АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

Антропоген Таймыра

Академия наук СССР
Комиссия по изучению четвертичного периода
Геологический институт

The Academy of sciences of the USSR
Commission for Study of the Quaternary Period
Institute of Geology

The Antropogene of the Taimyr Peninsula

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow, 1982

Антропоген Таймыра

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1982

УДК 551.79 (571.511)

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982.

В книге сообщается новый материал по геологии и истории антропогена Таймыра. Опираясь на палеонтологические, палеофлористические и радиоизотопные данные, авторы обосновывают стратиграфию четвертичных отложений Таймыра. Излагается история четвертичных оледенений и обосновывается связь с ними трансгрессий Полярного бассейна. Полученные данные позволяют провести корреляцию геологических, климатических и других природных процессов со смежными территориями Северной Сибири. Ил. 68, табл. 9, библиогр. с. 180—182 (119 назв.)

Редакционная коллегия:
Г.И. Горецкий, В.П. Гричук, И.К. Иванова, Н.И. Кригер, К.В. Никифорова, И.И. Плюснин, Е.В. Шанцер

Ответственные редакторы:
Н.В. КИНД, Б.Н. ЛЕОНОВ

The antropogene of the Taimyr peninsula. M.: Nauka, 1982.

The book summarizes new material on geology and history of Quaternary period of the Taimyr peninsula. The Stratigraphy of Quaternary deposits is newly approached on the basis of paleontological, paleofloristic and radioisotopic data. The book describes the history of Quaternary Glaciations and their relations with transgression of the Polar basin. The data enable correlation between glacial, climatic and other natural processes of the Taimyr peninsula and adjacent provinces of North Siberia. Il. 68, tabl. 9, bibliogr. s. 180—182 (119).

Editorial Board:
G.I. Goretzky, V.P. Gritchuck, I.K. Ivanova, N.I. Kriger, K.V. Nikiforova, I.I Plusnin, E.V. Shanzer.

Responsible Editors:
N.V. KIND, B.N. LEONOV

А $\frac{1904010000-292}{055(02)-82}$ 177—82, кн. 2

© Издательство "Наука", 1982 г.

ВВЕДЕНИЕ

Таймыр — один из самых удивительных уголков Земли. Уникальность его определяется не только тем, что это самый северный край материка в мире (мыс Челюскин располагается на широте около 78°с.ш.), но и его неповторимой природой. Здесь проживает самое многочисленное в мире стадо диких оленей, ежегодно мигрирующих из южных районов лесотундры на север за Быррангу — в область арктической пустыни. Здесь обитают редчайшие виды птиц. Многие участки Таймыра объявлены заповедниками, и в частности небольшой остров лиственничного леса в бассейне р. Хатанга на широте около 73°, не имеющий себе аналогов на других материках мира.

Долгое время Таймыр оставался загадкой для русских исследователей. Впервые его пересек русский путешественник и естествоиспытатель А.Ф. Миддендорф, проделав в 1848 г. на оленях путь от Дудинки до низовьев Верхней Таймыры и затем на лодке — через Таймырское озеро по р. Нижняя Таймыра до ее устья. Он сделал первое этнографическое описание населения Таймыра и подробно описал географические и природные особенности этой страны.

После этого путешествия наступил длительный перерыв. И только в XX столетии началось более или менее планомерное изучение Таймырского края.

Неоценимые заслуги в этом отношении принадлежат известному полярному исследователю — геологу Н.Н. Урванцеву. В 1919—1922 гг. в поисках каменного угля для судоходства по Енисею он провел первую геологическую съемку в районе Норильских озер и по долинам рек Пясина и Агапа. Именно к этим годам относится открытие знаменитого норильского месторождения цветных металлов.

Позднее, в 1928 г. Н.Н. Урванцев в известной мере повторил маршрут А.Ф. Миддендорфа, проделав путь от Дудинки до устья р. Нижняя Таймыра, но обследовал при этом также долину р. Верхняя Таймыра до ее верховьев.

Ярко и красочно описывая свое путешествие и его трудности в недавно изданной книге "Таймыр — край мой северный" [1978], Н.Н. Урванцев детально останавливается на характеристике его природной обстановки и животного мира. Крайне интересны его сведения об аборигенах этой страны — о нравах и обычаях долган и, в особенности, нганасан — одной из самых малых по численности народностей Советского Союза.

Но не только это определяет интерес полученных им сведений по п-ву Таймыр. Главную ценность составляют результаты его геологических наблюдений и сформулированные им выводы, свидетельствующие об удивительной научной интуиции исследователя. Достаточно привести несколько примеров.

Н.Н. Урванцев впервые установил и описал крупные разломы и надвиги, параллельные простиранию геологических структур Быррангы, которые уже значительно позднее были подтверждены геологической съемкой и присутствуют на всех геологических картах. Подтвердились также и многие прогнозы по полезным ископаемым.

Очень интересны его выводы о недавнем слиянии рек Верхняя и Нижняя Таймыра или, как пишет автор, "перехвате северной рекой — южной реки" [Урванцев, 1978 г., с. 121], что нашло подтверждение и в наших исследованиях.

Но самыми важными следует признать выводы Н.Н. Урванцева о некоторых особенностях истории четвертичных оледенений. Так, им неоднократно подчеркивается присутствие валунов гранитоидов в районах, отстоящих на сотни километров к югу от коренных выходов на севере полуострова. Этот факт, а также замеры ледниковых борозд на скалах, заставили его прийти к выводу, что центром оледенения должен быть архипелаг Норденшельда.

Касаясь масштаба последних оледенений, Н.Н. Урванцев делает определенный вывод: "Оледенение на Таймыре в недавнее время происходило дважды. Первое, самое крупное, охватило весь район Быррангы и распространилось далеко на юг... Второе оледенение было значительно слабее, за пределы Быррангы оно распространилось не более чем на 100—150 км... За последним оледенением следовала эпоха значительного потепления, когда древесная растительность продвинулась далеко на север" [с. 127]. (Не вызывает сомнения, что в первом случае речь идет о зырянском, а во втором — о сартанском оледенениях). В низовьях р. Верхняя Таймыра им описан разрез где "оба горизонта валунных суглинков разделены слоем чистых

или иловатых песков с раковинами морских моллюсков, многие виды которых живут в северных морях и сейчас" [с. 126]. Здесь речь идет, по всей видимости, о морских каргинских отложениях.

Удивительно, что только через полстолетия впервые к близким выводам пришли и авторы настоящей монографии после проведенных в последние годы геолого-съемочных работ и всестороннего изучения четвертичных отложений значительной части территории п-ова Таймыр. Им предшествовали геологические и геолого-съемочные работы 40-х годов, проводившиеся преимущественно сотрудниками Института геологии Арктики. Особенно детально изучалась с широким применением буровых работ западная часть Северо-Сибирской низменности и прилегающая часть гор Бырранга. К этому времени относится разработанная В.Н. Саксом стратиграфическая схема четвертичных отложений, которая использовалась при проведении съемки всего п-ова Таймыр в масштабе 1 : 1 000 000.

В основу настоящей монографии положены результаты геолого-съемочных исследований, выполненных сотрудниками Производственного объединения "Аэрогеология" совместно с сотрудниками Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую благодарность следующим сотрудникам Объединения "Аэрогеология", чьими материалами они широко пользовались: В.Г. Азаровой, М.А. Бардеевой, Н.Н. Белозеровой, Т.П. Борисовой, А.Л. Ванину, В.С. Гильденблату, А.И. Голованову, А.Н. Застоину, Г.В. Иваненко, А.Н. Красильникову, М.А. Крауш, Д.А. Кукушкину, В.И. Лаушкину, Л.М. Лопатиной, Г.Г. Лялиной, Е.Г. Романову, Л.М. Романовой, А.Н. Сердюку, А.И. Спиркину, Г.Х. Ян и др.

Не меньшую признательность авторы выражают и руководителям работ по геологическому картированию — Э.Л. Фишеру, В.С. Скундину, М.С. Долотову, В.Д. Николаеву.

Нельзя обойти молчанием и специалистов, проводивших аналитические исследования: Э.А. Вангенгейм, Е.С. Вишневскую, В.И. Курсалову, Л.К. Левчук, Е.П. Метельцеву, Е.С. Малясову, О.М. Петрова, В.Т. Соколовскую, М.Н. Черкасову, Л.Г. Пирумову и А.В. Шера. Всем перечисленным лицам авторы глубоко благодарны.

ГЛАВА I

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В 40—50-х годах нашего столетия В.Н. Сакс разработал стратиграфическую схему четвертичного отдела для севера Западной и Средней Сибири [Сакс, 1945, 1948], которая в последующие годы широко использовалась при геологических съемках масштаба 1 : 1 000 000 на Северо-Сибирской низменности. Результаты этих съемок, в свою очередь, дополнили представления В.Н. Сакса о четвертичной геологии этой территории [Сакс, 1953]. Стратотипическим районом для разработки схемы послужил район низовьев Енисея и Енисейского залива, в частности Усть-Порта.

По представлениям В.Н. Сакса с учетом материалов профиля скважин в Усть-Портовском и Малохетском районах, на коренных породах в основании четвертичной толщи, не считая переуглубленных долин, залегает валунно-галечный горизонт или валунные глины максимального оледенения мощностью до 22 м. Они перекрываются косослоистыми песками с прослоями глин и торфа мощностью до 74 м — мессовский горизонт. На размытую поверхность песков налегают морские глины и суглинки мощностью от 20 до 88 м, слагающие основание видимых на поверхности разрезов в нижнем течении р. Енисей и Енисейского залива. Стратотип этих отложений был описан на р. Санчуговка, парастратотип — в Никитском Яру. В санчуговских суглинках и глинах найдена морская малакофауна холодноводного облика.

К северу от устья р. Яковлева среди морских санчуговских отложений В.Н. Сакс наблюдал выходы пород нижнемеловой угленосной толщи видимой мощностью до 5 м и протяженностью до 60 м, относимые им к ледниковым отторженцам [Сакс, 1953].

Кверху глины, судя по обнажениям на правобережье Енисея, сменяются казанцевскими песками (стратотип на р. Казанка) до 30 м мощностью, содержащими мелководную и тепловодную фауну: Macoma balthica Linne, Cyprina islandica L. и др., в верхней части песков приобретающей опресненный характер.

По представлениям В.Н. Сакса, казанцевские пески с тепловодной фауной севернее пос. Яковлевка сохраняются лишь во впадинах рельефа в кровле санчуговских глин. Вверх по р. Яковлева казанцевские пески выпадают из разреза [Сакс, 1953].

Морские пески в стратотипическом районе переходят в толщу немых песков с прослоями галечников, с многочисленными валунами — зырянский горизонт (стратотип на р. Зырянка). Эта толща представляет верхнюю часть разреза водораздельных гряд и достигает мощности 30—100 м.

Отложения мессовского, санчуговского и казанцевского горизонтов В.Н. Сакс относил к межледниковому веку новочетвертичной эпохи, а зырянского горизонта — к эпохе оледенения. По его представлениям, современная долина Енисея врезана во все эти отложения и в нее вложена каргинская терраса высотой 20—30 м. В строении террасы участвуют аллювиальные пески и глины, переходящие вниз по р. Енисею в суглинки и пески с морской малакофауной. Стратотип этих отложений описан в районе мыса Каргинский.

Морские каргинские отложения наблюдались В.Н. Саксом на правобережье Енисея севернее мыса Каргинский почти до устья р. Муксунка, а также по восточному берегу Енисейского залива от пос. Яковлевка и севернее; в бассейне р. Гольчиха они поднимаются до абсолютных отметок 80—90 м. Равнина, сложенная с поверхности каргинскими морскими осадками, протягивается, по данным В.Н. Сакса, далеко на восток от Енисейского залива, через верховья рек Гольчиха и Моховая в бассейн р. Пясина. Широкое развитие морских каргинских отложений В.Н. Сакс отмечал и в среднем течении р. Пясина, а также по ее притокам Дудыпта, Агапа, Янгода. По его представлениям, каргинские отложения формировались в эпоху потепления, последовавшую за зырянским оледенением, вопрос о межледниковом или межстадиальном характере которой оставался открытым.

Отложения горно-долинного оледенения в горах Бырранга и на плато Путорана формировались во время второго новочетвертичного сартанского оледенения. К современной эпохе были отнесены 9—10-метровая терраса и 5—6-метровая пойма.

Такова в общих чертах схема В.Н. Сакса, которая долго служила основой для геолого-съемочных работ, проводившихся в северных районах Сибири.

По мере накопления фактического материала в 50—70-х годах и его интерпретации различными исследователями стратиграфическая схема, предложенная В.Н. Саксом, дополняется и несколько изменяется. В Западной Сибири была выделена вторая стадия максимального оледенения — тазовская [Мизеров, 1957; Земцов, Шацкий, 1961], а в приенисейской части Северо-Сибирской низменности — две среднечетвертичные морены [Зубаков, 1956; Архипов, 1957; Лаврушин, 1957]. В 1956 г. эти изменения были отражены в схеме Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Дальнейшие работы С.А. Архипова [1959], В.А. Зубакова [1957] привели к представлению о синхронности тазовского оледенения и санчуговской трансгрессии, таким образом, снизили возраст санчуговского и мессовского горизонтов до среднечетвертичного. Эта концепция была утверждена Новосибирским совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем в 1960 г.

На протяжении всего времени изучения четвертичных отложений Енисейского севера вопросы о положении санчуговской толщи в разрезе и ее происхождении продолжают оставаться дискуссионными. Одни исследователи сопоставляют ее с тазовским оледенением и считают ледниково-морской [Лаврушин, 1959; Архипов, 1960]. С.Л. Троицкий последовательно развивает представление о формировании части санчуговских слоев в самаровское позднеледниковье [1964, 1967, 1979].

В 1966 г. С.Л. Троицкий отложения мессовского, санчуговского и казанцевского горизонтов на побережье Енисейского залива севернее пос. Яковлевка объединяет в единый цикл бореальной трансгрессии, при этом выделяет пять горизонтов: *А* — соответствующий мессовскому, *Б, В* и *Г* — соответствующие сложно построенному санчуговскому, причем горизонты *Б* и *Г* — суглинисто-глинистые, а горизонт *В* — песчаный. Верхний горизонт *Д* или казанцевские отложения соответствуют регрессивной фазе бореальной трансгрессии. С.Л. Троицкий объединяет казанцевские и каргинские морские отложения, выделенные В.Н. Саксом, в единый горизонт на основании анализа фауны. Он отрицает существование каргинской морской трансгрессии в Енисейском заливе, а также в бассейне р. Пясина и ее притоков.

