение долины р.Енисея в среднем и нижнем течении. - Материалы ВСЕГЕИ, четвертич. геол. и геоморфол., вып.2.
- Зубаков В.А. 1961. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Приенисейской Сибири. - Материалы ВСЕГЕИ, т. 66.
- Зубаков В.А. 1963. Ледниковый век Сибири. - In: Report of the VI International Congress on Quaternary, Warsaw, 1961, vol. 3, Geomorphological section. Lodz.
- Зубаков В.А. 1965. Плейстоценовые отложения долины р.Енисея на участке Красноярск - устье Ангары. - В кн. "Четвертичный период и его история". М., "Наука".
- Зубаков В.А. 1967. Стратиграфия новейших отложений Западно-Сибирской низменности и принципы климатостратиграфической классификации. Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ.
- Зубаков В.А. 1968. Климатический ритм в 370 тыс. лет и его значение для геохронологии и стратиграфии плейстоцена и верхнего плиоцена. - В кн. "Проблемы геохимии и космологии". МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 6. М., "Наука".

- Иванова И.К. 1962. Вопросы геологии палеолита на VI Конгрессе в Польше. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т.37, вып.5.
- Иванова И.К. 1965. Стратиграфическое положение молодовских палеолитических стоянок на Средне-Днестре в свете общих вопросов стратиграфии и абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена Европы. - В кн. "Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы". М., "Наука".
- Иванова И.К. 1966. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Каплянская Ф.А. 1969. Мерзлотные явления в плейстоцене Тобольского Прииртышья и их стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ.
- Кац Н.Я. 1959. Волна тепла в позднем плейстоцене и развитие растительности. - Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
- Кац Н.Я., Кац С.В. 1946. История растительности болот Севера Сибири как показатель изменений послеледниковой ландшафта. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, т.37.
- Каяк К., Пуннинг Л.М., Раукас А. 1970. Новые данные о геологии разреза Караюла (юго-западная Эстония). - Изв. АН ЭССР, т.19, химия, геология, № 4.
- Кинд Н.В. 1962. Некоторые новые данные об абсолютной хронологии плейстоцена и возрасте верхнепалеолитических стоянок Европы. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 27.
- Кинд Н.В. 1963а. Абсолютная хронология последней ледниковой эпохи и возраст палеолита Европы. - В кн. "Абсолютная геохронология четвертичного периода". М., "Наука".
- Кинд Н.В. 1963б. Некоторые замечания о месте каргинского века в хронологической шкале верхнего плейстоцена. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28.
- Кинд Н.В. 1965. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода). - В кн. "Четвертичный период и его история". М., "Наука".
- Кинд Н.В. 1966. О подразделении юрмы - висконсиня. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Кинд Н.В. 1967. Врезы и осадконакопление в долине Енисея (абсолютная хронология событий по данным  $C^{14}$ ). - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 34.
- Кинд Н.В. 1969а. Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии). В кн. "Голоцен". К VIII Конгрессу ИНКВА. М., "Наука".
- Кинд Н.В. 1969б. Синхронизация геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. - В кн. "Основные проблемы геологии антропогена Северной Евразии". М., "Наука".
- Кинд Н.В., Крюков В.Д. 1968. О стратиграфическом положении вальковской свиты в Норильском районе по данным абсолютной хронологии. - В кн. "Материалы конференции по геологии Норильского района". Тезисы докладов. Норильск.
- Кинд Н.В., Никифорова К.В. 1967. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Запада Северной Америки (экскурсия в бассейне Верхней Миссисипи). - В кн. VII Конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA). М., "Наука".
- Кинд Н.В., Горшков С.П., Чернышова М.Б. 1969. О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых отложений севера Енисейского края. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 36.
- Кинд Н.В., Горшков С.П., Чернышова М.Б., Бурьянова О.П. 1972. К палеоклиматической характеристике позднекаргинского времени. - Докл. АН СССР, т.202, № 3.
- Кинд Н.В., Завельский Ф.С., Крюков В.Д., Сулержицкий Л.Д., Троицкий С.Л., Фролова В.С. 1969. Новые материалы по абсолютной хронологии верхнеплейстоценовых оледенений Сибири (по данным  $C^{14}$ ). - Докл. АН СССР, т.184, № 6.
- Кинд Н.В., Колпаков В.В., Сулержицкий Л.Д. 1971. О возрасте оледенений Верхоянья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д. 1970. Трансгрессии Арктического бассейна и история развития Приенисейского Севера в плейстоцене (абсолютная хронология событий по данным  $C^{14}$ ). - В кн. "Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое". Л., Гидрометеоиздат.
- Колпаков В.В. 1966. Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р.Лены. - Изв. вузов. Геология и разведка, № 5.
- Коржув С.С., Федорова Р.В. 1962. Чекурский мамонт и условия его обитания. - Докл. АН СССР, т.143, № 1.

- Крэг Б., Файлс Дж. 1965. Четвертичный период в арктических областях Канады. - В кн. "Антропогенный период в Арктике и Субарктике". М., "Недра".
- Лаврушин Ю.А. 1961. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. - Труды ГИН АН СССР, вып.47.
- Лаврушин Ю.А., Девири А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г. 1963. Новые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28.
- Лаухин С.А. 1966а. Первая датировка плейстоценовых отложений по  $C^{14}$  в Приангарье и ее значение для выяснения палеогеографии сарганского века. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Лаухин С.А. 1966б. Стратиграфия четвертичных отложений нижнего течения р.Ангара. - В кн. "Четвертичный период Сибири." М., "Наука".
- Лаухин С.А. 1967. Местонахождения фауны млекопитающих и палеогеография бассейна р.Чадобай (Северное Приангарье в конце плейстоцена). - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 33.
- Лаухин С.А., Алексеев В.А., Мильникова З.К., Чепалыга А.Л., Грачева О.Н., Левина А.И., Смирнов И.В. 1971. Находка унионид в верхнечетвертичных отложениях Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, т.186, № 1.
- Левковская Г.М. 1966. Новые палинологические данные по позднеледниковым и голоценовым отложениям северо-западной Сибири. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология." М., "Наука".
- Левковская Г.М. 1967. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири. Автореф. канд. дисс. ЛГУ.
- Левковская Г.М., Квинд Н.В., Завельский Ф.С., Форова В.С. 1970. Абсолютный возраст торфяников района г. Игарка и расчленение голоцена Западной Сибири. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. АН СССР, № 37.
- "Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы". 1969. К VIII Конгрессу INQUA, Париж. М.
- Махкаев Н.И. 1965. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
- Марков К.К., Величко А.А. 1967. Четвертичный период (ледниковый период - антропогенный период), т.3. М., "Недра".
- Марков К.К., Суетова И.А. 1965. Эвстатические колебания уровня океана. - В кн. "Основные проблемы изучения четвертичного периода". М., "Наука".
- Межвилк А.А. 1963. Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского плато. - Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып.1.
- Межвилк А.А. 1965. Развитие Норильского плато как мобильной зоны в плиоцене и четвертичном периоде. - Труды НИИГА, т.143.
- Москвитин А.И. 1937. К вопросу о способе и времени образования морских и речных террас при самостоятельных движениях суши и моря за четвертичный период. - Проблемы сов. геол., № 3.
- Москвитин А.И. 1946. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып.88.
- Москвитин А.И. 1960. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Москвитин А.И. 1966. Среднеевропейские "готтвейг" и "паудорф" и их место в стратиграфии верхнего плейстоцена Европейской части СССР. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Москвитин А.И. 1967. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып.156.
- Москвитин А.И. 1970. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. М., "Наука".
- Нейштадт М.И. 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР.
- Нейштадт М.И. 1965. Некоторые итоги изучения голоцена. - В кн. "Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода". М., "Наука".
- Нейштадт М.И. 1969. Введение. - В кн. "Голоцен". К VIII Конгрессу ИНКВА. М., "Наука".
- Никифорова К.В. 1969. Основные проблемы антропогена Северной Евразии. - В кн. "Основные проблемы геологии антропогена Евразии." М., "Наука".
- Орвику К.К., Пиррус Р.О. 1965. Межморенные отложения в Карукола (Эстонская ССР) - В кн. "Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии". Таллин.
- Папе Р. 1969. Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена Бельгии. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 36.