В 1969 г. в соответствии с концепцией С.Л. Троицкого, В.И. Гудина выделила санчуговский и казанцевский комплексы фораминифер на Енисейском Севере, при этом многие из опробованных опорных разрезов казанцевских отложений ранее считались В.Н. Саксом каргинскими: разрез в районе зимовья Кареповского, разрезы на р. Агапа. Принадлежность этих разрезов к казанцевскому горизонту однозначно не доказана.

В эти же годы на основании новых данных радиоуглеродного датирования зырянские, по В.Н. Саксу, ледниковые отложения — основная морена и краевые ледниковые образования караульской и ньяпанской гряд, расположенные в разрезе над датированными каргинскими отложениями, стали относить к сартанскому времени [Троицкий, 1967; Кинд и др., 1969].

Появляются радиоуглеродные даты в пределах 40 000—43 000 л.н. для морских отложений стратотипической каргинской 30-метровой террасы, которые В.Н. Сакс принимал за отложения каргинской ингрессии [Сакс, 1948, 1953], а С.Л. Троицкий — казанцевской трансгрессии [Троицкий, 1966].

Проведенное С.Л. Троицким в 1959—1966 гг. детальное изучение разрезов каргинской террасы внесло некоторые изменения в трактовку генезиса пород, слагающих каргинскую террасу в районе мыса Каргинский. В основании толщи, перекрывающей морскую, обнаружена морена, с размывом залегающая на морских отложениях, отнесенная им сначала к зырянскому горизонту, а в 1967 г. — к сартанскому.

В подстилающих морену морских отложениях наблюдались гляциодислокации. Н.В. Кинд, опираясь на радиоуглеродные данные, считает морскую толщу каргинской, а перекрывающие ее ледниковые отложения относит к сартанскому горизонту [Кинд, 1974].

Широкое внедрение метода радиоуглеродного датирования на Енисейском Севере позволило пересмотреть вопрос о возрастном объеме каргинского времени и значительно расширить его рамки от 50 000 до 24 000 л.н. [Кинд, 1969б; 1974, с. 102—103].

Вопрос о таксономии каргинского времени, его межледниковом [Кинд, 1974, с. 102, 103, 108—110] или межстадиальном ранге до сих пор не решен окончательно. Многие палинологи, изучавшие разрезы Севера Сибири считают каргинское время межстадиальным [Матвеева, 1965; Волкова, 1966]. Эту точку зрения разделяли С.Л. Троицкий [1975, с. 13] и С.А. Архипов [1971, с. 237—240], хотя последний допускает мысль о самостоятельности двух зырянских оледенений, а следовательно, о межледниковом характере каргинского времени [Архипов, 1971, с. 238].

Дальнейшее изучение каргинского времени идет по линии выделения более дроб-

ных таксонометрических единиц: похолоданий и потеплений, что возможно только при широком использовании радиоуглеродного датирования. В каргинском времени Н.В. Кинд выделяет 5 интервалов: три потепления и два похолодания [Кинд, 1974].

Вопрос о центрах четвертичных оледенений и масштабах их распространения до настоящего времени дискуссионен. Высказывая мысль о сплошном оледенении Севера Сибири, которое распространялось до 60° с.ш., В.А. Обручев считал его покровным, выделял два центра оледенения Крайнего Севера Сибири: Ямало-Тазовский и Восточно-Карский [Обручев, 1931]. Это мнение было основано на широком распространении ледниковой полировки и штриховки эрратических валунов на островах Карского моря; существованием ледникового покрова можно объяснить также шхерный и фиордовый характер побережья Северной Сибири и южную составляющую в разносе эрратического материала на Западно-Сибирской равнине.

О широком распространении покровного оледенения Севера Сибири до 60° с.ш. и его слиянии с европейским ледником на западе говорил в 30-х гг. еще Н.Н. Урванцев [1931, а, б; 1935], выделяя при этом два местных центра оледенения — Таймырский и Средне-Сибирское плоскогорье.

В дальнейшем в работах по четвертичным оледенениям севера Средней и Западной Сибири идея существования центра оледенения на карском шельфе была незаслуженно забыта. Центрами оледенения считались наиболее возвышенные участки рельефа: Уральские горы, Новая Земля, горы Быранга, Северная Земля, плато Путорана, Анабарский Массив [Сакс, 1948, 1953; Стрелков, 1965, и др.].

Наиболее интересно и детально динамику ледниковых покровов севера Средней и Западной Сибири разбирал С.А. Стрелков [1965, Приложение 3,5; 1963, с. 118—125]. Геологические данные о разносе эрратического обломочного материала позволили С.А. Стрелкову сделать вывод о смещении центра растекания Таймырского ледникового щита (т.е. границы ледораздела) в процессе его роста к северо-западу. Только этим можно объяснить наличие гранитоидов северного побережья п-ва Таймыр на Северо-Сибирской низменности [Стрелков, 1965, с. 119—127].

Предположение о наличии единых мощных ледниковых покровов с общим центром питания севернее гор Быранга проскальзывает и в работах Я.И. Полькина, считавшего, что "наличие таймырских пород на поверхности Норильского плато и плато Караелах свидетельствует о том, что на каких-то этапах оледенения мог осуществляться перенос материала с Таймыра на северные окраины Средне-Сибирского плоскогорья" [Полькин, 1957, с. 20—23].

Кроме гипотезы сплошного покровного оледенения на Севере Сибири существовала также гипотеза покровного оледенения в Сибири в условиях одновременного развития трансгрессии моря [Лазуков, 1961; 1970; Зубаков, 1961].

В конце 60-х гг. с появлением новых данных о строении ледников Антарктиды, данных о шельфовых ледниках морей Росса и Уэдделла, являющихся естественным барьером, сдерживающим ледник Земли Мэри Бэрд, строится новая гипотеза шельфового оледенения "Западно-Сибирской низменности в условиях непрерывно изменявшегося уровня морского бассейна и развития горного оледенения, интенсивность и характер которого находились в климатической зависимости от колебаний уровня океана" [Зубаков, 1967, с. 24—25].

В настоящее время многими исследователями Севера Сибири возрождается гипотеза о существовании центра оледенения на шельфе Карского моря [Астахов, 1977; Астахов, Файнер, 1975, с. 1145—1148].

По представлениям М.Г. Гросвальда, даже в позднезырянское время на севере Западной Сибири существовал огромный ледниковый щит с центром на шельфе Карского моря, причем ледораздел был вытянут с ЗЮЗ на ВСВ севернее гор Быранга. На западе этот покров смыкался с ледниковым щитом Баренцева моря [Гросвальд, 1977].

Вопрос о центрах оледенения и мощности ледниковых покровов тесно связан с проблемой трансгрессий в Западно-Сибирской равнине и Северо-Сибирской низменности. В этой проблеме существуют два аспекта: взаимоотношение трансгрессий и оледенений во времени (синхронность или метахронность) и причины возникновения трансгрессий. По мнению одних исследователей, трансгрессии на Севере Сибири связаны с эпохами позднеледниковья и межледниковья [Сакс, 1953; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966 и др.]. По мнению других, оледенения в этих районах возможны были только в условиях трансгрессии, вследствие континентальности и сухости климата [Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Зубаков, 1967]. Наконец, третья группа исследователей не ставит в зависимость друг от друга явления оледенений и трансгрессий и считает, что трансгрессия существует на протяжении всего четвертичного периода начиная с неогена [Кузин, Чочиа, 1965; Загорская, 1965].

Это опровергается существующими убедительными данными о присутствии ледниковых образований в пределах Западно-Сибирской равнины, Северо-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья [Полькин, 1957; Стрелков, 1965; Воронов, 1951; Астахов, Файнер, 1975; Троицкий, 1966; Урванцев, 1978; Исаева, 1970; Исаева, Крауш, 1979; Исаева и др., 1980].

Кратковременные четвертичные трансгрессии по своей длительности (35—40 тыс. лет) несопоставимы с крупными продолжительными трансгрессиями (40—200 млн. лет), вызванными эпейрогеническими движениями на платформах. Следовательно, причину плейстоценовых трансгрессий надо искать в другом. Признавая существование ледникового покрова с центром на шельфе Карского моря, который распространялся почти до 60° с.ш. и мощность которого достигала 3 км и более, необходимо отдавать должное явлению гляциоизостазии. На примере Западной Сибири Е.В. Артюшков [1969] показал, что в перигляциальных областях четвертичные трансгрессии являются результатом предшествующих крупных материковых оледенений, вызывающих значительные гляциоизостатические прогибания. По мере деградации ледника основная часть прогиба выравнивается очень быстро, за 10—20 тыс. лет. Остаточные сокращенные бассейны могут существовать еще десятки тысяч лет.

В последние годы (1970—1979 гг.) на основании аэрофотогеологической съемки Северо-Сибирской низменности, а также благодаря широкому радиоуглеродному датированию удалось решить ряд вопросов, касающихся границ распространения верхнеплейстоценовых оледенений на Северо-Сибирской низменности [Исаева и др., 1980], их динамики [Исаева, Крауш, 1979], положения центров оледенения [Андреева, 1978], границ распространения каргинской трансгрессии [Андреева, 1980]. Широкое применение палинологии, изучение диатомей и микрофауны наряду с радиоуглеродным датированием дали подтверждение климатических изменений в каргинское и голоценовое время, а также определение таксономического ранга каргинского времени как межледникового.

ГЛАВА II

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ И ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

При геологических исследованиях на Таймыре применялся комплекс методов: биостратиграфических (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, изучение фауны крупных млекопитающих, малако- и микрофауны и др.), литолого-минералогического, петрографического, радиоуглеродного и некоторых других. Такой всесторонний подход к изучению четвертичных отложений оказался чрезвычайно плодотворным и позволил не только внести существенные изменения в прежние представления о стратиграфии четвертичных отложений этой территории, но и сделать ряд важных выводов, касающихся истории ее геологического развития и ее палеогеографии.

Особенно плодотворным оказался радиоуглеродный метод, с помощью которого в сочетании с другими методами удалось уточнить стратиграфию позднего плейстоцена и голоцена, а также сделать некоторые важные палеоклиматические реконструкции. Вместе с тем при его использовании и интерпретации получаемых данных нередко возникали существенные трудности, связанные со спецификой физико-географической обстановки этой территории, расположенной в высоких широтах Заполярья. Наличие многолетней мерзлоты, наступание и отступание ледниковых покровов — все это привело к неоднократному переотложению органического материала, а следовательно, и к возможному несоответствию получаемых C^{14}-дат истинным.

Все сказанное относится и к спорово-пыльцевому методу. Принимая это во внимание, мы сочли необходимым более подробно осветить эти вопросы в специальной главе.

ДОСТОВЕРНОСТЬ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ВОЗРАСТА И НАДЕЖНОСТЬ ДАТ

Там, где широко распространены материалы, пригодные для датирования, радиоуглеродный возраст может быть мощным инструментом для решения геологических и тесно связанных с ними палеоэкологических задач. Но для сложных и детальных построений необходимо представлять себе надежность каждой отдельной даты и их групп. Даты иногда противоречат друг другу, противоречия наблюдаются и в значительных массивах дат.

Опыт датирования показывает, что бóльшая часть аномальных дат связана с ошибками и оплошностями при использовании метода. Всегда следует помнить, что в радиоуглеродном методе, как и в любом другом, имеющем дело с природными объектами (тем более углеводородного состава) и соответственно никогда не являющимися полностью закрытыми системами, нет единого рецепта для получения надежных дат.

Мы всегда должны помнить, что при постановке задачи "слабые места" могут проявиться на всех этапах датирования, начиная от процесса возникновения радиоуглерода. Последний усваивается живыми организмами, организмы погибают, а остатки их захораниваются. Поэтому необходимо иметь представление о соотношении и взаимодействии этих остатков с окружающей средой в захоронении и при выходе из него, а также контролировать все процессы лабораторной обработки и измерения C^{14}.

Попробуем в свете нашего материала рассмотреть все эти этапы и оценить, какие из них наиболее уязвимы в отношении возможных искажений возраста, т.е. обосновать представление о надежности отдельных дат, их групп.

Радиоуглеродный метод позволяет вычислить возраст по уменьшению концентрации C^{14} в природных объектах. При этом предполагается, что концентрация радиоуглерода во всех исследуемых объектах была одна и та же в момент их образования, т.е. эта концентрация принимается равной эталону активности 1950 г., вычисленной теоретически.

Сейчас мы знаем, что концентрация радиоуглерода в биосфере не была постоянна, и соответственно, изначальная активность разновозрастных образцов не идентична. Вариации концентрации радиоуглерода (и, следовательно, в образцах) в прошлом зависят от изменения скорости продуцирования C^{14} под воздействием космического излучения, изменения объемов резервуаров и динамики обмена углерода, содержащего C^{14} и участвующего в первую очередь в поверхностном круговороте вещества планеты.

Эти явления имеют глубокий астро- и геофизический смысл, уже изучены настолько, что можно судить о значении их для датирования. Так, в голоцене "аномалия" радиоуглеродного возраста по отношению к календарному, установленному дендрохронологически, достигает величины порядка 700 лет на отрезке временной шкалы 7000—8000 л.н. Для более раннего времени прямых данных пока нет, но, учитывая экспоненциальный характер радиоактивного распада и существующие представления о гео-, астрофизических и геохимических закономерностях, можно предполагать, что и для более древних времен вариации изначальных концентраций радиоуглерода в биосфере вряд ли могли привести к аномалиям радиоуглеродного возраста намного более 1000 лет.

Подобные отклонения дат приводят к смещению отдельных участков радиоуглеродной шкалы по отношению к календарной, давая в среднем правильное представление о ходе времени и сохраняя пригодность радиоуглеродного возраста для глобальных корреляций. Видимо, со временем будут найдены геофизические, астрофизические и биогеохимические критерии, которые позволят создать систему поправок для перехода от радиоуглеродного возраста к календарному на всем отрезке времени, измеряемом при помощи C^{14}. Такие поправки уже вводятся при датировании голоценовых отложений и соответствующих им археологических стоянок.

Технические ограничения в первую очередь связаны с определением концентрации C^{14} в углероде образца. Точность таких измерений зависит от числа сосчитанных атомов изотопа в определенном количестве углерода. Так как и изначальная концентрация природного радиоуглерода мала, а со временем за счет распада еще уменьшается, то пределом измеряемого возраста становится случай, когда концентрация C^{14} не может быть достоверно определена. Для разных типов измерительных устройств (и разных количеств исследуемого углерода) эта величина различна. При серийных измерениях на обычных установках без особого труда достигается предел измерений возраста в 40 000—50 000 лет. Подобный тип датирования в сцинтилляционном варианте применяется нами.

Существуют ограничения, связанные с загрязнением образцов "молодым" углеродом в процессе химической подготовки препаратов. Они более или менее успешно преодолеваются для пределов измерения порядка 40 000—50 000 лет, что отвечает загрязнению около 0,1%. Подобные загрязнения опасны для достаточно древних образцов.

Для обеспечения правильности измерений в лаборатории необходим постоянный контроль за кондиционностью радиометрической аппаратуры, химического оборудования, счетных препаратов (образцов, эталона, фона), чистотой реактивов. Необходим постоянный внутрилабораторный контроль по воспроизводимости результатов. Желателен и межлабораторный контроль.

Ограничения, связанные с техническими возможностями, исчисляются статистически и исследуются лабораторными методами.

Если методика приготовления счетных препаратов (в нашем случае — бензола) сейчас хорошо отработана, и, получив углерод из исследуемого образца, можно особенно не беспокоиться о надежности, дальнейшего измерения его возраста, то при самом выделении "первоначального" углерода из образца по стандартной методике вещество образца не всегда полностью очищается от загрязнений. Виной тому обычно бывает не сама методика или работники лаборатории, а разнообразные загрязнения в природе, механизм которых не всегда ясен и, соответственно, не предусматривается при стандартной очистке, предназначенной для выведения из клетчатки образца растворимых в соляной кислоте и едкой щелочи веществ.

Значительная часть исследуемой органики сильно разложена, и применение стандартной методики для многих образцов, например торфа, приводит к их полному растворению, естественно, вместе с загрязняющими веществами. Если предположить, что загрязнение произошло при проникновении в образец микро- или макроорганизмов, то понятно, что оно не выводится из образца, если их клетчатка схожа с таковой образца. Такие загрязнения в наших образцах возникают при их нахождении достаточно долгое время в поверхностном слое после вытаивания из "вечной" мерзлоты и часто диагностируются визуально.

В северных широтах применение радиоуглеродного метода определения возраста формально не связано с серьезными затруднениями. Хотя интенсивность генерации биомассы здесь невелика, а при ухудшении климата падает до минимума, за счет низких температур и "вечной" мерзлоты органические остатки хорошо сохраняются и могут быть обнаружены в четвертичных отложениях почти всех типов в достаточном для радиоуглеродного датирования количестве.

Однако хорошая сохраняемость органики имеет и другую сторону — органические остатки могут неоднократно переотлагаться. Это может быть причиной значительного удревнения получаемых по ним радиоуглеродных дат.

Рассмотрим различные виды органических остатков, используемых для датирования в зависимости от условий их образования, считая критерием, кроме геологических соображений, полученные радиоуглеродные даты.

Потенциально наиболее полихронный материал — *растительный детрит*. Детриты могут различаться по составу, характеру сохранности самого материала и отдельных его компонент, по способу отложения. Материал детритов весьма разнообразен: это различной сохранности палочки и щепочки, листики, стебли и листья трав, кусочки мха, насекомые, иногда даже остатки перьев птиц и волоски животных. Все эти составляющие бывают самой разной сохранности и могут давать смеси в различной пропорции. Несомненно, что более стойкий к деструкции материал может иметь более сложную историю переноса. Некоторые же компоненты вообще не могут быть переотложены в силу своей природной хрупкости и быстрого изменения состава вещества сразу после гибели организма.

Материалы для детритов, в частности, дают сносимые по́лой водой с низких, поросших растительностью поверхностей остатки отмерших и начавших распадаться растений. Они часто дают большие скопления подобного сену материала, иногда содержащего ветви кустарничков. Такой материал, как правило, практически синхронен времени его отложения.

Интересно, что два образца визаульно одинакового "сена", собранные на каменистом мысу у уреза воды и в 2 м выше, имеют значения +4 и +9%. На каменистой же косе с оз. Энгельгардт из трех разных лужиц на расстоянии 1—2 м друг от друга были отобраны два визуально различных детрита, состоящих из обломков веточек кустарников, и детрит из трав и листиков. В лужицах на одном уровне палочки дали возраст 3590 ± 100 л.н., листики — +6%, а из лужицы на 30 см выше — палочки 2100 ± 40 л.н.

Можно привести еще пример. На западе оз. Таймыр, в заливе между мысами Фуса и Саблера, свеженамытый детрит под обнажением мыса Саблера (возраст более чем 20-метровой толщи его отложений ок. 30 тыс. л.н.) имеет дату 13 600 ± ± 400 л.н., из глубины залива — 7400 ± 60 л.н., а с мыса Фуса (сложен пермскими песчаниками) — 2860 ± 150 л.н. Интересно, что у мыса Саблера рядом с местом отбора современного детрита на сетке полигонов, вскрытых водной абразией озера, с края одного из полигонов, из круто падающего к середине его богатого прослоя, отобран образец мелкопалочного детрита, давший дату 31 800 ± 500 л.н., весьма близкую к автохтонному материалу из разных полигонов, давшему несколько дат из разных мест от 29 600 ± 1000 л.н. до 31 600 ± 900 л.н.

Материал детрита от перемыва отложений с мохово-травяными прослойками и торфов весьма характерен — он имеет в себе достаточно длинных волокон и обычно

в случае последовательного намыва распадается на тонкие, горизонтальные прослои, никак не скрепленные по вертикали, подобные рыхлому войлоку. Даты по таким прослоям обычно непоследовательны. Так, с побережья Хатангского залива из намывных войлокоподобных детритов получены следующие даты: 5860 ± 130, 7400 ± 100, 5 100 ± 100, 6960 ± 80 л.н., что опять-таки указывает на случайное соотношение более молодых и более древних компонентов и не характеризует возраста образования.

Несомненна и сепарация материала по возрасту — сохранности в процессе отложения, на что указывают даты из двух образцов, отобранных на поверхности бечевника в нижнем течении р. Хатанга из плоских куч, намытых сразу после ледохода, на расстоянии нескольких метров друг от друга вблизи воды: 690 ± 100 и 4600 ± ± 150 л.н. Приведенные выше примеры также указывают на это. Обращает на себя внимание тот факт, что можно с большой долей уверенности судить о несинхронности материала по его облику.

Нередко растительные остатки из мерзлоты имеют визуально одинаковую сохранность, но более древние образцы легче разлагаются в щелочи и соответственно должны быстрее распадаться в природных условиях. Они обычно содержат меньше углерода, чем молодые, и будут давать меньшее удревнение дат по детритам.

Следует также иметь в виду, что удревнение образцов идет с большим переносом вещества, чем омоложение, в силу экспоненциального характера распада. Так, для удревнения образца на 5,5 тыс. лет необходима добавка равного количества "мертвого" (без C^{14}) углерода, для удревнения на 17 тыс. лет такая добавка должна быть в 8 раз больше, на 37 тыс. лет — в 99 раз.

Изучение детритов на паберегах показывает, что только в исключительных случаях в современных условиях происходит накопление более древнего детрита. Так, например, под обнажением мыса Саблера, отложения которого сложены весьма обогащенными автохтонной органикой (имеющей возраст от 30 т.л.н. до современного)алевритами и песками и которые активно смываются в штормы, оказалось возможным накопление детрита возрастом в 13,6 тыс. л.н. В одной из соседних бухт южнее, где выходят более древние породы с моховыми прослойками, привнос современного материала, очевидно, уже играет существенную роль, так как там возраст современного детрита на пабереге 4800 ± 100 л.н.

В доголоценовое время, когда, судя по количеству органики, сохранившейся в отложениях этого возраста, не было периода со столь мощной генерацией биомассы, как в голоцене, могущей катастрофически "удревнить" образцы последующих эпох, и генерация шла более или менее равномерно, удревнения не превышают первых тысяч лет. Причем это не относится к детритам хорошей сохранности, состоящим из палочек и веточек с корой, часто весьма длинных, кустиков травы и мха, листиков, насекомых и т.п., для которых удревнение должно быть незначительным, т.е. образцы могут быть практически синхронны. Так, на левом берегу р. Хета в 10—15 км выше пос. Волочанка, из середины аллювиальной песчаной косослоистой толщи отобран образец детрита с листиками и веточками, он дал дату 12 640 ± 180 л.н.; из другого обнажения, в котором та же толща кроется автохтонной моховой толщей торфа, из нижнего прослоя последнего получена дата 12 210 ± 90 л.н.

В некоторых детритах присутствуют крошки каменного угля и янтаря, которые могли бы дать значительное удревнение, но в процессе подготовки образцов для анализа этот материал практически полностью удаляется.

Ситуация с сильным удревнением реально пока не наблюдалась и, видимо, может возникнуть только как исключение.

Переотложение некоторых типов материала фиксируется по его структуре и часто может быть учтено. Очевидно, что когда по материалу одного или стратиграфически близких горизонтов, а также фракций одного детрита не наблюдается инверсий или разброса дат, с некоторыми ограничениями материал можно считать синхронным отложениям, что почти всегда будет правильным для дат 30 000—50 000 л.н., когда ошибка измерения (статистическая) будет равна 1000—2000 лет. Разумеется, загрязнение детритов поверхностными и приповерхностными процессами может быть весьма велико, и чистота отбора проб этого материала особенно важна.

Таким образом, переотложение органического материала — весьма существенный фактор, влияющий на надежность дат. Интересно посмотреть, какую роль он играет для дат, полученных по *древесине*, которая является самым устойчивым объектом при различных воздействиях, лучше даже, чем кость и, очевидно, должна переотлагаться. Факты перемыва таких образцов реально наблюдаются. Во-первых, это — многочисленный плавник древесины лиственницы на берегах рек в современной тундро-

вой зоне. Пять образцов, отобранных в среднем течении р. Малая Балахня, дают даты от 4900 ± 50 до 7420 ± 100 л.н. За эти пределы редко выходят даты довольно многочисленных образцов такого же плавника и отдельных образцов, собранных на водоразделах. Единственно, что весь этот материал может перезахороняться, что в действительности и происходит.

К сожалению в материалах, собранных на Таймыре, убедительных примеров переотложения мало, что, вероятно, объясняется медленным повторным захоронением материала, при котором он успевает окончательно разложиться. По чужим сборам, например, в верхней части разреза высокой поймы рч. Эбелях (бассейн р. Анабар) четыре небольшие окатанные деревяшки, найденные в одном месте на глубине 1 м, дали даты в пределах 3790 ± 250 — 7380 ± 200 л.н., что указывает на их переотложение.

Инверсии в разрезах весьма редки. Для голоценовых отложений даты по древесине надежны по автохтонному материалу (пни деревьев в прижизненном положении, стволы с ветками, древесина в автохтонном торфе и т.п.), а по аллохтонному требуется хотя бы несколько дат по разным объектам из одного места. Загрязненность молодого материала меньше, но даже возможное загрязенение в 1—2% дает изменение возраста, сопоставимое с возрастом дерева.

Древняя автохтонная древесина обычно представлена окатанными стволами хвойных деревьев или их фрагментами и приурочена к морским отложениям. Длина стволов иногда достигает нескольких метров. В верхах этих отложений, в линзах небольшой мощности, наблюдаются скопления по нескольку десятков окатанных обломков древесных стволов. Отдельные также окатанные стволы попадаются и в отложениях неясного генезиса.

Даты по древней древесине имеют некоторые особенности, весьма существенные для выяснения их надежности и определяющиеся связью возраста по C^{14} с сохранностью образца. Для образца с северного побережья оз. Таймыр, с оконечности п-ва Дюптамала (окатанный обломок ствола длиной около 2 м и наибольшей толщиной 12 см, лежавший почти полностью на поверхности), получена дата 38 400 ± 600 л.н., а для конца окатанного же обломка ствола (всего длина 80 см), найденного при расчистке в приповерхностном слое песка, — 38 500 ± 700 л.н. Казалось бы, что хорошее совпадение дат дает возможность установить возраст отложений, но второй образец древесины, находившийся in situ перпендикулярно поверхности расчистки, был полностью извлечен из мерзлых песков, и по его другому концу получена дата 44 800 ± 1000 л.н. Таким образом, количество C^{14} в разных концах второго образца отличается вдвое, чего не бывает в незагрязненных образцах. Учитывая, что вмещающие песчаные отложения, видимо, неоднократно оттаивали на значительную глубину (отбор образцов производился в начале лета), образцы были отобраны в деятельном слое, хотя и в разных его горизонтах. Поэтому можно предположить, что все даты, включая и бо́льшую, омоложены.

В нижнем течении р. Нижняя Таймыра, из обнажения против устья р. Чукча, из песчаной толщи (видимая мощность до 10 м) отобраны ожелезненные палочки (35 800 ± 1000 л.н.), а в 400 м — корень лиственницы (35 800 ± 500 л.н.). Там же из осыпи отобран сильно окатанный кусок ствола (37 100 ± 1000 л.н.) и прикомлевая часть окатанного ствола, хотя и с небольшим поверхностным ожелезнением, но меньшим, чем у остальных образцов древесины, с запахом смолы (более 48 600 л.н.). Отсутствие трещин на поверхности последнего образца позволяет предположить, что он никогда не высыхал. Там же отобран из плотной алевритовой пачки детрит (свыше 46 000 л.н.). Кажется вероятным, что в этих двух случаях образцы оказались менее загрязнены "современным" углеродом в силу своей меньшей проницаемости и дали более надежные даты. Не исключена возможность и переотложения разновозрастной древесины, попавшей сюда в виде плавника.