- Попов А.И. 1959. Таймырский мамонт и проблема сохранения остатков мамонтовой фауны в четвертичных отложениях Сибири. - В кн. "Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири". Изд-во МГУ.
- Портенко Л.А., Тихомиров Б.А., Попов А.И. 1951. Первые результаты раскопок таймырского мамонта и изучение условий его залегания. - Зоол. ж., т.30, вып.1.
- Пуннинг Я.М. 1969. Применение радиоуглеродного метода для изучения покровного оледенения в верхнем плейстоцене и эволюция древнебалтийских водоемов в среднем голоцене. Автореф. канд. дисс. Таллин.
- Пуннинг Я.М. 1971. Об абсолютном возрасте второго позднплейстоценового межледниковья на территории северо-западной части Русской равнины. - Изв. АН ЭССР, т.20, химия, геол., № 3.
- Пуннинг Я.М., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1967. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. - В кн. "Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР". Минск.
- Пьявченко Н.И. 1968. Отражение современного состава лесов в рецентах пыльцевых спектрах. - Ботан. ж., т.53, № 2.
- Пьявченко Н.И. 1971. К изучению палеогеографии севера Западной Сибири в голоцене. - В кн. "Палинология голоцена". К III Междунар. палинол. конф. в Новосибирске, М., "Наука".
- Равский Э.И. 1961. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири. - В кн. "Вопросы геологии антропогена". М., Изд-во АН СССР.
- Равский Э.И., Шейтлин С.М. 1964. Геологическая периодизация сибирского палеолита. - В кн. "Тезисы докладов на Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода. Секция стратиграфии". Новосибирск.
- Равский Э.И., Шейтлин С.М. 1965. Геология Енисейского палеолита. - В кн. "Стратиграфия и периодизация палеолита Центральной и Восточной Европы". К VII Конгрессу ИНКВА. М., "Наука".
- Раукас А.В., Серебрянный Л.Р., Пуннинг Я.М. 1968. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на северо-западе Русской равнины в позднем плейстоцене. - В кн. "Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения." Смоленск.
- Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1970. Периодизация истории развития оледенения на территории Восточно-Европейской равнины и сопредельных областей в верхнем плейстоцене. - В кн. "Периодизация и геохронология плейстоцена". Л.
- Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. 1971. Актуальные проблемы геохронологических исследований позднего плейстоцена Русской равнины. - В кн. "Проблемы периодизации плейстоцена". Л.
- Ричардс Г. 1967. Морские отложения и береговые линии плейстоцена в Северной и Южной Америке. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 33.
- Русанов Б.С. 1968. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М., "Наука".
- Сакс В.Н. 1945. Новые данные о геологическом строении бассейна р.Пясины. - Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып.16.
- Сакс В.Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. - Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та, т.201.
- Сакс В.Н. 1951а. Геологический очерк района г. Игарки. - Труды НИИГА, т.19.
- Сакс В.Н. 1951б. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. - Труды НИИГА, т.14.
- Сакс В.Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. - Труды НИИГА, т.77.
- Сакс В.Н. 1959. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири. - Труды НИИГА, т.102, вып.10.
- Сакс В.Н., Антонов К.В. 1945. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. - Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып.16.
- Серебрянный Л.Р. 1965. Радиоуглеродный метод и его применение для изучения палеогеографии четвертичного периода. М., "Наука".
- Сладков А.Н. 1967. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М., "Наука".
- Старик И.Е., Арсланов Х.А. 1961. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода. - Докл. АН СССР, т.138, № 2.
- Стрелков С.А. 1954. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. - Труды НИИГА, т.43.
- Стрелков С.А. 1965. Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука".
- Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Ю., Соколов В.Н., Егорова И.С., Полькин Я.И., Кирушина М.Т., Пуминов А.П., Яшина З.И. 1959. Четвертичные отложения Советской Арктики. - Труды НИИГА, т.81.

- Сукачев В.Н. 1962. К вопросу о интерпретации результатов спорово-пыльцевых анализов. - В кн. "К Первой международной палинологической конференции". М., Изд-во АН СССР.
- Тихомиров Б.А. 1950. К характеристике растительного покрова эпохи мамонта на Таймыре. - Ботан. ж., т.35, № 5.
- Троицкий С.Л. 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быррага. М., "Наука".
- Троицкий С.Л. 1967а. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. - Докл. АН СССР, т.174, № 6.
- Троицкий С.Л. 1967б. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения. - В кн. "Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности". Новосибирск.
- Урванцев Н.Н. 1957. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы. - В кн. "Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири". Л., Гостоптехиздат.
- Урванцев Н.Н., Троицкий С.Л., Ломаченков В.С., Семевский Д.В. 1968. Государственная геологическая карта СССР. Лист К-44, 45. Объяснительная записка. М., Гостеолиздат.
- Флинт Р.Ф. 1963. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ.
- Халфина Н.А. 1970. Каргинские диатомовые из опорного разреза в низовьях р.Енисея. - В кн. "Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое". Л. Гидрометеоиздат.
- Хотинский Н.А. 1964. Сопоставление схем зонального деления поздне- и послеледниковья с помощью синхронизирующих уровней. - Докл. АН СССР, т.156, № 1.
- Хотинский Н.А. 1969. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитт-Сернандера. - В кн. "Голоцен". К VIII Конгрессу ИНКВА. М., "Наука".
- Хотинский Н.А., Девирц А.Л., Маркова Н.Г. 1966. Некоторые черты палеогеографии и абсолютной хронологии позднеледникового времени центральных районов Русской равнины. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Цейтлин С.М. 1964а. Новые палеолитические местонахождения в долине р. Енисей. - Булл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 29.
- Цейтлин С.М. 1964б. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). М., "Наука".
- Цейтлин С.М. 1965. О расчленении последнего ледниковья Сибири. - В кн. "Четвертичный период и его история". М., "Наука".
- Цейтлин С.М. 1969. Верхнепалеолитическая стоянка Афонтова гора II - В кн. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ч.1. Новосибирск, "Наука".
- Чеботарева Н.С., Вигдорчик М.Е., Гричук В.П., Фаустова М.А. 1965. Стратиграфия отложений валдайского оледенения. - В кн. "Последний европейский ледниковый покров". М., "Наука".
- Чеботарева Н.С., Гричук В.П., Вигдорчик М.Е., Биске Г.С., Вайтекунас П.Л., Гуделис В.К., Девятова Э.И. 1965. Главные этапы деградации и краевой зоны. - В кн. "Последний европейский ледниковый покров". М., "Наука".
- Чердынцев В.В. 1969. Уран-234. М., Атомиздат.
- Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Сулержицкий Л.Д. 1964. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщ.1. - Геохимия, № 4.
- Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В., Форова В.С., Завельский Ф.С., Сулержицкий Л.Д. 1965. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщ. 2. - Геохимия, № 12.
- Чердынцев В.В., Завельский Ф.С., Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. 1969. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщ. 4. - Булл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 36.
- Чердынцев В.В., Кинд Н.В., Завельский Ф.С., Форова В.С., Чурикова И.В., Сулержицкий Л.Д. 1966. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Сообщ. 3. - В кн. "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". М., "Наука".
- Чердынцев В.В., Кислицина Г.И., Зверев В.Л., Шитов Ю.В. 1967. Абсолютная хронология кайнозойских отложений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1,2.
- Шанцер Е.В. 1967. Некоторые вопросы геологии антропогена центральной части Великих Равнин США и сопредельных районов. - В кн. "VII Конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA)". М., "Наука".
- Шевелева Н.С. 1963. Об абсолютном возрасте каргинских отложений (район Игарки) - Булл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 28.