Омоложение может быть связано с ожелезнением и, видимо, частичным современным разложением органики. Так, на правом берегу р. Шренк, примерно в 5 км ниже устья р. Мамонта, из песчаных отложений с несколькими небольшими линзами глин, из прослоя общей мощностью около 60 см отобраны палки до 3—4 см толщиной. Из песков — ожелезненные и несколько худшей сохранности (40 000 ± 900 л.н.), из линз глины — без ожелезнения (свыше 48 700 л.н.).

Представляется интересным, до какой степени может дойти загрязнение. Нами из древних отложений был отобран образец древесины, сохранивший первоначально окатанную форму, но ставший трухлявым, видимо, по выходе на дневную поверхность. Дата для него 12480 ± 800 л.н. В этом случае более 20% углерода образца, несмотря на проведенную, как и во всех остальных случаях, очистку, оказалось захваченным из современной среды. В свете этих данных даты 43 100 ± 800 и 45 200 ± 1000 л.н., полученные по ожелезненным окатанным стволам, найденным

на дне овражка, на уровне около 40 м высоты, вблизи оз. Энгельгардт, также мало надежны, скорее всего, омоложены, так как материал неопределенное время находился на поверхности. Загрязнение в этом случае порядка 0,5%.

Примеры омоложения древесины мы видим весьма часто. Оно хорошо диагностируется, когда имеется материал, различающийся по постседиментационной сохранности. Из этого естественно сделать вывод, что мы не проводим очистку достаточно эффективно при всех механизмах загрязнения.

Считается, что загрязнение молодыми гуминовыми кислотами мы выводим из образца серией щелочных вытяжек. Но в описанных случаях по условиям местонахождения образца неясно, откуда могли взяться гуминовые вещества, и кажется более вероятным, что имеет место биологическое загрязнение, возможно и не только этот механизм. При длительном пребывании образцов в практически закрытой системе — многолетней мерзлоте — действуют такие факторы, как радиоактивное излучение, и естественная перестройка органического вещества как бы способствует накоплению дозы этих воздействий. Выйдя из мерзлоты и попав в кислородную среду биосферы, образец становится весьма реакционноспособным к химическим и биологическим воздействиям и как частный случай — к внесению "современного" углерода.

К сожалению, условия отбора образцов в районах Крайнего Севера не всегда позволяют отобрать образцы из "вечной", а не сезонной мерзлоты в силу плохой обнаженности и обычно медленного разрушения отложений реками и термоэрозией, обусловленных малым количеством осадков и невысокой льдистостью пород. Это делает необходимой крайнюю осторожность при установлении надежности дат, когда возраст образцов соответствует долям процента концентрации C^{14} (по отношению к современной).

В то же время часто, не имея возможности получить заведомо чистые образцы, т.е. из "вечной", а не сезонной мерзлоты, приходится исследовать и материал из осыпей, сезоннооттаивающих отложений и т.п., помня при этом об ограниченной надежности получаемых дат, желательно их контролировать другими датами.

Костный материал для датирования отбирался только самой лучшей сохранности, в чем не было затруднения; надежность дат по кости контролировалась, во-первых, воспроизводимостью (анализы делались из различных частей образцов, визуально разной сохранности, и во всех случаях показали прекрасную сходимость), во-вторых — возрастом вмешающих отложений. Так как костей, найденных in situ, почти нет, то обычно это был материал с бечевника под обнажениями отложений, возраст которых определялся по автохтонному материалу. Часто был известен весь временно́й интервал накопления осадков. Даты по таким костям ни разу не вышли из этого интервала, указывая на синхронность отложений. Таким образом, кости как бы раскладывались по стратиграфическим горизонтам.

Образцы костей большей частью совсем не имели следов транспортировки и когда находились в скоплениях, то принадлежали одному индивидууму. В этом случае они принимались как автохтонный материал. Делались определения и по отдельным случайным находкам.

Даты по костям, вообще немногочисленные на Таймыре, редко выходят за пределы метода. Пока нет уверенности, что все, даже весьма хорошей сохранности, кости, дающие даты, близкие к пределу (свыше 40 000 л.н.), надежны. Основанием для сомнений служит то, что при обработке некоторых костей в лаборатории (последовательном снимании 1—2-миллиметровых слоев каллогена при постепенном декальцинировании кости) в костном материале на глубине 4—6 мм, на больших площадях (часто целиком по одной стороне) обнаруживались 3—5-миллиметровые прослои ярко-зеленого цвета, которые не могли быть ничем иным, как включением содержащих хлорофилл и, следовательно, фотосинтезирующих водорослей.

Подобные прослои после гибели водорослей должны становиться бурыми: этот феномен (бурые прослои в белой кости) также наблюдался неоднократно. Он пока не исследован. Естественно, что эти прослои из датируемого материала исключались, но сомнения в надежности результатов оставались. Это же может относится и к древесине, полежавшей на поверхности и получившей через фотосинтез микроводорослей некоторое количество современного углерода. Кажется сомнительным, чтобы этот углерод уходил в щелочную вытяжку при стандартной очистке образца. Подобные явления, видимо, могут существовать только в той толще органики, куда проникает достаточно интенсивный свет. Эти прослои при предварительной обработке должны быть удалены.

Почвы, автохтонный торф (аллохтонный торф удобнее принимать как детрит) и *"растительные слоенки"* — по сути разновидности продуктов почвообразовательного процесса. Сюда же можно отнести и рассеянную в эоловых отложениях органи-

ку как крайний член ряда: почва — торф — "растительные слоенки" — рассеянная органика. Поскольку в этом ряду осуществляется накопление автохтонной органики (с различной скоростью разложения последней и различным привносом минеральной составляющей), то все они дают изначально надежный материал для датирования.

При почвообразовательном процессе, идущем с очень малым привносом минеральной составляющей или без него, с сильным разложением органики, в почве накапливается весьма полихронный материал. Выделить в чистом виде его составные части не представляется возможным, но получаемые по последовательным щелочным вытяжкам даты иногда отличаются на тысячи лет, указывая на длительность существования почвы. В условиях Крайнего Севера ископаемая почва встречается весьма редко, и, видимо, существует непродолжительно, что следует из малой разницы дат для различных вытяжек.

На Крайнем Севере торфяники обычно не отличаются мощностью и продолжительностью существования. Степень полихронности (различия возраста слагающих компонентов) растительных остатков в них зависит от скорости роста торфа и глубины последующего проникновения организмов. Близко находящаяся мерзлота исключает обмен на большую глубину, так что полихронность материала в отдельных горизонтах не очень велика и может быть учтена.

Опасность омоложения, как и в случае древесины, представляет соприкосновение материала с активной биосферой после отступления "вечной" мерзлоты. За счет большой проницаемости торфа заражение его идет быстрее во всех случаях.

При отборе образцов торфа часто допускаются ошибки. В торфе, вырубленном из мерзлоты, согласно описанию условий отбора при лабораторной обработке обнаруживаются современные еще живые корни, а если учесть, что погибшие современные корни визуально часто не отличаются от субстрата, то диагностирование материала в лаборатории ненадежно, и для поправки положения приходится использовать при датировании щелочные вытяжки, в которых ископаемая часть материала растворяется значительно активнее, чем современная.

"Слоенки автохтонной растительности" с песчано-алевритовым заполнением растут значительно быстрее торфов. Для промежутка времени 30 000—10 000 л.н. эта скорость обычно порядка 1 м в тысячу лет, для позднего голоцена — несколько больше. В них иногда наблюдаются отдельные клинья и жилы льдов. "Слоенки" располагаются пачками различной мощности, обычно весьма протяженными. Разделяющие их осадки обычно накапливаются с той же скоростью.

Заполняющий пространство между растительными прослойками материал имеет обычно тонкую слоистость, хорошо наблюдаемую на выветрелых поверхностях, и в нем в незначительном количестве также присутствуют растительные остатки. Нередко возникает вопрос, принесены ли эти остатки ветром, или это автохтонная растительность, большая часть которой разложена, как в лёссах или вулканических пеплах. В случае автохтонности эта рассеянная органика при некоторых дополнительных усилиях может быть собрана и служит надежным материалом для датирования. Попытки такого датирования иногда предпринимались и дали хорошие результаты по сопоставлению с соседними разрезами. "Растительные слоенки" служат весьма надежным материалом для радиоуглеродного датирования. Накопление их происходит в условиях "вечной" мерзлоты; при сезонном оттаивании не более чем на 15—20 см (корни живых растений) соответственно могут вносить в нижние слои лишь незначительное количество добавочного радиоуглерода, отличающегося по возрасту всего на 200 лет (20 см при скорости роста 1 м в тысячу лет).

Сохранность органики в "растительных слоенках" обычно хорошая, часто позволяет вести стандартную очистку, как и для древесины.

Описываемые как "палочки" остатки мелких кустиков, обычно с корой, встречаются иногда и в обедненных органикой прослоях разрезов с "растительными слоенками".

В морских отложениях Таймыра нередки *раковины моллюсков*. Они иногда образуют банки с раковинами в прижизненном положении; иногда же это — скопления перемытых на мелководье раковин. В некоторых случаях скопления раковин производят впечатление очень молодых образований. Но все попытки датирования давали одни и те же даты: от 24 000 до 38 000 л.н., в разных (послойных для раковин) фракциях, что однозначно свидетельствует об обмоложении всех дат, величину которого нет способов определить.

Даты по этому материалу следует исключить из рассмотрения. Единственно, что можно сказать, — это то, что материал древнее полученных для каждого образца максимальных значений возраста. Обращает на себя внимание тот факт, что в

некоторых случаях в поверхностных пробах наблюдалась зеленая окраска раковин, возможно, за счет проникновения водорослей. В этом случае они своим "дыханием" и жизнедеятельностью (разложением хитина) способствуют "омоложению" образцов.

Как видим, надежность радиоуглеродных дат зависит от многих причин. Это и сами датируемые образцы с синхронностью и полихронностью слагающего их материала, условия их отбора и вся история их существования, сохранность материала и всевозможные его загрязнения, лабораторные оплошности в химической обработке и при измерении радиоактивности, неточности в основах метода. Но, как уже говорилось, причины, связанные с основами метода и лабораторной обработкой, при ее корректном проведении существенно не искажают даты.

Основной источник недостоверных дат — естественное загрязнение проб непосредственно перед их отбором, что особенно опасно для древних дат. В этом случае стандартная очистка не может гарантировать надежных результатов, так как механизмы загрязнения различны. Они изучены только для отдельных случаев и, учитывая многообразие природных явлений, вряд ли когда-нибудь будут созданы методики, позволяющие распознавать и устранять все виды загрязнений. Поэтому самый верный пусть к получению надежных дат — отбор незагрязненных образцов. Но достигнуть этого достаточно трудно. Мы очень редко воочию видим "вечную" мерзлоту и в ней — нужный для датирования материал, доступный для отбора. Но и в этом случае мы можем ошибаться, как это часто показывают результаты последующего изучения.

Но существует большое количество случаев, когда материал, вышедший ранее из "вечной" мерзлоты, дает надежные даты. Это обычно бывает в значительных скоплениях углерода — толстых прослоях торфа, больших стволах древесины. Как правило, однозначно судить об этом позволяют запредельные результаты. Но и о достоверности древних (более 30 000 лет) конечных дат можно с уверенностью судить, когда их достаточное количество, они получены по различным синхронным — по общим соображениям — образцам (в идеале — и по различному материалу), в одном геологическом теле или еще лучше — в одном горизонте.

Голоценовые даты редко дают инверсии более чем в первые сотни лет. Это может служить основанием для отбраковывания древних дат по синхронным материалам, дающим иногда инверсии и несходимость в тысячи лет, т.е. значительно превосходящие суммарную стандартную погрешность. Как крайний случай, все даты могут оказаться ненадежными, омоложенными, а истинный возраст будет более каждой из них.

Во всех случаях, когда принимается радиоуглеродный возраст каких-либо геологических образований, желательно на основании изучения ряда дат доказать надежность одних и непригодность других.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ

Применение метода спорово-пыльцевого анализа в высокоширотном ледниковом районе сопряжено с рядом трудностей. Близость центров древних оледенений, неоднократное возникновение обширных приледниковых бассейнов, в которых происходил перемыв разновозрастных отложений, ассимилированных моренами, привели к формированию смешанных ископаемых спектров. Повсеместное развитие многолетней мерзлоты затрудняет традиционные способы отбора проб в поле. Опыт показал, что в холодное таймырское лето часто доступным оказывается лишь сезонно-оттаивающий слой, обычно неоднократно перемытый и не содержащий ископаемых пыльцы и спор.

К началу систематического изучения антропогена Таймыра уже существовали методические разработки, предварявшие спорово-пыльцевые исследования на севере Средне-Сибирского плоскогорья [Никольская, 1973, 1974, 1980]. Массовое опробование, впервые проводившееся в бассейнах Нижней Тунгуски и Котуя на базе многолетних геолого-геоморфологических исследований, показало, что метод спорово-пыльцевого анализа часто "не работал" самостоятельно. В условиях практической неизученности ископаемых спектров антропогена севера Средней Сибири, отсутствия стратотипов, палиностратотипов и "показательных видов" четвертичных флор Сибири традиционное, прямое, использование спорово-пыльцевых материалов осложнялось отсутствием в них всякой стратиграфической информации. Возникла

2. Зак. 1420

необходимость идти от геолого-геоморфологических и стратиграфических построений к интерпретации ископаемых спектров. Подобная постановка исследования не нова: так работает каждый палеонтолог-четвертичник в новом, существенно удаленном от изученных территорий регионе. Это ни в коей мере не умаляет ценности метода, зато четко оконтуривает пределы его возможностей и устраняет разночтения.

Основу спорово-пыльцевых исследований составило комплексное использование результатов палеоботанических, преимущественно палеокарпологических и диатомовых, анализов и тех пыльцевых характеристик, которые соответствовали ледниковой или межледниковой природе отложений. Это позволило выявить палинологическое содержание понятий "спектр ледниковья" и "межледниковый спектр". Реперами послужили соответствующие стратиграфические подразделения, выделенные в ходе геолого-геоморфологических исследований. Существенное дополнение внесло C^{14}-датирование, корректировавшее как геологические, так и спорово-пыльцевые построения. Взаимоконтроль в применении к массовым пыльцевым сборам помог получить надежные палеоботанические характеристики и обосновать палеогеографические реконструкции.