- Шумилова Е.В. 1968. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского порта. - В кн. "Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири". М., "Наука".
- Яковлев С.А. 1968. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 17.
- Andrews J.T. 1966. Patterns of coastal uplift and deglaciation, West Baffin Island, N.W.T. - Geogr. Bull., v. 8 (2). Canada.
- Andrews J.T. 1967. Radiocarbon dates obtained through Geographical Branch field observations. - Geogr. Bull., v. 9(2).
- Antevs E. 1928. Quaternary marine terraces in non-glaciated regions. - Amer. J. Sci. (S), v. 17.
- Anundsen S., Simonsen A. 1967. Et Pre-Borealt brefframstöt på Hardangervidda og i området mellom bergensbanen og Jotunheim. - Acta Univ. Bergensis, Ser. math.-naturvid., N 7.
- Arrhenius G. 1952. Sediment cores from the East Pacific. Pt 1-4. (Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948, v. 5.) Göteborg.
- Averdieck F.R. 1963. Frühweichselinterstadial in Dithmarschen (Schleswig - Holstein). - Ber. Geobot. Inst. der ETH, Stiftung Rübel. Bd. 34.
- Averdieck F.R. 1967. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglacials und der Frühwurm Interstadiale von Odderøde. - Schleswig - Holstein - Fundamenta, Bd. 2.
- Behre K.-E. Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 17.
- Berglund B.E. 1966. Late Quaternary vegetation in Eastern Bickinge, South-eastern Sweden. A pollen-analytical study. - Opera bot., v. 12, N 1.
- Berglund B.E. 1971. Late glacial stratigraphy and chronology in South Sweden in the light of biostratigraphic studies on Mt Kullen, Scania. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., Bd. 93.
- Beug H.-J. 1964. Untersuchungen zur spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte im Gargenseegebiete unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten. - Flora, Bd. 154.
- Bishop W.W., Dickson J.H. 1970. Radiocarbon dates related to the Scottish Late-Glacial sea in the firth of Clyde. - Nature, v. 227, N 5257.
- Black R.F. 1962. Pleistocene chronology of Wisconsin (abstr.). - Geol. Soc. America, Spec. Paper, N 68.
- Black R.F. 1966. Valdres glaciation in Wisconsin and Upper Michigan - a Progress report. - Great Lakes Division, Univ. Michigan Publ., N 15.
- Black R.F. 1969. Glacial geology of Northern Kettle Moraine State Forest, Wisconsin. - Trans. Wisconsin Acad. Sci., Arts and Letters, v. 56.
- Borell R., Offenbergl J. 1955. Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergesforsen och Ragunda. - Sver. geol. undersök., Ser. Ca, N 31.
- Boulton G.S., Worsley P. 1965. Late Weichselian glaciation in the Cheshire - Shropshire Basin. - Nature, v. 207, N 4998.
- Brandtner F. 1956. Löss Stratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 7.
- Broecker W.H. 1963. A preliminary evaluation of uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates. - J. Geophys. Res., v. 68.
- Broecker W.S. 1965. Isotope geochemistry and the Pleistocene climatic record. - In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Broecker W.S. 1966. Absolute dating and the astronomical theory of glaciation. - Science, v. 151, N 3708.
- Broecker W.S., Ku T.K. 1969. Caribbean cores P-63-04-8 and P-63-04-9: new analysis of absolute chronology. Discussion of the paper: "Absolute dating of Caribbean cores P-63-04-8 and P-63-04-9" by E. Rona and C. Emiliani. - Science, v. 166.
- Broecker W.S., Thurber D.L. 1965. Uranium-Series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida Key limestones. - Science, v. 149.
- Broecker W.S., Turckian K.K., Heezen B.C. 1958. The relation of deep sea sedimentation rates to variations in climate. - Amer. J. Sci., v. 265.
- Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J., Ku T., Matthews R.K., Mesolella K.J. 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. - Science, v. 159.
- Brotzen T. 1961. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., bd 83, h. 2.
- Brown J.R. 1965. Radiocarbon dating, Barrow, Alaska. - Arctic, v. 18, N 1.
- Bryson R.A., Wendland W.M., Ives J.D., Andrews J.T. 1969. Radiocarbon isochrones on the disintegration of the Laurentide ice sheet. - Arctic and Alpine Res., v. 1, N 1.
- Chamberlin T.C. 1878. On the extent and significance of the Wisconsin Kettle Moraine. - Trans. Wisconsin Acad. Sci., Arts and Letters, v. 4.

- Chamberlin T.C. 1894. Glacial phenomena of North America. — In: Ceike J. The Great ice age and its relation to the antiquity of man. 3rd ed. London, Stanford.
- Chamberlin T.C. 1895. The classification of American glacial deposits. — *J. Geol.*, v. 3.
- Colinvaux P.A. 1964a. The environment of the Bering Land Bridge: *Ecol. Monogr.*, v. 34.
- Colinvaux P.A. 1964b. Origin of ice ages: Pollen evidence from Arctic Alaska. — *Science*, v. 145.
- Colinvaux P.A. 1965. Pollen from Alaska and the origin of ice ages. — *Science*, v. 147.
- Colinvaux P.A. 1967a. Bering Land Bridge: Evidence of spruce in Late Wisconsin time. — *Science*, v. 156.
- Colinvaux P.A. 1967b. Quaternary vegetational history of Arctic Alaska. — In: *The Bering Land Bridge*. D.M. Hopkins, (Ed.) Stanford.
- Coope G.R. 1967. The value of Quaternary insect faunas in the interpretation of ancient ecology and climate. — In: "Quaternary paleoecology". *Proc. VII INQUA Congr.* v. 7. New Haven.
- Coope G.R. 1968a. An insect fauna from Mid-Weichselian deposits at Brandon, Warwickshire. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London, B*, v. 254.
- Coope G.R. 1968b. Coleoptera from the "Arctic Bed" at Barnwell Station, Cambridge. — *Geol. Mag.*, v. 105, N 5.
- Coope G.R. 1969. The contribution that the Coleoptera of Glacial Britain could have made to the subsequent colonization of Scandinavia. — *Opuscula entomol.*, v. 34.
- Coope G.R., Sands C.H.S. 1966. Insect faunas of the last glaciation from the Tame Valley, Warwickshire. — *Proc. Roy. Soc. London, B*, v. 165.
- Coope G.R., Shotton F.W., Strachen I., 1961. A Late Pleistocene fauna and flora from Upton Warren, Worcestershire. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London, B*, v. 244.
- Cotton Ch. 1963. The question of High-Pleistocene shorelines. — *Trans. Roy. Soc. N. Z. (Geol.)*, v. 2.
- Crandell D.R. 1965. The glacial history of Western Washington and Oregon. — In: *The Quaternary of the United States*. Princeton.
- Creager J.S., Mc Manus D.A. 1967. Geology of the floor of Bering and Chukchi Seas — American studies. — In: *The Bering Land Bridge*. D.M. Hopkins, (Ed.) Stanford.
- Curray J.R. 1960. Sediments and history of Holocene transgression; continental shelf, North-west Gulf of Mexico. — In: *Recent sediments, North-west Gulf of Mexico*. Tulsa.
- Curray J.R. 1961. Late Quaternary sea-level; a discussion. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 72, N 11.
- Curray J.R. 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States. — In: *The Quaternary of the United States*. Princeton.
- Cushing E.J. 1965. Problems in the Quaternary phytogeography of the Great Lakes region. — In: *The Quaternary of the United States*. Princeton.
- Daly R.A. 1934. *The changing world of the ice age*. New Haven.
- Dansgaard Q., Tauber H. 1969. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean. — *Science*, v. 166.
- Davis M.B. 1965. Phytogeography and palynology of north-eastern United States. — In: "The Quaternary of the United States". Princeton.
- Detterman R.L. 1970. Early Holocene warm interval in Northern Alaska. — *Arctic*, v. 231, N 2.
- Donn W.R., Farrand W.R., Ewing H. 1962. Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. — *J. Geol.*, v. 70.
- Douglas L.A., Tedrow J.C.F. 1960. Tundra soils of Arctic Alaska. — In: 7-th Internat. Congr. Soil Sci., v. 4.
- Dreimanis A. 1957. Stratigraphy of the Wisconsin glacial stage along the north-western shore of the Lake Erie. — *Science*, v. 166.
- Dreimanis A. 1958. Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of Lake Erie, Ontario. — *Ohio J. Sci.*, v. 58, N 65.
- Dreimanis A. 1960. The Early Wisconsin in the eastern Great Lakes Region, North America. — *Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Huttenwesen u. Montangeol.*, N 1.
- Dreimanis A. 1963. New test drilling in Lower Wisconsin deposits at Port Talbot, Ontario. — *Geol. Soc. America. Spec. Paper*, N 76, 51.
- Dreimanis A. 1966. The Susaca-Interstadial and the Subdivision of the Late glacial. Discussion. — *Geol. en mijnbouw*, bd 45, N 12.
- Dreimanis A. 1969. The last Ice-Age in the eastern Great Lakes region, North America. — In: *INQUA VIII Congr. Resumes des Communications*. Paris.
- Dreimanis A. 1970a. Last Ice-Age deposits in the Port Stanley map-area, Ontario. — *Rept Activities, Geol. Surv. Canada, Pt A, Paper* N 71-1.
- Dreimanis A. 1970 b. Recession of the Laurentide ice sheet and the significance of the Two Creeks interstadial. — *Discussion AMQUA. Abstracts. First meeting*. Bozeman, Montana State Univ.