Изложенная программа спорово-пыльцевых исследований полностью оправдала себя при изучении антропогена Таймыра.

Массовые спорово-пыльцевые сборы максимально сопровождались палеокарпологическими и диатомовыми исследованиями.

Изучение современных поверхностных и воздушных проб, характера растительности, состава пыльцы и спор современных растений дало ценную информацию. Установлено, что в лесотундре, кустарниковой и моховой тундрах современные спектры, несмотря на присутствие редких занесенных зерен, отражают характер современной растительности. В арктической тундре современные спектры значительно искажены присутствием обильной занесенной пыльцы кустарников и древесных пород. Часто в поверхностных и воздушных пробах встречаются переотложенные дочетвертичные зерна меловых, раннекайнозойских растений, а также неопределенные из-за плохой сохранности хвойные (Picea sp., Pinus sp.) Betulaceae. Несмотря на присутствие занесенных и переотложенных зерен, современные спорово-пыльцевые спектры лесотундры и мохово-кустарничковых тундр могут служить основой для реконструкции растительности прошлого.

В ходе исследований установлен смешанный характер не только современных, но, главное, ископаемых спектров. Во всех изученных антропогеновых толщах отмечались переотложенные пыльца и споры мезозойских и раннекайнозойских растений. Среди мезозойских доминируют зерна верхнемеловых, велико участие палеогеновых, неогеновых, хотя третичные отложения в районе не выявлены. Сохранность дочетвертичных зерен различна — от хорошей до плохой. Часты и местами обильны неопределенные (Coniferae, Betulaceae), наконец, просто неопределимые (!) зерна. Распределение переотложенных находок по разрезу закономерностей не обнаруживает. Обычно в тех же пробах отмечаются пыльца и споры плейстоценовых растений, сильно деформированные, либо экологически несовместимые с генезисом пород. Эти зерна, плоские, смятые, оплавленные, темные, разорванные, изъеденные микроорганизмами, принадлежат пыльце и спорам всех видов и родов четвертичных растений. Их поведение по разрезу хаотично и не всегда соотносится с таким же бессистемным участием дочетвертичных и неопределенных фоссилий. Сам факт присутствия асинхронных зерен в спектрах плейстоцена и голоцена (вплоть до поверхностных проб!) наводит на мысль о неоднократном обогащении антропогеновых спектров в процессе их формирования переотложенными зернами пыльцы и спор как дочетвертичных, так и плейстоценовых растений. Очевидно, образование смешанного, разновозрастного комплекса происходило на севере Сибири многократно и повторялось тем чаще, чем сложнее была история развития региона.

Следует подчеркнуть, что деформация плейстоценовых зерен сама по себе еще не может служить доказательством их переотложения. В каждом конкретном случае вопрос решается комплексно, с учетом всех данных палеоботанических, геолого-геоморфологических и геохронологических исследований. Только так можно отделить синхронную часть смешанного плейстоценового спектра от переотложенной. При этом выделяется экологически совместимая часть ископаемого спектра, а в категорию асинхронной, переотложенной, относятся все остальные фоссилии, которые этой общности не обнаруживают.

Основанием к установлению синхронности пыльцы ели, лиственницы, древовидной березы и кустарников в ископаемых спектрах современных тундр послужили находки в межледниковых отложениях позднего плейстоцена и голоцена хвои, шишек Picea obovata, пней, стволов и хвои Larix dahurica, коры белоствольной березы (ботаническое определение не проводилось), шишек, семян и листьев

Alnaster fruticosa, семян Betula Ermani, чешуек Betula humilis, листьев, орешков, чешуек Betula nana, листьев и чешуек Betula exilis, семян Pinus pumila, листьев Salix arctica, S. cinerea, S. hastata, S. reptans, S. rotundifolia, листьев и семян Salix reticulata[1].

В настоящее время ареалы ели, березы располагаются значительно южнее, лиственница и ольховник практически не переходят на левобережье Хеты и Хатанги, березки достигают предгорий Бырранга и только кустарнички ив, часто напоминающие "рассаду" (10—20 см высотой), обычны по долинам рек вплоть до побережья океана.

Установлено, что объем разновозрастных переотложенных находок резко возрастает в отложениях, генетически связанных с ледниковыми образованиями, а также в морских, особенно в казанцевских, слоях (причина последнего пока неясна).

Иллюстрацией служит спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений, вскрытых на северном берегу оз. Энгельгардт в горной области, неоднократно подвергавшейся оледенениям (рис. 1, обн. ТХ-33). Разрез опробован дважды — в 1975 и 1977 гг. Оба раза обнаружены обильные ископаемые находки хорошей сохранности, однако их состав противоречив. С одной стороны, диаграмма выявляет постоянство спектров по разрезу. Всюду доминирует пыльца древесных пород и кустарников. Среди недревесных обильны полыни, много папоротников. В группе древесных и кустарников абсолютно господствует пыльца древесных пород (60—80%). Участие ели достигает 30%, часты пихта (4—5%), кедр (около 10%), береза (до 20%), ольха. Подобные "теплые" спорово-пыльцевые характеристики соответствуют растительности северной тайги и до сих пор на Таймыре неизвестны. Диаграмма чрезвычайно близка спектрам казанцевских отложений [Никольская, 1980, см. с. 87, рис. 8], хотя последние отражают существование только редколесий. Итак, традиционное, буквальное прочтение диаграммы обн. ТТ-15 позволяет совершенно однозначно оценить время формирования озерной толщи как климатический оптимум межледниковья, гораздо более теплого, чем оптимум голоцена.

С другой стороны, состав спектров по всему разрезу — смешан. Помимо плейстоценовых зерен прекрасной сохранности, обильны переотложенные дочетвертичные, неопределенные и деформированные плейстоценовые находки. Степень сохранности меловых и третичных спор и пыльцы различна — от хорошей до плохой. Подсчет деформированных зерен в группе заведомо переотложенных дочетвертичных находок показал, что их поведение по разрезу закономерностей не обнаруживает. Попытка не расчленять, а соединить воедино деформированные и недеформированные зерна как плейстоценовых, так и доплейстоценовых растений общего хода кривых на диаграмме не изменила. Характер диаграммы в целом не нарушился. Следовательно, в данном случае признак деформации зерен не помог отчленить переотложенную пыльцу от инситной. Так стал очевидным факт переотложения практически всего смешанного ископаемого комплекса, выделенного, по мнению Н.В. Кинд, из озерных толщ, сформировавшихся после распада позднеплейстоценового ледника. Видимо, обогащение плейстоценовыми и дочетвертичными зернами пыльцы и спор происходило не только в момент формирования озерной толщи, но многократно и прежде. В результате образовались внешне вполне правдоподобные межледниковые спектры. Особый интерес представляла прекрасная сохранность большинства четвертичных и доплейстоценовых находок — видимо, мерзлота оказала здесь консервирующее действие.

Обработка массовых спорово-пыльцевых сборов показала, что только состав ископаемых спектров или только деформация ископаемых зерен без учета генезиса пород, их геолого-геоморфологической и геохронологической характеристики не могут служить основанием к признанию их синхронности или асинхронности. Пренебрежение этим правилом чревато грубыми ошибками.

Сопоставления с сопредельными территориями (бассейны Нижней Тунгуски, Котуя, Гыданский полуостров) показывают, что присутствие переотложенных разновозрастных зерен в толщах антропогена специфично не только для Таймыра.

Проблема интерпретации смешанных ископаемых спектров в Сибири практически не разработана, хотя актуальность ее вызывала неоднократные дискуссии [Нащокин, 1963, 1968; Матвеева, 1965; Кац, 1969; Лазуков, 1970; и др.]. К настоящему времени не существует объективных аналитических способов выделения плейстоценовых переотложений, поэтому выводы палинологов часто не совпадают с представлениями палеокарпологов [Нащокин, 1973; Н.Я. Кац, 1971; Никитин, 1970].

Следует остановиться на оценке возможности использования метода эколого-географического анализа В.П. Гричука [1980] с целью выявления переотложенных

[1] В литературе есть упоминания о находках пней ели, березы, ивы, однако их возрастные привязки отсутствуют [Культина и др., 1974].

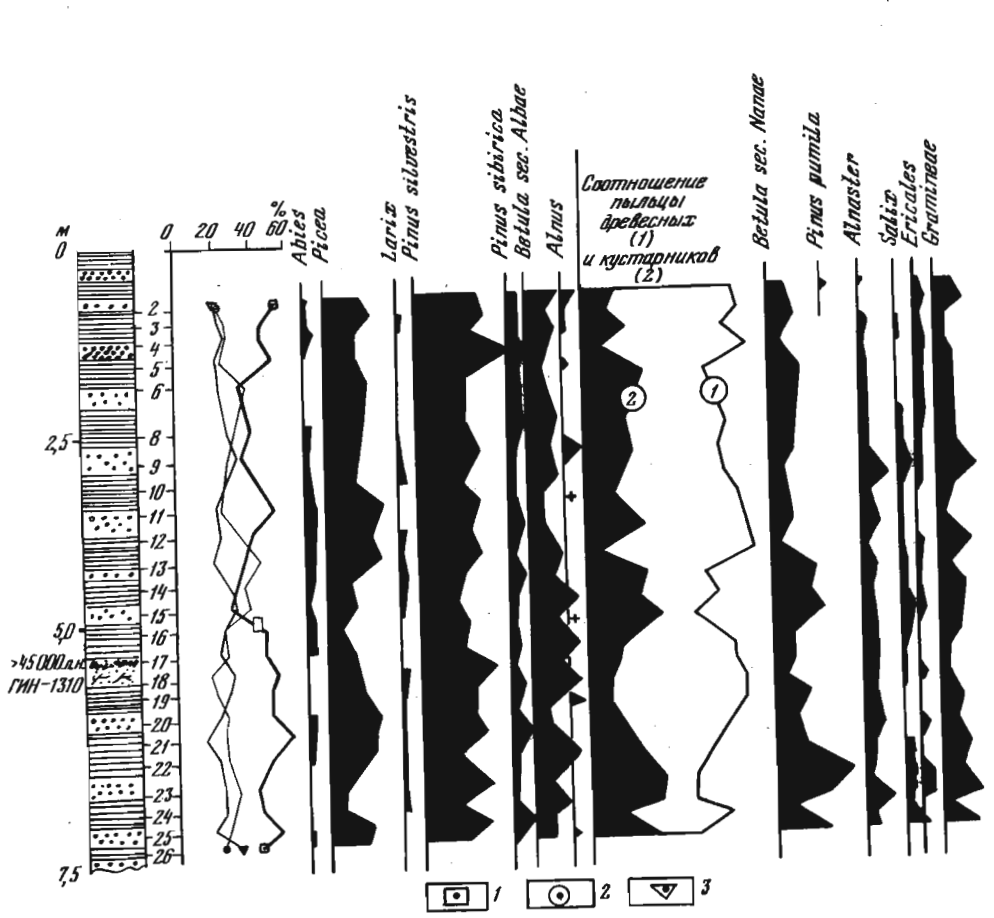


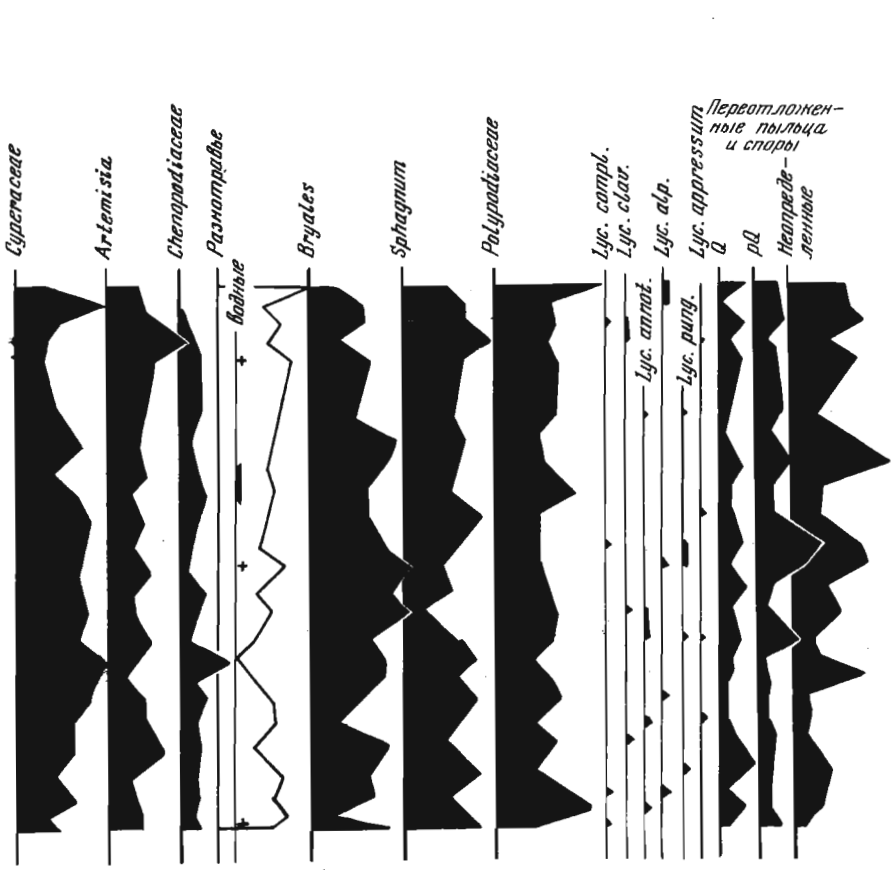
Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-ледниковых отложений сартанской эпохи, вскрытых обнажением ТХ-33) на северном берегу оз. Энгельгардт (р. Нижняя Таймыра). Сборы Л.Д. Сулержицкого, анализы М.В. Никольской

1 — пыльца древесных пород и кустарников; *2* — пыльца трав и кустарничков; *3* — споры

зерен плейстоценовых растений. Основу метода составляет положение об экологической несовместимости в ископаемых спектрах плейстоцена элементов флор разных генераций. Применительно к палеофлорам Европейской части СССР, существенно более многочленным, чем сибирские, использование метода правомерно. На севере Сибири, особенно на Таймыре, плейстоценовые и голоценовые флоры небогаты, состоят только из северотаежных и тундровых элементов, находящихся в абсолютной экологической совместимости. Именно поэтому применение эколого-географического анализа к палеофлорам севера Сибири мало результативно.