- Dreimanis A. 1970b. Stratigraphy and correlation of Late Quaternary. Discussion. – AMQUA, Abstracts, First meeting. Bozeman, Montana State Univ.
- Dreimanis A. 1970r. Wisconsin glaciation in the Huron, Erie and Ontario lobal areas. – In: Abstracts with Programms. Geol. Soc. America. 1970. Annual meeting, v. 2, N 7. Wilwaukee.
- Dreimanis A. 1971. Wisconsin stratigraphy north shore of Lake Erie, Ontario. – Geol. Surv. Canada. Pt A, Paper N 71–1.
- Dreimanis A., Terasmae J., McKenzie G.D. 1966. The Port–Talbot interstade of the Wisconsin Glaciation. – Canad. J. Earth Sci., v. 3.
- Dreimanis A., Vogel J.C. 1965. Reevaluation of the length of the Port Talbot Interstade in the Lake Erie region, Canada. – In: Radiocarbon and Tritium dating. Proc. 6–th Internat. C<sup>14</sup> and Tritium Dating Conf.
- Dyck W., Fyles J.G. 1964. Geological Survey of Canada radiocarbon dates. – Radiocarbon, v. 4.
- Emery K.O., Garrison L.E. 1967. Sea level 7000 to 20,000 years ago. – Science, v. 157.
- Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. – J. Geol., v. 65.
- Emiliani C. 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P–6304–8 and P–6304–9 and a generalized temperature curve for the past 435,000 years. – J. Geol., v. 74.
- Emiliani C. 1968. The Pleistocene Epoch and the evolution of Man. – In: Current Anthropology, v. 9, Chicago.
- Ericson D.B., Ewing M., Wollin G., Heezen B.C. 1961. Atlantic deep–sea sediment cores. – Bull. Geol. Soc. America, v. 72.
- Ericson D.B., Ewing M., Wollin G. 1964. The Pleistocene epoch in deep–sea sediments. – Science, v. 146, N 723.
- Ericson D.B., Wollin G. 1956. Correlation of six cores from the Equatorial Atlantic and the Caribbean. – Deep–Sea Res., v. 3, N 2.
- Fairbridge R.W. 1961. Eustatic changes in sea level. – Phys. – Chem. Earth, v. 4.
- Falconer G., Andrews J.T., Jves J.D. 1965. Late–Wisconsin end moraines in Northern Canada. – Science, v. 147, N 3658.
- Falconer G., Ives J.D., Løken O.H., Andrews J.T. 1965. Major end moraines in eastern and central Arctic Canada. – Geogr. Bull., v. 7(2).
- Felgenhauer F. 1959. Das Paleolithicum von Willendorf in der Wahau, Niederösterreich. – Forsch. und Fortschr., Bd. 33.
- Felgenhauer F., Fink J., Vries H. de. 1959. Studien zur absolute und relative Chronologie der fossilen Böden in Österreich 1. Oberfellabrunn. – Archaeol. austriaca, Bd. 25.
- Fergusson C.W. 1970. Dendrochronology of bristlecone pine, *Pinus aristata*. Establishment of a 7484–year chronology in the White Mountains of eastern–central California, USA. – In: Radiocarbon variations and absolute chronology, Ing. Olsson (Ed.). Stockholm.
- Firbas F. 1949. Spät– und Nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen, Bd. 1. Jena.
- Firbas F., Müller H., Münnich K.O. 1955. Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen "Bölling" – Klimaschwankung. Naturwissenschaften, Bd. 42, N 18.
- Flint R.F. 1955. Rates of advance and retreat of the margin of the Late–Wisconsin ice sheet. – Amer. J. Sci., v. 253.
- Flint R.F. 1957. Glacial and Pleistocene geology. N.Y.
- Flint R.E. 1961. Two tills in Southern Connecticut. – Bull. Geol. Soc. America, v. 72.
- Flint R.F. 1963. Status of the Pleistocene Wisconsin stage in Central North America. – Science, v. 139.
- Flint R.F. 1965. Introduction: Historical perspectives. – In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Flint R.F., Brandtner F. 1961. Climatic changes since the last interglacial. – Amer. J. Sci., v. 259, N 5.
- Flint R.F., Rubin M. 1955. Radiocarbon dates of pre–Mankato events in Eastern and Central North America. – Science, v. 121, N 3149.
- Forsyth J.L. 1961. Pleistocene geology. – U.S. Geol. Surv. Bull., v. 59.
- Forsyth J.L. 1965. Age of the buried soil in the Sidney, Ohio area. – Amer. J. Sci., v. 263, 571.
- Frenzel B. 1964. Zur Pollenanalyse von Lössen. – Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 15.
- Frenzel B. 1967. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig, Friedr. Vieweg und Sohn.
- Fritz A. 1969. Folgerungen zur Klima– und Vegetationsgeschichte Kärntens aus neuen C<sup>14</sup>–Untersuchungen. – Carinthia, Bd 11.
- Fromm E. 1970. An estimation of errors in the Swedish varve chronology. – In: Radiocarbon variations and absolute chronology. Ing. Olsson (Ed.). Stockholm.
- Frye J.C. 1968. Development of Pleistocene stratigraphy in Illinois. – In: The Quaternary of Illinois. Univ. Illinois College Agric. Spec. Publ., v. 14. Urbana.

- Frye J.C., Glass H.D., Kempton J.P., Willman H.B. 1968. Glacial tills of North-Western Illinois. — Illinois State Geol. Surv. Circ., N 437.
- Frye J.C., Glass H.D., Willman H.B. 1969. Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsin loesses of Illinois. — Illinois State Surv. Circ., N 334.
- Frye J.C., Willman H.B. 1960. Classification of the Wisconsin Stage in the Lake Michigan glacial globe. — Illinois State Geol. Surv. Circ., N 285.
- Frye J.C., Willman H.B. 1963. Development of Wisconsinan classification in Illinois related to radiocarbon chronology. — Bull. Geol. Soc. America, v. 74.
- Frye J.C., Willman H.B., Black R.F. 1965. Outline of glacial geology of Illinois and Wisconsin. — In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Frye J.C., Willman H.B., Glass H.D. 1968. Correlation of Midwestern loesses with the glacial succession. — In: Loess and related Eolian deposits of the World. — Proc. VII Congr. INQUA, v. 12. Lincoln, Nebraska.
- Frye J.C., Willman H.B., Rubin M., Black R.F. 1968. Definition of Wisconsin Stage. — U.S. Geol. Surv. Bull., N 1274-E.
- Fulton R.Y. 1971. Radiocarbon geochronology of Southern British Columbia. — Publ. Geol. Surv. Canada, N 37.
- Fyles J.G. 1963. Surficial geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia. — Canad. Dept Mines Techn. Surv. Mem., N 318.
- Codwin H. 1966. Introductory addresses. — In: World climate from 8000 to O.B.C. London, Roy. Meteorol. Soc.
- Godwin H., Suggate R.P., Willis E.H. 1958. Radiocarbon dating of the eustatic rise of ocean-level. — Nature, v. 181.
- Coldberg E.D. 1965. An observation of marine sedimentation rates during the Pleistocene. — Limnology and Oceanography, v. 10, Suppl. R 125 — R 128.
- Goldthwait R.P. 1958. Wisconsin age forests in Western Ohio. 1. Age and glacial events. — Ohio J. Sci., v. 58.
- Goldthwait R.P., Dreimanis A., Forsyth Y.L., Karrow P.F., White C.W. 1965. Pleistocene deposits of the Erie lake. — In: The Quaternary of the United States. Princeton Univ. Press.
- Götzinger G. 1936. Das Quartär im österreichischen Alpen. — In: 3-d Internat. Quart. Congress. Verhandl. Wien.
- Gross H. 1958. Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup> — Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäne in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 9.
- Gross H. 1960. Die Lösung des Problems der Gliederung und Chronologie der letzten Eiszeit in Mitteleuropa. — Forsch. und Fortschr., Bd 34, N 10.
- Gross H. 1964. Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd 5.
- Hackett J.E. 1960. Ground-water geology of Winnebago Country. — Illinois State Geol. Surv. Rept, N 213.
- Hageman B.P. The western part of the Netherlands during the Holocene. — Geol. en mijnbouw, bd 48, N 4.
- Håkansson S. 1971. Absolute chronology of the Late-Quaternary for Southern Sweden — a brief review. — Geol. fören i Stokholm förhandl., bd 93, N3.
- Hammen van der T., Vogel J.C. 1966. The Susace — Interstadial and the subdivision of the Late-Glacial. — Geol. en mijnbouw, N 2.
- Hammen van der T., Maarieveld G.C., Vogel J.C., Zagwijn W.H. 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. — Geol. en mijnbouw, bd 46, N 3.
- Hefsten U. 1970. A subdivision of the Late Pleistocene period on a synchronous basis intended for global and universal usage. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 7.
- Heusser C.J. 1960. Late-Pleistocene environments of North Pacific North America. N.Y.
- Heusser C.J. 1965. A Pleistocene phytogeographical sketch of the Pacific Northwest and Alaska. — In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Heusser C.J. 1966. Polar hemispheric correlation: palynological evidence from Chile and the Pacific north-west of America. In: World Climate from 8000 to O B.C. London, Roy Meteorol. Soc.
- Hopkins D.M. 1959. Some characteristics of the climate in forest and tundra region in Alaska. — Arctic, v. 12.
- Hopkins D.M. 1967a. The Cenozoic history of Beringia — A synthesis. — In: The Bering Land Bridge. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford.
- Hopkins D.M. 1967b. Quaternary marine transgressions in Alaska. In: The Bering Land Bridge. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford.

- Hopkins D.M. 1971. Paleoclimatic speculations suggested by new data of the location of the spruce refugium in Alaska during the last glaciation. — In: Annual Quaternary Association 1st Meeting. Abstracts. Bozeman, Montana.
- Hopkins D.M., McNeil F.S., Leopold E.B. 1960. The coastal plane at Nome, Alaska — a Late Cenozoic type section for the Bering Strait region. — In: Chronology and climatology of the Quaternary. Proc. 21-st Internat. Geol. Congr., Copenhagen, pt 1.
- Hopkins D.M., McNeil F.S., Mirklin R.L., Petrov O.M. 1965. Quaternary correlations across Bering Strait. — Science, v. 147.
- Hörnsten A. 1964. Ängermanlands Kustland under isavsmälthingsskedet. — Geol. fören. i Stockholm förhände., v. 86.
- Hoyt J., Weimer R., Henry V. 1965. Age of the Late Pleistocene shoreline deposits, coastal Georgia. — In: INQUA, VII Internat. Congr. Abstracts. Boulder.
- Hughes O.L. 1956. Surficial geology of Smooth Rock, Cochrane district, Ontario (preliminary report and map). — Canada Geol. Surv., Paper N 55—41.
- Hyytä E. 1963. On the Late-Quaternary history of the Baltic Sea. — Fennia, v. 89, N 1.
- Huzita J., Maeda Y. 1971. Itami terrace with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. — J. Geosci. Osaka City Univ., v. 14, Art. 3.
- Ikebe N. 1969. A synoptical table on the Quaternary stratigraphy of Japan. — J. Geosci., v. 12.
- Ives J.D., Andrews J.T., Falconer G. 1965. Chronologie glaciaire du Pleistocene supérieur de l'île Baffin, Canada. — In: INQUA, VII Internat. Congr. Abstracts. Boulder.
- Järnefors B. 1963. Lervarskronologien och isrecessionen i Östra Mellansverige (English summary). — Sver. geol. undersökn., Ser. C, N 596.
- John B.S. 1967. Further evidence for a Middle Würm interstadial and a Main Würm glaciation of South-West Wales. — Geol. Mag., v. 104, N 6.
- John B.S., Ellis-Gruffydd I.D. 1970. Weichselian stratigraphy and radiocarbon dating in South Wales. — Geol. en mijnbouw, bd 49, N 4.
- José A.P. 1967. Diatom flora and the history of Okhotsk and Bering seas. — In: The Bering Land Bridge D.M.Hopkins (Ed.). Stanford.
- Karlstrom T.N.V. 1961. The glacial history of Alaska; its bearing on palaeoclimatic theory. — Ann. N.Y. Acad. Sci., v. 95.
- Karlstrom T.N.V. 1964. Quaternary geology of the Kenai Lowland and glacial history of the Cook Inlet region, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 443.
- Karlstrom T.N.V. 1965. The time scale of the Ice Age. A current Quaternary problem. Washington.
- Karlstrom T.N.V. 1968. An interpretation of the time stratigraphy of the North American Mid-continental Glacial record. — Proc. 1968 Annual Meeting Geol. Soc. America, Mexico City, Mexico.
- Karlstrom T.N.V. 1970. Glacial classification of Post Sangamon time. — A Review. In: Annual Quaternary Association. 1 Meeting. Abstracts. Bozeman, Montana.
- Karlstrom T.N.V., Ray L.L. 1968. Suggested Quaternary classification and time boundaries of major Post-Sangamon events derived from dated North American midcontinental deposits. Proc. 1968 Annual Meeting Geol. Soc. America, Mexico City, Mexico.
- Karrow P.F. 1962. Preliminary report on the Pleistocene geology of the Scarborough area, Ontario. — Rept Ontario Dept Mines, Geol., v. 7.
- Karrow P.F. 1963. Pleistocene geology of the Hamilton — Galt area. — Rept Ontario Dept Mines, Geol., v. 16.
- Kaye C.A. 1961. Pleistocene stratigraphy of Boston, Massachusetts. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 424—B.
- Kelly M.R. 1968. Floras of Middle and Upper Pleistocene age from Brandon, Warwickshire. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, B, v. 254.
- Kempton J.P. 1963. Subsurface stratigraphy of the Pleistocene deposits of central northern Illinois. — Illinois State Geol. Surv. Circ., N 356.
- Kempton J.P. 1965. Supplement of INQUA conference C: Upper Mississippi Valley. — Illinois State Geol. Surv. Repr., ser. 1966—B.
- Kempton J.P. 1966. Radiocarbon dates from Altonian and Twocreekan deposits at Sycamore, Illinois. — Trans. Illinois Acad. Sci., v. 59.
- Kempton J.P., Hackett H.E. 1964. Radiocarbon dates from the pre-Woodfordian Wisconsinan of Northern Illinois (abstz.). Geol. Cos. America, Spec. Paper, N 76.
- Kempton J.P., Hackett J.E. 1968a. The Late-Altonian (Wisconsinian) glacial sequence in Northern Illinois. — In: Means of correlation of Quaternary succession, v 8 (Proc. VII Congress INQUA), Utah.
- Kempton J.P., Hackett J.E. 1968b. Stratigraphy of the Woodfordian and Altonian drifts of central Northern Illinois. — In: The Quaternary of Illinois. (Univ. Illinois College Agric. Spec. Publ., v. 14) Urbana.

- Kind N.V. 1967. Radiocarbon chronology in Siberia. – In: *The Bering Land Bridge*. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford.
- Klima B., Kukla J., Lozek V., Vries H. de. 1962. Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des Paläolithischen Restplatzes in der Ziegeler von Dolni Vestonice. – In: *Anthropozoikum*, N 11, Praha.
- Königsson L.-K. 1868a. The Ancyclus transgression in the skede Mose area, Öland. – *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, v. 90.
- Königsson L.-K. 1968b. The Holocene history of the Great Alvar of Öland. – *Acta phytogeogr. suecica*, v. 55.
- Korpela K. 1969. Die Weichsels Eiszeit und ihr Unterstadial in Perapohjola (Nordliches Nordfinland) im Licht von submoränen Sedimenten. – *Ann. Acad. scient. Fennicae, ser. III, geol.-geogr.*, v. 99.
- Kukla J. 1969. The cause of the Holocene climate change. – *Geol. en mijnbouw*, vd 48, N 3.
- Lalou C., Nguen H. van, Faure H., Moreira L. 1970. Datation par la methode uranium-thorium de hauts niveaux de coraux de la depression de l'Afar (Ethiopie). – *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.*, Paris, v. 12, N 1.
- Leighton M.M. 1931. The Periorian loess and the dassification of the glacial drift sheets of the Mississippi Valley. – *J. Geol.*, v. 39, N 1.
- Leighton M.M. 1933. The naming of the subdivisions of the Wisconsin glacial age. – *Science*, v. 77, N 1989.
- Leighton M.M. 1957. The Cary – Mankato – Valdres problem. – *J. Geol.*, v. 65.
- Leighton M.M. 1960. The classification of the Wisconsin glacial stage of north Central United States. – *Geol.*, v. 68.
- Leighton M.M. 1966. Review of papers on continental glaciation, INQUA volume on the Quaternary. – *J. Geol.*, v. 58.
- Leighton M.M., Willman H.B. 1950. Loess formations of the Mississippi Valley. – *J. Geol.*, v. 58, N 6.
- Lemke R.W., Laird W.M., Tipton M.J., Lindvall K.M. 1965. Quaternary geology of northern Great Plains. – In: "The Quaternary of the United States". Princeton Uni. Press.
- Leroi-Gourhan Arl. 1960. Flores et climats et paléolithique récent. – *Compt. rend. Congr. Préhist. France, Monaco*, 1959.
- Leroi-Gourhan Arl. 1968. Dénominations des oscillations Würmiennes. – *Bull. Assoc. franç. étude Quaternaire*, N 4
- Leroi-Gourhan Arl., Leroi-Gourhan And. 1964. Chronologie des grottes d'Arcy sur Cure (Yvonne). *Gallia Préhistoire (Fouille et monument archeologiques en France métropolitaine)*, v. 7.
- Leverett F. 1899. The Illinois glacial globe. – *U.S. Geol. Surv. Monoges*, v. 38.
- Liestøl O. 1962. Et senglacialt brefframstöt ved Hardangerjokuln. *Norsk Polarinst. Årsbok Livingstone* D.A. 1955. Some pollen profiles from Arctic Alaska. – *Ecology*, v. 36.
- Livingstone D.A. 1957. Pollen analysis of a valley fill near Umiat, Alaska. – *Amer. J. Sci.*, v. 255.
- Löken O.H., Andrews J.T. 1966. Glaciology and chronology of fluctuation of the ice margin of the south end of the Barnes Ice Cap, Baffin Island. N.W.T. – *Geogr. Bull.*, v. 8 (4), Canada.
- Lozek V. 1964. Die Umwelt der urgeschichtlichen Gesellschaft. nach neuen Ergebnissen der Quartärgeologie in Tschechoslowakei. – *Jahresschr. mitteldeutsch. Vorgeschichte*, N 48.
- Lozek V. 1965. Das Problem der Lössbildung und die Lössmollusken. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 16.
- Lundqvist G. 1962. Geological Radiocarbon dating from the Stockholm Station. – *Sver. geol. undersökn. Årsbok, Ser. C*, N 589.
- Lundqvist J. 1967. Submoräna sediment i Jämtlands län. – *Sver. geol. undersökn. Årsbok, Ser. C*, N 618.
- Maeda Y. 1970. Palynological study of the latest Pleistocene marine clay in the Itami area, Kinki, Japan. – *Geosci. Osaka City Univ.*, v. 13, Art. 5.
- McCulloch D.S. 1967. Quaternary geology of the Alaskan Shore of Chukchi Sea. – In: *The Bering Land Bridge*. D.M. Hopkins (Ed.). Stanford.
- McCulloch D.S., Hopkins D.M. 1966. Evidence for an early recent warm interval in North-western Alaska. – *Bull. Geol. Soc. America*, 77.
- Menendes A.J., Florschütz F. 1961. Contribucion al cononcimiento de la historia de la vegetacion en Espana durante el Cuaternario. – *Estud. geol.*, v. 17.
- Merrill A.S., Emery K.O., Rubin M. 1965. Ancient Oyster shells of the Atlantic continental shelf. – *Science*, v. 147.
- Mesolella K.J., Matthews R.K., Broecker W.S., Thurber D.L. 1969. The astronomical theory of climatic change: Barbados data. – *J. Geol.*, v. 77.