Использование видовых определений в районе, лишенном палиностратотипов и "показательных видов" четвертичных флор, при нынешнем уровне спорово-пыльцевого анализа на севере Средней Сибири пока тоже мало эффективно. Все доступные видовые определения, предусмотренные обычной программой анализа, проводились обязательно. Для этого использовались, помимо публикаций [Заклинская, 1953; и др.], гербарные сборы пыльцы и спор автора и В.В. Украинцевой по бассейну р. Малая Балахня и в урочище Ары-Мас (определения В.В. Украинцевой, БИН АН СССР). Они касались преимущественно травянистых растений, ныне живущих на Таймыре. Никакой стратиграфической информации эти данные не содержат. Вероятность переотложения либо заноса часто не может быть исключена, так что ценность подобного анализа пока лишь ограничивается дополнительной информацией.

Применение C^{14}-датирования для отложений голоцена позволило выяснить состав спектров межледникового ранга. Те, что оказались близки современным пробам и содержали в группе древесные породы и кустарники пыльцу только кустарников, квалифицировались как межледниковые, формировавшиеся в условиях климата, близкого к современному. Спектры, имевшие в своем составе, помимо кустарников, пыльцу древесных пород — ели, сосны, березы, пихты, относились к числу отражающих значительно более благоприятные климатические условия, чем современная эпоха, и квалифицировались как спектры оптимума межледниковья. Наконец, спектры, содержавшие лишь случайные, единичные зерна приравнивались к характеристикам более холодных эпох, чем настоящее время (ледниковье).



Основное внимание при спорово-пыльцевых исследованиях на Таймыре уделялось массовому анализу. Только так можно было, исключив случайность, обнаружить спектры наименее искаженные, т.е. наиболее оптимальные для целей спорово-пыльцевого анализа. Ими оказались озерные образования депрессий, отвечающие межледниковым или длительным межстадиальным эпохам, когда устанавливался оптимальный режим озерного осадконакопления и фактор переотложения играл минимальную роль. Наиболее полно это обнаружилось в ходе изучения каргинских озерных отложений, спорово-пыльцевые характеристики которых позволили выделить в межледниковой эпохе интервалы, соответствующие потеплениям и похолоданиям и оценить ее как межледниковый интервал. В еще большей степени сказанное относится к голоценовым озерным и аллювиальным образованиям.

Обилие C^{14}-дат по всему разрезу позднего плейстоцена и голоцена значительно облегчило интерпретацию пыльцевых материалов, которые сразу датировались. Четкие характеристики получены для голоцена и каргинских толщ [Никольская, 1980]. Наибольшую достоверность имеют голоценовые спектры, поскольку вероятность ошибки в их C^{14}-датировании минимальна. Именно эти палеоботанические характеристики должны стать объектом пристального изучения. Опыт показал, что они наиболее информативны, наименее искажены, следовательно, их анализ должен выявить специфику палеофлор Таймыра.

Изучение массовых пыльцевых сборов убедительно показало необходимость четко разделять спорово-пыльцевые характеристики тех или иных отложений плейстоцена и их интерпретацию. Иными словами, реконструкции растительного покрова на севере Сибири в ледниковых районах должны проводиться чрезвычайно осторожно.

Заключительным этапом обработки палеоботанических сборов явился ботанико-географический анализ палеофлор Таймыра. С помощью М.Е. Вощилко (Ленинград) изучены списки видов, выделенных из казанцевских, каргинских и голоценовых слоев. Анализ видового состава микро- и макроостатков растений обнаружил их экологическую принадлежность к бореальным, аркто-альпийским, гипоарктическим

и арктическим видам. Наибольшую по времени мобильность проявили бореальные и арктические, наименьшую — гипоарктические и аркто-альпийские виды. Распределение географических элементов внутри экологических групп установило тенденцию постепенного увеличения во времени и пространстве доли участия азиатских, американских и циркумполярных видов. Подобные изменения выявлены на севере Средне-Сибирского плоскогорья [Никольская, Пирумова, 1976]. Видимо,так проявлялась направленность дифференциации флор антропогена севера Средней Сибири.

Опыт изучения антропогена Таймыра показал, что комплексное использование палеоботанических материалов, скорректированных определениями по C^{14}, помогло выявить особенность палеофлор межледниковий позднего плейстоцена и голоцена. Датированные ископаемые спектры легли в основу палеогеографических реконструкций, обосновав климато-стратиграфические построения.

ГЛАВА III

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (Q_I) И НИЖНЕ-СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ($Q_I^2-Q_{II}^2$) ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Разрезы четвертичных отложений западной части низменности рассматриваются ниже по результатам исследований других авторов. Их интерпретация достаточно сложна и остается до настоящего времени спорной. Поэтому предлагаемый вариант стратиграфического расчленения нижне- и среднечетвертичных отложений следует рассматривать только как один из возможных.

В пределах всей Северо-Сибирской низменности отложения, которые по тем или иным соображениям могут быть отнесены к нижнечетвертичным и к нижне-среднечетвертичным, на дневную поверхность не выходят и вскрыты только скважинами. Они занимают четкую геоморфологическую позицию, выполняя глубокие долинообразные (?) понижения, врезанные в относительно ровную поверхность кровли мезозойских пород (находящуюся в среднем на отметках +20—60 м) до глубины от —70 до свыше —200 м (рис. 2).

Изучение этой части разреза только по керновому материалу дает сведения о ней неполноценные и разрозненные, что разрешает говорить о некоторой условности определения ее возраста и генезиса осадков.

В нижнем течении Енисея В.Н. Сакс [1953] к нижнечетвертичным относил валунно-галечные отложения мощностью 2—12 м с преимущественно трапповыми валунами. Породы вскрыты скважиной на левом берегу Енисея выше устья р. Малая Хета на глубинах 138—150 м, в узком каньоне глубиной 90 м, шириной 300 м, врезанном в меловые породы (рис. 2*а*). В.Н. Сакс рассматривал эти отложения как размытую морену древнейшего четвертичного (раннечетвертичного) оледенения. Валунно-галечные отложения в этом же каньонообразном понижении перекрыты толщей песков, содержащих растительный детрит и отдельные прослои и линзы галечников и глин. Мощность их 77—83 м.

В другом переуглубленном погребенном понижении на правом берегу Енисея в нижнем течении р. Сухая Дудинка скважиной в интервале глубин —80 — 120 м вскрыты пески с растительными остатками и перекрывающие их глины с галькой и морскими фораминиферами (мощность 27 м), являющиеся верхним членом разреза погребенных переуглублений (рис. 2—*б*). Скважина здесь располагается на борту древнего понижения рельефа и самые низы четвертичных отложений ею не вскрыты. Толщу песков В.Н. Сакс рассматривает как аллювиальные образования пра-Енисея и его притоков, откладывавшиеся в межледниковых условиях после формирования глубоко врезанных каньонов, последовавшего за раннечетвертичным оледенением. Соответственно возраст их он оценивает как раннесреднечетвертичный ($Q_I^2-Q_{II}^1$), до максимального оледенения, соответствующий миндель-рисскому межледниковью Европы [Сакс, 1953, с. 249].

Между долиной Енисея и оз. Пясино (примерно на широте г. Дудинка) буровыми скважинами также вскрыты погребенные узкие депрессии, врезанные в мезозойские образования. Выполняющие их отложения представлены различными литологически (и, очевидно, генетически) породами (см. рис. 2—*в*). Так, скв. Б-7

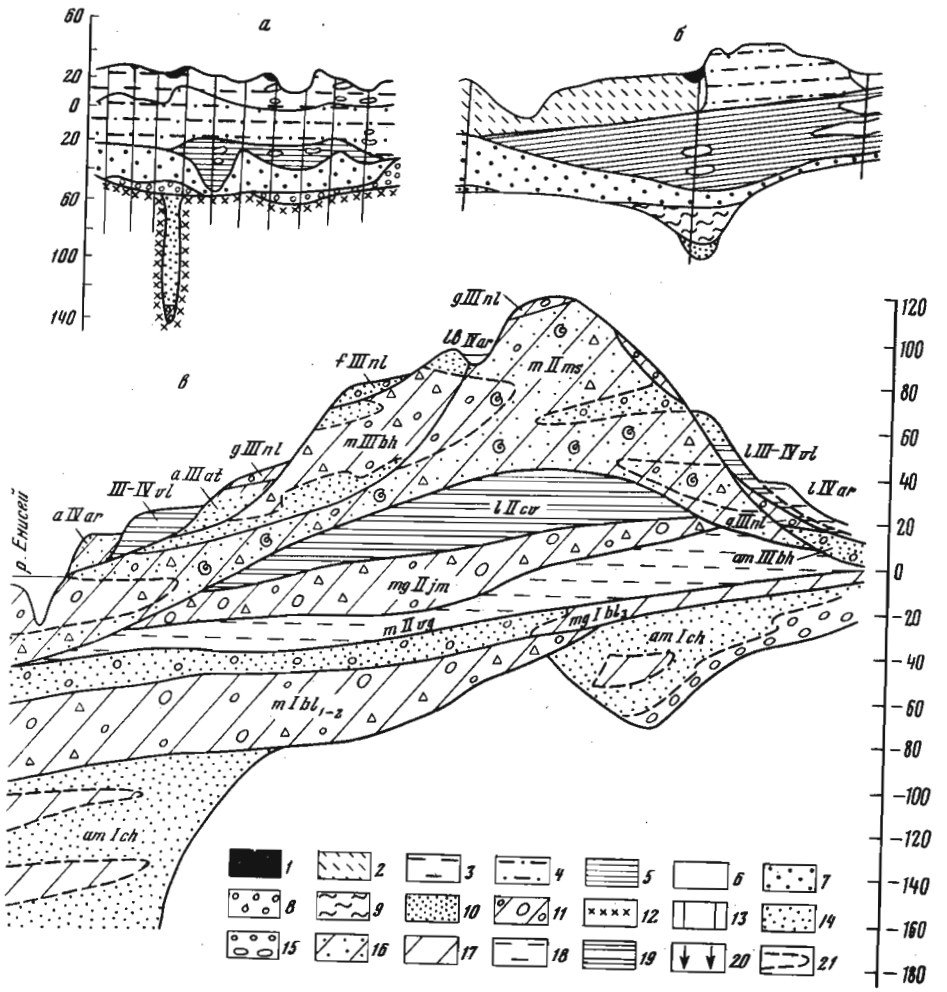


Рис. 2. Характер залегания четвертичных отложений в приенисейской части Северо-Сибирской низменности и восточной части Западно-Сибирской равнины

а — левобережье Енисея, восточнее устья р. Малая Хета; *б* — правобережье Енисея, в районе устья р. Сухая Дудинка; *в* — принципиальный профиль взаимоотношения четвертичных отложений в районе г. Дудинка и восточнее его.

1—13 — для разрезов *а* и *б*; *14—21* — для разреза *в*. *1* — торфяник; *2* — пески, глины и суглинки пойменной террасы; *3* — глины, суглинки каргинской террасы; *4* — пески каргинской террасы; *5* — санчуговские глины; *6* — санчуговские пески; *7* — мессовские пески; *8* — валунно-галечниковые отложения максимального оледенения; *9* — ранне-среднечетвертичные глины; *10* — ранне-среднечетвертичные пески; *11* — галечники и пески древнего оледенения; *12* — дочетвертичные породы; *13* — положение буровых скважин на профиле; *14* — песок; *15* — гравий, галька, валуны; *16* — алеврит, песчано-алеврито-глинистая порода, супесь; *17* — алеврито-глинистая порода, суглинок; *18* — глины; *19* — ленточные глины, алевриты; *20* — торф; *21* — фациальная граница внутри толщ.

а,б — по В.Н.Саксу [1953]; *в* — по В.А.Федоренко. Интерпретация разрезов — в тексте

amIch — нижнечетвертичные аллювиально-морские отложения чистоозерской толщи; $mIbl_{1-2}$ — раннечетвертичные ледниково-морские (?) и морские отложения нижней и средней пачек болгохтохской толщи; $mg(?)Ibl_3$ — ледниковые и ледниково-морские (?) отложения верхней пачки болгохтохской толщи; *mIIvg* — среднечетвертичные морские отложения вологочанской толщи (тобольский горизонт); *mgIIjm* — среднечетвертичные ледниковые, водно-ледниковые, ледниково-морские отложения ямнинской толщи (самаровский горизонт); *IIIcv* — среднечетвертичные озерные отложения коевской толщи (самаровский горизонт); *mIIms* — среднечетвертичные морские и ледниково-морские (?) отложения мастахсалинской толщи (ширтинский горизонт); *mIIIbh* — верхнечетвертичные морские, прибрежно-морские (частично аллювиально-морские) отложения быхынской толщи (казанцевский горизонт); *aIIIaf* — верхнечетвертичные аллювиально-дельтовые и озерные (?) отложения артинатской толщи (каргинский горизонт); *gIIInl* — верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения наледнинской толщи (сартанский горизонт); *IIII—IVvl* — верхнечетвертичные озерные отложения вальковской толщи (сартанский горизонт — голоцен); *aIVar* — современные аллювиальные (пойменные и I надпойменной террас) отложения арылахской толщи (голоцен)

и скв. П-13 в основании разреза вскрыли[1] песчано-алеврито-глинистые породы с большим количеством обломочного каменного материала, неслоистые (т.е. породы, которые обычно называют "валунными суглинками"), мощностью соответственно около 10 и около 25 м. Подошва их в первом случае располагается на отметке −97 м, во втором — на −148 м. В скв. Б-7 валунные суглинки перекрыты толщей серой глины, содержащей небольшое количество мелкой гальки и гравия, а в 4 м от подошвы — 9 видов фораминифер в количестве 80 экземпляров: Tapanella arctica Gud. et Said., Protelphidium lenticulare Gud. juv., Pr. orbiculare (Brady), Elphidium subclavatum Gud., E. cf. obesum Gud., E. sp., Cassidulina subacuta (Gud.), Islandiella cf. islandica (Norvang), Nonionella sp., Cribroelphidium goesi (Stshedrina). В 20 м от подошвы встречены: Bucella frigida (Cuschman), Tapanella arctica (Gud. et Said.), Nonionella sp., Protelphidium lenticulare Gud., Pr. orbiculare (Brady), Elphidium subclavatum (Cushman), E. obessum, Cribroelphidium goesi (Stshedrina), Cr. cf. subarcticum (Cushman), Stenfortia sp. (всего 10 видов, 70 экз.). Мощность глин около 36 м. В нижней трети их разреза присутствует прослой суглинков с валунами и галькой мощностью 5 м.

В скв. Б-7 выше глин лежит пачка грубых суглинистых песков, содержащих большое количество валунов и галек, мощностью 12 м. Пески уплотнены, на валунах и гальках — ожелезненные корки выветривания. Между песками и лежащими ниже глинами — интервал мощностью около 10 м, для которого керн отсутствует.

Эта часть разреза скважины Б-7 под названием болгохтохской толщи (Q_I^2) вошла в Унифицированную схему четвертичных отложений Средней Сибири как стратотип древнейшего раннечетвертичного оледенения в местной колонке Северо-Сибирской низменности и нижнего течения Енисея под название болгохтохской толщи (Q_I^2).

Фораминиферы из глинистой части толщи выделены В.И. Гудиной в болгохтохский комплекс раннего плейстоцена. Соответственно изменению строения и состава толщи геологами КГУ (В.А. Федоренко и др.) она расчленена на три пачки: нижнюю — ледниковую, среднюю — морскую, верхнюю — ледниково-морскую и ледниковую. В Унифицированной схеме... генезис средней и верхней пачек болгохтохской толщи проинтерпретирован несколько иначе: средняя — как морская и ледниково-морская (согласно обедненному составу комплекса морских фораминифер), а верхняя — как ледниковая и как перемытая морена.

При стратиграфической интерпретации разреза толщи представляется неправильным отнесение к раннечетвертичному времени ее верхней пачки. Дело в том, что, судя по большому количеству скважин, эта пачка имеет совершенно отличное залегание по сравнению с лежащими ниже: она лежит поверх погребенных переуглублений, перекрывая как каньоны, так и ровную поверхность кровли мезозойских пород и имеет широкое региональное распространение, но о ее предполагаемом возрасте речь пойдет ниже.

Другой тип отложений в глубоких врезах вскрыт скв. П-2, П-10, П-43, Ар-10. В низах четвертичного разреза здесь лежат грубые валунно-галечные отложения, среди которых преобладают трапповые породы мощностью от 1 до 13 м, перекрытые выше песками с прослоями глин и галечников с максимальной мощностью в центральных частях депрессий от 70 до 150 м (скв. Ар-10). Подошва отложений находится на глубине от −70 (П-10) до −110 (П-2, П-43) и глубже чем −200 м (Ар-10).

Толща выделена геологами КГУ (В.А. Федоренко и др.) под названием чистоозерской и интерпретируется как раннечетвертичная доледниковая. В таком же понимании она помещена в местной северо-сибирской колонке Унифицированной стратиграфической схемы... Но нетрудно увидеть, что как по литологическому составу, так и по залеганию эта толща является аналогом ранне-среднечетвертичных песков (миндель-рисских), выделенных В.Н. Саксом в долине Енисея (устье р. Малая Хета, нижнее течение р. Сухая Дудинка).

Но, если стратиграфическое положение нижней и средней пачек болгохтохской толщи как осадков, связанных с раннечетвертичным оледенением, решается сравнительно уверенно по их положению в самых низах четвертичного разреза, в том числе под моренами средне- и позднечетвертичного оледенения (что будет показано ниже), то место в стратиграфической шкале валунно-галечной и песчаной толщи (чистоозерской) решается менее уверенно, так как эта толща нигде не наблюдалась в единых разрезах с болгохтохской мореной. Основываясь на предположении, что валунно-галечные отложения в пределах Западно-Сибирской равнины на участках, удаленных от плоскогорья и других горных сооружений, вероятней всего, могли

[1] Материалы даются по описаниям В.Д. Крюкова. Они приведены также в монографии В.И. Гудиной [1976, рис. 6, с. 44—63].

образовываться за счет размыва морены, можно согласиться с мнением В.Н. Сакса об образовании толщи песков, выполняющих погребенные переуглубления, после раннечетвертичного оледенения в миндель-рисское межледниковье.

Подтверждением этому, вероятно, может служить и единственный разрез в восточной части Северо-Сибирской низменности, вскрытый скважиной в приустьевой части р. Котуй (скв. 3 в 5 км от устья, правый берег). Здесь в узкой глубокой ложбине, дно которой находится на отметках −187 м, в то время как кровля мезозойских пород, в которые она врезана, — на отметках +10, −40 м, залегают (по материалам Д.С. Гантмана), снизу вверх:

	Мощность, м
1. Песок светло-серый, кварцевый, крупнозернистый с редкими включениями каменноугольной крошки	7,9
2. Глина песчанистая, комковатая, зелено-серая. Иногда встречаются единичные окатанные гальки базальтов и яшм в основном в средней и верхней части разреза, тонкие прослойки мелкозернистого песка. В интервале −170—175 м отмечены обломки фауны плохой сохранности. В.Н. Саксом определены: Nucula sp., Portlandia lenticulata Möll. В интервале −187—169 м встречаются фораминиферы в небольшом количестве. Фораминиферы переопределены В.И. Гудиной; по ее мнению, комплекс напоминает болгохтохский	14
3. Толща чередующихся глин и песков с преобладанием в разрезе песков	153
4. Алевриты, пески и пески с галькой современного аллювия р. Котуй	21,9

Принимая во внимание, что осадки типа ледниково-морских и ледниковых (сл. 2) с болгохтохским комплексом фораминифер залегают в основании погребенного каньона, а мощная песчаная толща их перекрывает, мы имеем основания считать среди отложений, выполняющих переуглубленные каньоны, осадки ледникового комплекса более древними, а валунно-галечные и песчаные — более молодыми. Тем более что, судя по замкнутости некоторых переуглублений, они, вероятней всего, являются ложбинами ледникового выпахивания, такими же, какие известны в бассейне Енисея в районе устья Подкаменной Тунгуски [Астахов, Файнер, 1975] и в Белоруссии [Горецкий, 1964].

Залегающие в основании переуглубленных ложбин галечно-валунные отложения, вероятно, формировались на этапе таяния раннечетвертичных ледников, а лежащие выше аномально мощные толщи песков — после оледенения, выполняя выпаханные ледником и, очевидно, заполнившиеся озерами понижения. Время накопления песков можно отнести к тобольскому межледниковью.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{II}^{2-4}) СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Отложения, формирование которых можно предполагать в среднем плейстоцене, после миндель-рисского межледниковья, выходят на дневную поверхность в единичных пунктах в восточной части Северо-Сибирской низменности. В центральной и западной частях низменности они залегают ниже уровня современного вреза. Их обнажения можно ожидать в напорных позднеплейстоценовых ледниковых грядах и в нижнем течении Енисея, где, однако, определение их стратиграфической принадлежности затруднительно. Для этой части территории материал о среднеплейстоценовых отложениях практически можно извлечь только из данных бурения.

Отложения, относимые к среднеплейстоценовым, представлены комплексом ледниковых образований: диамиктоном с обломочным каменным материалом и без оного, галечно-валунными водно-ледниковыми отложениями, ледниково-морскими алеврито-глинистыми породами с раковинами морских моллюсков и "плавающими" валунами и гальками, озерно-ледниковыми ленточнослоистыми глинами, алевритами, песками.

Их стратиграфическое положение определяется почти повсеместным налеганием на кровлю мезозойских пород (за исключением тех случаев, когда они перекрывают погребенные переуглубления, выполненные ранне- среднечетвертичными отложениями) и почти столь же повсеместным перекрытием выдержанным горизонтом морских отложений теплой бореальной трансгрессии. На отдельных участках среднеплейстоценовые ледниковые отложения также выполняют переуглубленные депрессии, но последние образуют как бы более высокий ярус по сравнению с раннечетвертичными.

Наиболее представительными разрезами среднечетвертичных ледниковых отложений, где вскрываются подстилающие и перекрывающие толщи, являются обнажения у пос. Новорыбное и на р. Большая Рассомашья.

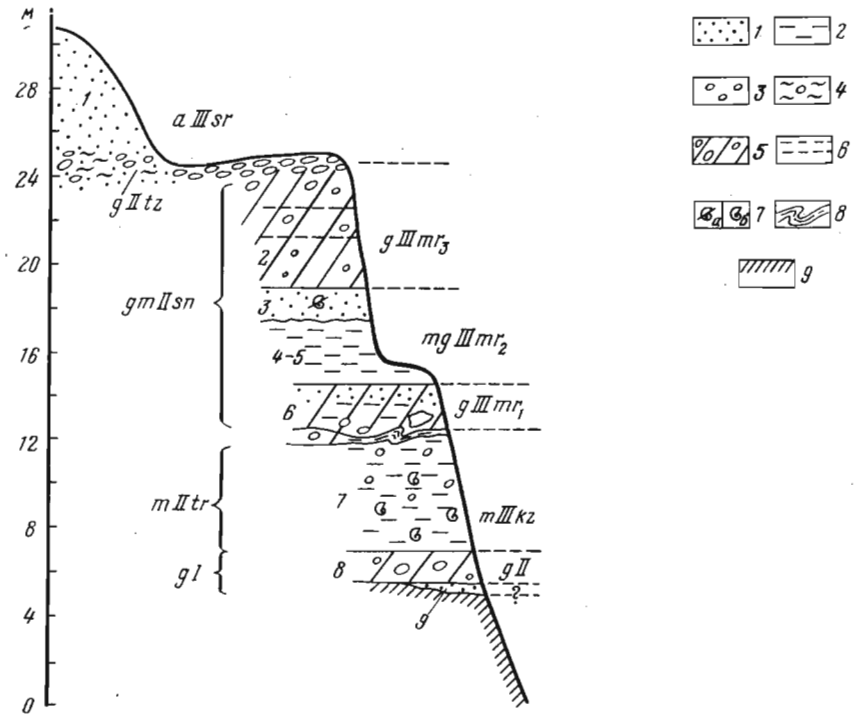


Рис. 3. Разрез четвертичных отложений. Обн. на р. Хатанга у пос. Новорыбное

В левой части показана стратиграфо-генетическая интерпретация разреза В.И.Гудиной по материалам С.Л.Троицкого: *g II tz* — ледниковые отложения тазовского горизонта; *gm II sn* — ледниково-морские отложения санчуговского горизонта; *m II tr* — морские отложения туруханского горизонта; *g I* — раннечетвертичные ледниковые отложения. Правая часть рисунка дана в интерпретации авторов: *a III sr* — аллювиальные отложения времени сартанского оледенения (II надпойменная терраса); *g III mr*$_3$ — ледниковые отложения второй стадии муруктинского оледенения; *mg III mr*$_2$ — морские и ледниково-морские межстадиальные отложения муруктинского оледенения; *g III mr*$_1$ — ледниковые отложения ранней стадии муруктинского оледенения; *m III kz* — морские отложения бореальной трансгрессии (казанцевский горизонт); *g II* — среднечетвертичные ледниковые отложения нерасчлененные

1 — песок; *2* — алеврит; *3* — единичная галька; *4* — галечник в суглинистом песке; *5* — морена — суглинок с гравием, валунами, галькой; *6* — нечеткие границы изменения степени глинистости в морене; *7* — раковины морских моллюсков: *а* — обломки, найденные в осыпи, *б* — целые раковины; *8* — дислокации на контакте морены с подстилающими породами; *9* — мезозойские породы

На р. Хатанга в 0,3—0,5 км выше пос. Новорыбное, в обрыве 30-метровой террасовидной (?) поверхности, сверху вниз обнажаются (рис. 3):

Мощность, м

1. Песок желто-коричневый мелко-тонкозернистый, неяснослоистый (по вертикали смена более светлых и более темных слойков), в верхней части (0,5 м) с рассеянными обломками галечного размера, разноокатанными, часто уплощенными. В нижних 0,4 м большое количество гальки и валунов, местами песок обохрен 3,7

2. Морена — суглинок серый, серо-коричневый, песчанистый, неяснослоистый с неправильной мелкоплитчатой и оскольчатой отдельностью с галькой и единичными валунами в "рубашке" гидроокислов железа с линзами и гнездами песка желтого, обохренного. Обломочный материал составляет 1—2% (визуально) и в основном представлен траппами. Преобладает ориентировка валунов 90—100°. Обломки окружены либо уплотненным суглинком, либо песчаными присыпками. На подстилающие отложения ложатся с четким ровным контактом 6,2

3. Песок светло-серый мелко- тонкозернистый, в верхней части тонко- горизонтальнослоистый (мощность слойков 1—2 мм), в нижней части неслоистый, но с прослоем песка (7—10 см), крупно- среднезернистого, с рассеянными гальками, створками раковин морских моллюсков, окатышами темно-серых алевритов и мелкими обломками углей. Моллюски представлены: Sipho sp., Boreonatica clausa (Broderip et Soverbi), Portlandia arctica (Gray), Yoldiella lenticula (Möller), Y. fraterna (Veril et Buch), Y. cf. intermedia (Sachs), Hiatella arctica Linne, Macoma sp. (определения С.Л.Троицкого) 1,5

4. Алеврит темно-серый до черного с мелкоплитчатой отдельностью, с неровным изломом, с редкими гальками (2—3 на 1 м^2) в нижней части (0,7 м), горизонтальнослоистый. Чередуются более глинистые и более песчанистые прослои (5—7 мм) 2,5

5. Алеврит серый песчанистый с рассеянными (1—2%) гальками, в нижней части

Мощность, м

слоя (0,25 м) линзочки и слойки песка светло-серого тонкозернистого, аналогичного лежащему ниже 0,8

6. Песок серый тонкозернистый до глинистого, почти алеврит, с большим количеством крошки и мелких окатышей темных алевритов. В нижней части, кроме окатышей алевритов, — неправильной формы гнезда песка светло-серого мелкозернистого сыпучего (песчаные валуны), обломки углей и редкие гальки, вдавленные в подстилающие отложения. Мощность этой части разреза 0,2—0,4 м. По наблюдениям С.Л. Троицкого (устное сообщение), по простиранию алевриты с песчаными валунами сменяются обычным ледниковым диамиктоном, налегающим на подстилающие породы с динамическим контактом . . . . . 0,7—0,9