- Miller R.D., Dobrovolsky E. 1959. Surficial geology of Anchorage and vicinity, Alaska. – Bull. U.S. Geol. Surv., N 1093.
- Milliman J.D., Emery K.O. 1968. Sea levels during the past 35.000 years. – Science, v. 162, N 1121.
- Morgan A. 1969. A Pleistocene fauna and flora from Great Billing Northamptonshire, England. – Opuscula entomol., v. 34.
- Morrison R.B. 1969. The Pleistocene–Holocene boundary: an evaluation on the various criteria used for determination it on a provincial basis, and suggestions of establishing it world-wide. – Geol. en mijnbouw, bd 49, N 4.
- Movius H.L. 1960. Radiocarbon dates and Upper Paleolithic archeology. – Current Anthropol., v. 1.
- Mörner N.A. 1969a. Eustatic and climatic changes during last 15.000 years. – Geol. en mijnbouw, bd 48, N 4.
- Mörner N.A. 1969b. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and Swedish West Coast. – Sver. geol. undersökn., C, v. 640.
- Mörner N.A. 1970. The Erie Interstadial: type section, lake level, ice recession and correlation. – Abstract. Geol. Soc. America Annual Meeting, Wisconsin, v. 2, N 7.
- Mörner N.A. 1971. The Holocene eustate sea level problem. – Geol. en mijnbouw, bd 50, N 5.
- Müller H. 1953. Zur spät- und nachzeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. – Nova acta Leopold., N.F., v. 16.
- Müller-Beck H. 1967. Migrations of hunters on the Land Bridge in the Upper Pleistocene. – In: The Bering Land Bridge. D. M. Hopkins. (Ed.). Stanford.
- Narr K.J. 1959. C<sup>14</sup> Dsten und die Gliederung des Jungpleistozäns. – Forsch. und Fortschr. Bd. 33.
- Nichols H. 1967a. Central Canadian palynology and its relevance to North–Eastern Europe in the Late Quaternary period. – Rev. Paleobot., Palynol., v. 2.
- Nichols H. 1967b. Pollen diagrams from sub–Arctic Central Canada. – Science, v. 155, N 3770.
- Nichols H. 1967c. The Post–glacial history of vegetation and climate at Ennadai Lake, Kewatin, and Lynn Lake, Manitoba. – Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 18.
- Nichols H. 1968. Chronology of peat growth in Canada. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 6.
- Nichols H. 1969. The Late Quaternary history of vegetation and climate at Porcupine Mountain and Cleanwater bog, Manitoba. – Arctic and Alpine Res., v. 1, N 3.
- Nilsson E. 1960. The recession of the Late–ice in Sweden during the Alleröd and younger Dryas ages. – In: Report 21 Sess. internat. Geol. Congr., v. 4.
- Nilsson E. 1964. Standardpollendiagramme und C<sup>14</sup>–Datierung aus dem Ageröds Moosse im mittleren Schonen. – Lunds Univ. Årskr. Avd., Bd. 2.
- Nilsson E. 1968. Södra Sveriges senkvartära historia (English summary). – Kgl. Svenska vetenskapsakad. handl., Ser. 4, bd 12, N 1.
- Ogden J.G. 1965. Pleistocene pollen records from Eastern North America. – Bot. Rev., v. 31.
- Ogden J.G. 1966. Forest history of Ohio. Radiocarbon dates and pollen stratigraphy of Silver Lake, Logan Country, Ohio. – Ohio J. Sci., v. 66.
- Ogden J.G. 1967. Radiocarbon and pollen evidence for a sudden change in climate in the Great Lakes region approximately 10.000 years ago. – In: Quaternary paleoecology. – Proc. VII Congr. INQUA, v. 7. New Haven.
- Olausson E. 1965. Evidence of climatic change in North Atlantic deep–sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. – In: Progress in oceanography, v. 3. M. Sears (Ed.). v. Norwich, Pergamon.
- Olausson E. 1967. Climatological, geoeconomical and paleoceanographical aspects on carbonate deposition. – In: Progress in oceanography, v. 4. M. Sears (Ed.). Norwich, Pergamon.
- Olausson E. 1969. On the Würm – Flandrian boundary in deep–sea cores. – Geol. en mijnbouw, bd 48, N 3.
- Olausson E., Jonasson U.G. 1969. The Arctic ocean during the Würm and Early Flandrian. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., bd 91.
- Patzelt G. 1967. Die Gletscher der Venedigergruppe. – Geogr. Diss., ungedruckt, Innsbruck.
- Penny L.E. 1964. A review of the Last glaciation in Great Britain. – Proc. Yorkshire geol. Soc., v. 34, pt 4, N 20.
- Péwé T.L., Hopkins D.M., Giddings J.L. 1965. The Quaternary geology and archaeology of Alaska. – In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Porter S.C. 1964. Late Pleistocene glacial chronology of northcentral Brooks Range, Alaska. – Amer. J. Sci., v. 262.
- Prest V.K. 1969. Retreat of Wisconsin and recent ice in North America. – Geol. Surv. Canada, Map 1257 A.

- Prest V.K., Grant D.R., Rampton V.N. 1968. Glacial map of Canada. – Geol. Surv. Canada, Map 1523 A.
- Reed E.C., Dreeszen V.H. 1965. Revision of the classification of the Pleistocene deposits of Nebraska. – Bull. Nebraska Geol. Surv., N 23.
- Richmond G.M. 1965. Glaciation of the Rocky Mountains. – In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Richmond G.M. 1970. Comparison of the Quaternary stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. – Quaternary Res., v. 1, N 1.
- Romankovich E.A., Baronav V.T., Khristianova L.A. 1964. Absolute dating of deep-sea cores of the Eastern Pacific Ocean. – In: Geology of Ocean floors. – Internat. Geol. Congr. 22-d Sess. Probl. 10.
- Rona J.E., Emiliani C. 1969. Absolute dating of Caribbean cores P6304–8 and P6304–9. – Science, v. 163, N 66.
- Rosholt J.N., Emiliani C., Geiss J., Koszy F.F., Wandersky P.J. 1961. Absolute dating of deep-sea cores by the  $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$  method. – J. Geol., v. 69.
- Rosholt J.N., Emiliani C., Geiss J., Koszy F.F., Wandersky P.J. 1962.  $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$  dating and  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  temperature analysis of cores A–254–BR–C. – J. Geophys. Res., v. 67.
- Rowlands B.M. 1971. Radiocarbon evidence of the age of an Irish Sea glaciation in the vale of Clyd. – Nature Phys. Sci., v. 230, N 1.
- Ruhe R.V. 1965. The Iowan problem. In Guidebook 16–th Annauax Meeting Midwest Friends of the Pleistocene. Iowa.
- Ruhe R.V. 1968. Identification of paleosols in loess deposits in the United States. – In: Loess and related eolian deposits of the World. – VII Congr. INQUA, 12. Lincoln. Nebraska.
- Ruhe R.V. 1969. Quaternary landscape in Iowa. Iowa.
- Ruhe R.V. 1970. Soils, paleosols and environment. – In: Pleistocene and Recent environments of the Central Great Plains. Dept. Geol. Univ. Kansas Spec. Publ. 3.
- Ruhe R.V., Dietz W.P., Fenton T.E., Hall G.F. 1968. Iowan drift problem. Northeastern Iowa Geol. Surv. Rept Inv., v. 7.
- Ruhe R.V., Rubin M., Scholtes W.H. 1957. Late Pleistocene radiocarbon chronology in Iowa. – Amer. J. Sci., v. 255.
- Sackett W.M. 1965. Deposition rates by the protactinium method. Kingston, Rhode Island. – Proc. 3–rd Annual. Sympos. on Marine Geochem.
- Sears P.B. 1942. Forest sequences in the north-central states. – Bot. Gaz., v. 103.
- Schafer J.P., Harthorn J.H. 1965. The Quaternary of New England. – In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Schove D.J. 1966. The spectrum of Post-Glacial time. – In: The Cycles, Pittsburgh, published by the Foundation for Study of Cycles. Pennsylvania.
- Schweger C.E. 1971. Late Quaternary palaeoecology of the Onion Portage region, North-Western Alaska. – Geol. Soc. America, Rocky Mount. Sect. 24 Annual Meeting May 10–15., Abstracts with programs, v. 3, N 6, Boulder.
- Shackleton N. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. – Nature, v. 215.
- Shaffer P.R. 1956. Farndale drift in North-Western Illinois. – Illinois State Geol. Surv. Rept, N 198.
- Shepard F.P. 1960. Rise of sea level along north-west Gulf of Mexico. – In: Recent sediment, north-west Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.
- Shepard F.P. 1963. Third–five thousand years of sea level. – In: Essays in Marine geology in Honor of K.O. Emery. T. Clements (Ed.), Los-Angeles.
- Shepard F.P., Gurray J.R. 1967. Carbon–14 determination of sea level changes in stable areas. – In: Progress in oceanography, v. 4. M.Sears (Ed.) Belfast, Pergamon.
- Shotton F.W. 1967a. Age of the Irish Sea glaciation of the Midland lands. – Nature, v. 215, N 5108.
- Shotton F.W. 1967b. The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period. – Quart. J. Geol. Soc. London, v. 122.
- Shotton F.W. 1968. The Pleistocene succession around Brandon, Warwickshire. – Philos. Trans. Roy. Soc. London, B, v. 251.
- Simmons I.G. 1964. Pollen diagrams from Dartmoor. – New Palynol., v. 63.
- Sirkin L.A. 1967. Correlation of the Late Glacial Pollen stratigraphy and environments in the North–Eastern USA. – Rev. Palaeobot. Palynol., v. 2.
- Sisson Y.B., Brooks C.L. 1971. Dating of Early Postglacial land and sea level changes in the western Forth valley. – Nature, Phys. Sci., N 50.
- Soergel W. 1919. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. – Eine Gliederung und Alterbestimmung der Löss. Jena.
- Stearns C.E., Thurber D.L. 1965.  $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$  dates of Late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. – Quaternaria, v. 7.

- Suess H.E. 1967. Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time scale from 4100 B.C. to 1.500 B.C. - In: Radioactive dating and methods of low-level counting. Vienna, INQUA.
- Suess H.E. 1970. Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time-scale 5.200 B.C. to the Present In: Proc. XII Nobel Sympos. Ing. Olsson (Ed.) Uppsala.
- Szabo B.Y., Vedder Y.C. 1971. Uranium-series dating of some Pleistocene marine deposits in Southern California. - Earth and Planet. Sci. Letters, v. 11, N 4.
- Tauber H. 1970. The Scandinavian varve chronology and  $C^{14}$  dating. - In: Proc. XII Nobel Sympos. Ing. Olsson (Ed.) Uppsala.
- Thurber D.L., Broecker W.S., Potratz H.A., Blanchard R.L. 1965. Uranium series ages of Pacific atoll coral. - Science, v. 149.
- Thwaites F.T. 1943. Pleistocene of part of north-western Wisconsin. - Bull. Geol. Soc. America, v. 54.
- Thwaites F.T., Bertrand K. 1957. Pleistocene geology of the Door Peninsula, Wisconsin. - Bull. Geol. Soc. America, v. 68.
- Tomlinson M.E. 1963. The Pleistocene chronology of the Midlands. - Proc. Geologists Assoc., v. 74.
- Valentin H. 1952. Die Küsten der Erde. - Petermanns Mitt. Ergänzungs heft, N 246.
- Veeh H.H. 1966. The  $^{230}U/^{238}U$  and  $^{234}U/^{238}U$  ages of Pleistocene high sea-level stand. - J. Geophys. Res., v. 71, N 14.
- Veeh H.H., Giegengack R. 1970. Uranium-series ages of corals from the Red Sea. - Nature, v. 226, N 5241.
- Veeh H.H., Veevers J.J. 1970. Sea level at 175 m of the Great Barrier Reef 13.000 to 17.000 years ago. - Nature, v. 226, N 5245.
- Vogel J.C., Zagwijn W.H. 1967. Gröningen Radiocarbon Dates VI. - Amer. J. Soc. Radiocarbon, Suppl. 9.
- Vries H. de. 1959. Radiocarbon dating of the fossil soils of Ober Fellabrunn. - Proc. Acad. wet. Amsterdam, ser. B, v. 62, N 1.
- Vries H. de, Dreimanis A. 1960. Finite radiocarbon dates of Port-Talbot interstadial deposits in Southern Ontario. - Science, v. 131, N 3415.
- Vries H. de, Florschütz F., Menendez A.J. 1960. Un diagramme pollinique simplifié d'une couche de "gyttia", située a Poncyterré pres de Zondre (Pyrenées Francaise Centrales), daté par la méthode du Radio-Carbone. - Proc. nederl. Akad. wet., B, N 3.
- Webber P.J., Terasmae J., Andrews J.T. 1965. A study of Late-Quaternary plant bearing beds in north-central Baffin Island Canada. - In: INQUA VII Internat. Congr. Abstracts. Boulder.
- West B. 1961. Late and postglacial vegetational history in Wisconsin, particularly changes associated with the Valdres readvance. - Amer. J. Sci., v. 259.
- White G.W., Totten S.M. 1965. Wisconsinian age of the Titusville Till (formerly called "Inner Illinoian"), North-Western Pennsylvania. - Science, v. 148, 234.
- Willman H.B., Leonard A.B., Frye J.C. 1971. Farmdalian lake deposits and faunas in Northern Illinois. - Illinois State Geol. Surv. Circ., N 467.
- Wills L.J. 1937. The Pleistocene history of the west Midlands. - Rept Brit. Assoc. Adv. Sci.
- Wills L.J. 1938. The Pleistocene development of the Severn from Bridgnorth to the sea. - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 94.
- Wilson L. 1936. Further fossil studies of the Two Creeks Forest Bed, Manitowoc County. - Bull. Torrey Bot. Club, v. 66.
- Woldstedt P. 1954. Das Eiszeitalter, Bd. 1. Stuttgart.
- Woldstedt P. 1958. Eine neue Kurve des Würm-Eiszeit. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 9.
- Woldstedt P. 1960. Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 11.
- Woldstedt P. 1965. Die interglazialen marinen Strände und der Aufbau des antarktischen Inlandeises. - Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 16.
- Woldstedt P. 1968. Das Eiszeitalter; Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. 2. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. Aufl. 2. Stuttgart.
- Wright H.E. 1961. Late Pleistocene climate in Europe. - Bull. Geol. Soc. America, v. 72.
- Wright H.E. 1964. Aspects of the Early Postglacial forest succession in the Great Lakes region. - Ecology, v. 15.
- Wright H.E., Ruhe R. 1965. Glaciation of Minnesota and Iowa. - In: The Quaternary of the United States. Princeton.
- Zagwijn W.H. 1961. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Pt 1. Eemian and Early Weichselian. - Meded. geol. stichting Haarlem, n. ser, v. 14.

- Zagwijn W.H. 1963. Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. – Verhandl. Koninkl. nederl. geol. mijnbouw kundig gen geol. ser., bd 21, N 2.
- Zagwijn W., H.Paepe R. 1968. Die Stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter und Gegenwart, Bd 19.
- Zöllner H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. – Denkschr. Schweiz. naturforsch Ges., Bd. 83, Abh. 2.
- Zöllner H., Schindler C., Röhliberger H. 1966. Postglaziale Gletscherschmelze und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. – Verhandl. naturforsch Ges. Basel, Bd. 77, N 2.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	5
<b>Часть I</b>	
<b>ГЕОХРОНОЛОГИЯ СИБИРИ</b>	
Глава I. К истории геохронологических исследований позднего плейстоцена и голоцена Сибири . . . . .	7
Глава II. Стратиграфическая и палеоклиматическая интерпретация датированных разрезов . . . . .	13
Низовья Енисея (район Усть-Енисейского Порты) . . . . .	13
Основные черты геологического строения . . . . .	13
Характеристика разрезов и радиоуглеродные даты . . . . .	19
Норильский район . . . . .	51
Бассейн Нижней Таймыры (Центральный Таймыр) . . . . .	58
Долина Енисея и его притоков на отрезке Игарка – Туруханск	80
Бассейн среднего течения р. Енисей . . . . .	80
Глава III. Геохронология позднего антропогена Приенисейской Сибири . . . . .	101
Палеоклиматы и ледниковые события . . . . .	101
Об объеме каргинского межледникового . . . . .	102
Возраст и стадии сартанского оледенения . . . . .	104
Климатические изменения и некоторые черты палеогеографии послеледникового времени . . . . .	105
Некоторые выводы по хронологии климатических изменений	108
Хронология геологических событий и история формирования долины Приенисейской Сибири . . . . .	110
О колебаниях уровня Карского моря и положении древних береговых линий . . . . .	110
К истории развития долины Енисея . . . . .	114
Глава IV. Хронология ледниковых событий Верхоянья . . . . .	122
Некоторые черты геологии четвертичных отложений Приверхоянья	122
Радиоуглеродные даты верхнеантропогенных отложений Приверхоянья . . . . .	128
Оледенения Верхоянья и положение их в "абсолютной" геохронологической шкале позднего антропогена Сибири. . . . .	134
<b>Часть II</b>	
<b>МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ</b>	
Глава V. Поздний антропоген Северной Америки . . . . .	138
К истории развития взглядов на подразделение и радиоуглеродную хронологию висконсина . . . . .	138
Висконсин области Великих озер и прилегающих территорий	141
Ранний и средний висконсин . . . . .	142
Поздний висконсин . . . . .	156

Вопросы внутрыконтинентальной корреляции висконсинских отложений и ледниковых событий . . . . .	162
Некоторые черты палеогеографии и геохронологии позднего и послеледниковья Северной Америки . . . . .	166
Переход от позднего висконсина к "современности" и проблема границы плейстоцена и голоцена . . . . .	166
О развитии климата и оледенений в "послеледниковое" время . . . . .	172
Выводы . . . . .	174
<b>Глава VI. Вопросы геохронологии позднего антропогена Европы</b>	177
Проблема "нижнего" и "среднего" вюрма . . . . .	178
К истории развития взглядов на подразделение и геохронологию первой половины вюрма . . . . .	178
Современные представления о геохронологии "нижнего" и "среднего" вюрма Западной и Центральной Европы . . . . .	185
Некоторые данные о геохронологии среднего вюрма (валдая) на территории Европейской части СССР . . . . .	193
Вопросы геохронологии позднеледниковья и голоцена Европы	198
Несколько замечаний о подразделении позднего плейстоцена и голоцена . . . . .	198
О колебаниях климата в позднеледниковье и первой половине голоцена . . . . .	204
Выводы . . . . .	207
<b>Глава VII. Регистрация палеоклиматов в океанических областях</b>	210
Эвстатические изменения уровня океана в позднем антропогене . . . . .	211
Высокие стояния Мирового океана и возраст первого позднеплейстоценового межледниковья . . . . .	211
Уровень Мирового океана в ледниковые эпохи в среднем вюрме (висконсине) . . . . .	213
Поздне- и послеледниковые колебания уровня океана . . . . .	215
Температура поверхностных вод океана и состав глубоководных осадков . . . . .	218
Палеотемпературные кривые . . . . .	218
Палеоклиматическая интерпретация изотопных и экологических кривых и данных по изменению состава донных осадков . . . . .	222
Выводы . . . . .	224
<b>Глава VIII. О синхронности изменений климата и оледенений</b>	226
Межконтинентальная корреляция . . . . .	226
Некоторые замечания о хронологических особенностях палеоклиматов позднего антропогена и их интерпретации . . . . .	229
К вопросу о "синхронности" и "метахронности" оледенений позднего антропогена . . . . .	231
<b>Заключение</b> . . . . .	234
<b>Литература</b> . . . . .	235

CONTENTS	Page
Introduction	5
Part I	
GEOCHRONOLOGY SIBERIA	
Chapter I. On the history of geochronological study of the Late Plei- stocene and Holocene of Siberia . . . . .	7
Chapter II. Stratigraphic and paleoclimatic interpretation of dated sections . . . . .	13
Lower Yenisei area (region of the Ust-Yenisei port) . . . . .	13
Principal features of geological structures of the region . . . . .	13
Characteristic of the sections and radiocarbon dates . . . . .	19
Norilsk region . . . . .	51
Lower Taimyr River basin (Central Taimyr) . . . . .	58
The valley of the Yenisei and its tributaries between Igarka and Turukhansk . . . . .	60
Middle Yenisei basin . . . . .	80
Chapter III. Late Quaternary geochronology in the Yenisei region of Siberia . . . . .	101
Paleoclimates and glacial events . . . . .	101
On the volume of the Karginsk interglacial . . . . .	102
The age and stages of the Sartan glaciation . . . . .	104
Climatic changes and some features of the Post-Glacial paleo- geography . . . . .	105
Some data on the chronology of climatic changes . . . . .	108
Chronology of geological events and the history of valleys in the Yenisei region of Siberia . . . . .	110
On the fluctuation of the Kara Sea level and shore-lines . . . . .	110
History of the Yenisei valey . . . . .	114
Chapter IV. Chronology of glacial events in the Verkhoyansk mountains . . . . .	122
Some peculiarities of Quaternary deposits of Verkhoyansk region . . . . .	122
Radiocarbon dates of Late Quaternary deposits of the Verkhoyansk region . . . . .	128
Glaciations of the Verkhoyansk region and their position in the geochronological scale of the Siberian Late Quaternary . . . . .	134
Part II	
INTERCONTINENTAL CORRELATION	
Chapter V Late Quaternary of North America . . . . .	138
On hisotry of evolution of concepts on subdivision and radiocarbon chronology of the Visconsinian . . . . .	138
Visconsinian of the Great Lakes area and adjacent territories . . . . .	141
Early and Middle Visconsinian . . . . .	142
Late Visconsinian . . . . .	156

Problems of intercontinental correlation of Visconsinian deposits and glacial events . . . . .	162
Some paleogeographical and geochronological features of the Late- and Post-Glacial of North America . . . . .	166
Transition from the Late Visconsinian to Recent and the Pleistocene-Holocene boundary . . . . .	166
On evolution of climate and glaciations in the "Post-Glacial" time . . . . .	172
Summary . . . . .	174
<b>Chapter VI. Problems of geochronology of the Late Quaternary of Europe . . . . .</b>	<b>177</b>
"Lower" and "Middle" Wurmian . . . . .	178
On history of evolution of concepts on subdivisions and radiocarbon geochronology of the first half of the Wurmian . . . . .	178
Present-day concepts on the geochronology of the Middle and "Lower" Wurmian of West and Central Europe . . . . .	185
Some data on the chronology of the Middle Wurmian (Valdai) on the territory of the European part of the USSR . . . . .	193
Geochronology of the Late Glacial and Holocene of Europe . . . . .	198
Some comments on the Late Pleistocene and Holocene subdivision . . . . .	198
On climatic fluctuations in the Late Glacial and the first part of the Holocene . . . . .	204
Summary . . . . .	207
<b>Chapter VII. Records of paleoclimates in oceanic area . . . . .</b>	<b>210</b>
Eustatic changes of the sea level in the Late Anthropogene . . . . .	211
High sea level and the age of the first Late Pleistocene Interglacial . . . . .	211
Sea-level during the Glacial and the Middle Wurmian (Visconsinian) epochs . . . . .	213
Late- and Post-Glacial fluctuations of the sea level . . . . .	215
Temperature of surface sea waters and composition of deep-sea sediments . . . . .	218
Paleotemperature curves . . . . .	218
Paleoclimatic interpretation of isotopic and ecological curves and composition of bottom sediments . . . . .	222
Summary . . . . .	224
<b>Chapter VIII. On synchronicity of climatic changes and glacial events . . . . .</b>	<b>226</b>
Intercontinental correlation . . . . .	226
Some remarks on chronological peculiarities of the Late Quaternary paleoclimates and their interpretation . . . . .	229
On "synchronicity" and "metachroneity" of Quaternary glaciations . . . . .	231
Conclusion . . . . .	234
Bibliography . . . . .	235



**Наталья Владимировна Квяд**  
**ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА**  
**ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ**

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Н.М. Митяшова  
Художественный редактор В.А. Чернышов  
Технические редакторы В.Г. Лаут, Г.П. Каранина

Подписано к печати 9/Х-74 г. Т - 13189  
Усл.печ.л. 23,8 (22,4 + 1,4 вкл.). Уч.-изд.л. 24,4  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 750 экз. Тш. зак. 1325.  
Цена 2 р. 44 к.

Книга издана офсетным способом  
Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подсосновский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука".  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

### ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
11	6 св.	4500-3800	8800-4500
25	7 сл.	$gQ_{III}^4$	$alQ_{III}^3$
28	5 св.	7.	$alQ_{III}^3$ 7.
39, табл.2	графа 2	Во всем обнажении	По всем обнажениям
228	6 св.	нормальная	норильская

Н.В. Кинд. "Геохронология позднего антропогена по изотопным данным"

2 р. 44 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»