7. Алеврит глинистый темно-серый до черного, плотный, массивный с комковатой отдельностью, с гальками, мелкими валунами (некоторые с пришлифованной поверхностью) составляет 3% объема породы. К низу разреза толща постепенно становится более глинистой, появляются раковины морских моллюсков и исчезают каменные обломки. Этот переход очень постепенен, без видимых границ. Моллюски, собранные в интервале 0—0,4 м от подошвы, представлены следующими видами (сборы и определения С.Л. Троицкого): Yoldiella lenticula (Möller), Y. fraterna (Verril et Busch), Yoldiella hyperborea (Loven) Torell, Nucula tenius (Montagui), Propeamussium groenlandicum (Soverby), Astarte crenata (Gray), A. montagui montagui (Dillw.), Thyassira gouldi (Philippi). В интервале от 0,4 до 1,6 м от основания слоя встречена только Yoldiella lenticula (Möller). Выше видовой состав фауны становится разнообразнее. Здесь определены: Yoldiella lenticula (Möller), J. fraterna (Verril et Busch), Nucula tenius (Montagui), Bathyarca pectunculoides (Scacchi), B. glacialis (Gray), Thiasira gouldi (Philippi), Astarte crenata (Gray), A. cf. montagui (Dillw.). В этих же отложениях выделен комплекс фораминифер [Гудина, 1976], представленный следующими формами: Milliolinella pyriformis (Schlumberger), Tapanella arctica (Gud. et Said), Globulina glacialis Gushman et Ozawa, Triloculina subtricarinata Gudina, Fissurina marginata (Warker et Boys), F. orbignyana Seguenza, Alabaminoides mitis (Gud.), Protelphidium asterotuberculatum (Voorth), Pr. lenticulare Gud., Globigerina pachyderma (Ehrenberg), G. bulloides d'Orb., G. quinqueloba Natland, Bolivina sp., Fursenkoina gracilis Gud., Elphidium subclavatum (Cushman), Cassidulina subacuta (Gud.), Planocassidulina norcrosi (Cushman), Cribroelphidium goesi (Stshedrina), Cr. granatum (Gud.), Cr. subarcticum (Cushman), Elphidiella arctica groenlandicum (Cushman), E. arctica (Parker et Janes), Pyrgo williamsoni (Silvestri), Esoxyrinx curta (Cushman), Fissurina sacculus (Fornasini), Buccella hannai arctica Voloshinova, Pseudopolymorphina novanglia (Cushman), Lagena sp., Islandiella islandica (Norvang), Protelphidium parvum Gud., Lagena gracillima (Saguenza), Sibicides rotundatus (Stshedr.), juv., Trifarina fluens (Norvang) juv., Protelphydium orbiculare (Brady) juv., Islandiella islandica (Norvand) juv., Cribroelphydium cf. goesi (Stshedrina) juv., Protelphydium lenticulare Gud. juv., Stanforthia Loeblichi (Feyl.— Hanss.) juv., Millionella cf. subrotunda (Montagui), Bucella troitskyi Gud. На лежащую ниже морену ложатся с четким ровным контактом 6,0

8. Морена — суглинок песчанистый, в верхней части зеленовато-серый, в нижней (0,2 м) темно-серый до черного с лиловатым оттенком. Содержит гальку, гравий, щебень, валуны, рваные линзы светло-серого песка тонкозернистого. Обломочный материал расположен беспорядочно. В приподошвенной части много обломков каменного угля. Контакт с подстилающими песками динамический. Песок отторгнут и затащен в толщу суглинков 2,6

9. Песок серый, тонкозернистый, слабоглинистый, с тонкими прослоями, насыщенными угольной крошкой в средней и нижней части слоя. С неровным, но четким контактом лежит на меловых породах 0,7

К среднечетвертичным отложениям в данном разрезе отнесены слои 8 и 9, причем слой 8 по текстурным особенностям и по нижнему динамическому контакту может быть определен однозначно как морена. Перекрывающие их морские отложения (сл. 7) содержат сравнительно обширный комплекс фораминифер, который характеризует нормальную соленость бассейна и хоть и низкие, но положительные придонные температуры, т.е. характеризует теплые аркто-бореальные межледниковые условия. Такое заключение находится в некотором противоречии с экологической характеристикой моллюсков — только арктические и аркто-бореальные виды, хотя последние приурочены к средней и нижней части морской толщи, в то время как фораминиферы характеризуют главным образом среднюю и верхнюю часть ее разреза. В.И. Гудиной [1976] данный комплекс микрофауны сопоставлен с туруханским, выделенным как стратотип в скв. 24 на р. Турухан (где морские толщи залегают в переуглубленной депрессии в интервале высот —90 —100 м), и соответственно ее представлениям возраст содержащих их отложений должен определяться как миндель-рисский (тобольский, по сибирской терминологии). Однако нам представляется возможным сопоставить рассмотренные морские отложения с единственным в Северо-Сибирской низменности регионально выдержанным в определенном интервале высот горизонтом морских отложений, который (за исключением участков, где эти отложения асимилированы последующими оледенениями или дислоцированы ледниковым воздействием), охарактеризован палеонтологическими и палеоботаническими данными как отложения теплой бореальной трансгрессии, происходившей после среднеплейстоценового оледенения.

На р. Большая Россомашья, левом притоке р. Хета (рис. 4), так же как и в обна-

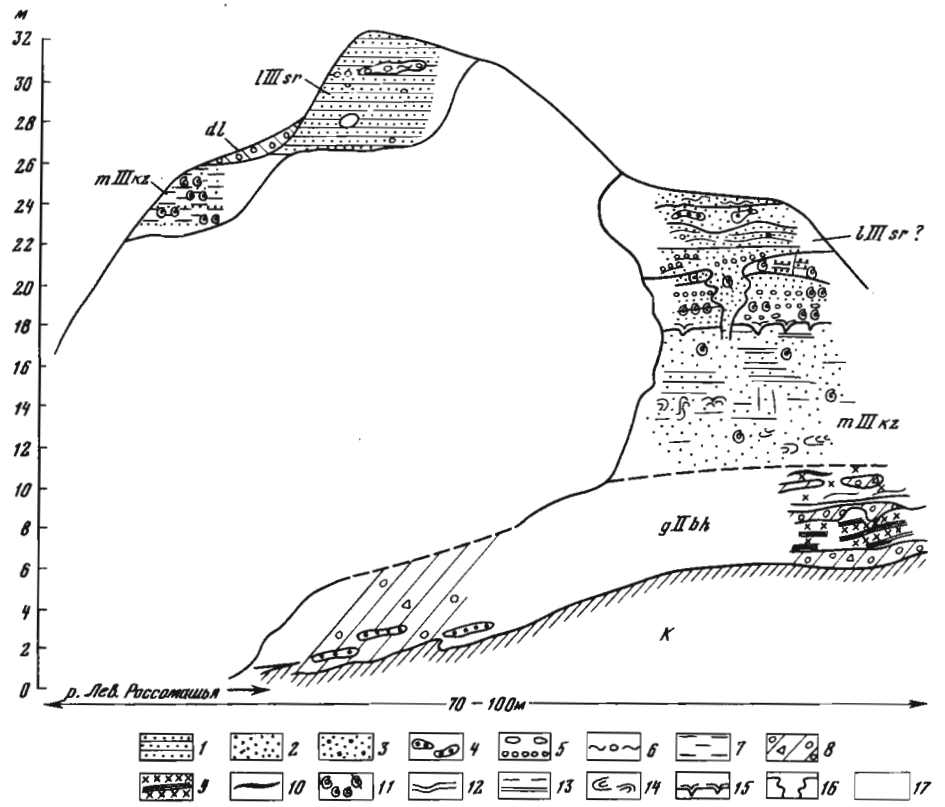


Рис. 4. Разрез четвертичных отложений. Обн. на р. Большая Россомашья (левый приток р. Хета)

lIIIsr — озерные отложения времени сартанского оледенения; *mIIIkz* — морские отложения бореальной трансгрессии (казанцевский горизонт); *gIIbh* — ледниковые среднеплейстоценовые отложения; К — отложения мелового возраста

1 — песок тонкозернистый горизонтальнослоистый; *2* — песок мелко- и среднезернистый; *3* — песок среднезернистый с рассеянным гравием; *4* — линзы песка мелового возраста в толще четвертичных отложений; *5* — единичные гальки и валуны, прослои и линзы гравия и галек; *6* — галечник в суглинистом заполнителе; *7* — алеврит тонко- горизонтальнослоистый; *8* — морена — суглинок с гравием, галькой, валунами; *9* — песок с прослоями лигнитизированного бурого угля, переслаивающийся с мореной; *10* — маломощные линзы (5—20 см) морены; *11* — раковины морских моллюсков: рассеянные в породе, залегающие скоплениями послойно, осколки раковин; *12—14* — слоистость в песках: *12* — волнистая, *13* — неясная, *14* — причудливо изогнутая; *15* — псевдоморфозы по морозобойным трещинам; *16* — крупная псевдоморфоза по повторножильному льду; *17* — осыпь

жении у пос. Новорыбное, среднеплейстоценовая морена лежит на меловых отложениях. Последние затянуты в морену в виде блоков, оборванных пластов и пластов, смятых в складки. Все это говорит о том, что нижняя часть обнаженной здесь морены типично локальная. Ее более высокая часть представлена тяжелым суглинком, почти черным, неслоистым, содержащим в виде каменных обломков только сидеритовые конкреции и корочки лимонита. Мощность морены достигает 5,0 м. Она перекрыта толщей песчаных нечетко горизонтально- и волнистослоистых осадков, содержащих раковины морских моллюсков (в том числе раковины с двумя закрытыми и полураскрытыми створками). Среди последних присутствуют: Astartre montagui striata Leach., A. borealis (Chemn.), Hiatella arctica Linne, Mya truncata truncata Linne, Macoma calcarea (Gmelin), Serripes groenlandicus (Brugniere), Seliqua media (Gray), Cyrtodaria jenisseae Sachs.

Налегание морских бореальных отложений на подстилающую их морену можно видеть в обнажении на р. Большая Рассоха, описание которого приведено ниже в разделе "Казанцевские отложения". Характер взаимоотношения среднеплейстоценовой морены с подстилающими отложениями можно проиллюстрировать обнажением на реке Захарова Рассоха (23 км от устья). Снизу вверх здесь обнажены:

	Мощность, м
1. Песок тонко-горизонтальнослоистый, мелкозернистый, слои падают под углом 80°. Мелкие слойки причудливо деформированы	1,0
2. Чередование глин темно-серых, алевритов серых и песков светло-серых мелкозернистых, аналогичных слою 1. Прослои и линзы смяты и разорваны	0,66

	Мощность, м
3. Алеврит светло-серый, в отдельных разорванных прослоях видна тонкая слоистость, слои смяты, изогнуты, скручены	1,7—1,9
4. Выше по неровному карманообразному контакту (карманы до 1,5—2,0 м) лежит морена — песчано-алевритовая порода то темно-серая (как глина), то светло-серая (как песок) с отторженцами (до 1,3 × 3,5 м) светло-серых песков, черных алевритов. Крупнообломочный материал составляет до 40% объема породы. На некоторых валунах сохранились следы ледниковой штриховки, несколько валунов имеют утюгообразную форму	5,0
5. Супесь песчанистая с гравием, галькой, щебнем, валунами (до 1 м) и глыбами долеритов, карбонатных пород, песчаников. Глыбы мелкозернистых песчаников быррангского происхождения имеют размеры 3,2 × 1,7 × 0,6 м и 2 × 1,2 × 0,9 м. Галька (размеры 2—10 см) плохо- и среднеокатана, битая галька составляет 18% объема породы. Представлена долеритами (67%), карбонатными породами (27%), песчаниками (5%), гранитами (1%)	1,5—2

Породы дислоцированных слоев 1—3, очевидно, являются озерно-ледниковыми, формировавшимися в бассейне перед фронтом наступающего ледника.

Отложения, которые проблематично можно отнести к ледниково-морским, обнаружены так же, как и морена, только в восточной части Северо-Сибирской низменности, в верховьях р. Захарова Рассоха. Они изучены на южном берегу оз. Тумулах, где вскрываются в 7,5 м над урезом воды:

	Мощность, м
1. Глина темно-серая, жирная, плитчатая, с прослоями песка коричневато-серого, тонкозернистого. Прослои не выдержаны по простиранию, оборваны тупыми рваными краями, по контакту с глинами часто ожелезнены. Встречаются единичные валуны (до 0,4 м) с ледниковой штриховкой. Вокруг валунов во вмещающих породах наблюдаются налеты белесых выцветов солей. В толще встречаются единичные включения мелких окатанных обломков древесины и углей, раковины морских моллюсков мелких угнетенных форм в виде целых экземпляров, отдельных створок и обломков. Определены следующие виды (определения О.М. Петрова): Portlandia arctica siliqua (Reeve), Yoldiella lenticula (Möller), Astarte montagui montagui (Dillw.), A. montagui striata Leach. Все они относятся к высокоарктической и арктической зоогеографическим группам. Контакт с лежащим выше слоем четкий, горизонтальный	3—4,5
2. Песок желтый, мелкозернистый	0,03
3. Суглинок коричневый с признаками горизонтальной слоистости, с включениями единичной гальки в нижней части слоя. Граница с лежащими выше осадками неровная, волнистая	0,8
4. Песок желтовато-коричневый, мелкозернистый с неясной слоистостью, сыпучий, пылеватый, с включением редкого мелкого гравия	1,8—2

Слой 4, налегающий на подстилающие по неровной границе, вероятно, относится к более молодым верхнеплейстоценовым образованиям. Но в целом стратиграфическое положение слоев 1—3 приведенного разреза не вполне ясно.

Как уже говорилось выше, в центральной и западной части низменности среднеплейстоценовые отложения практически не обнажены. Анализируя материалы буровых скважин Норильского района (группы арылахских, пясинских, болгохтохских и других скважин, принципиальный профиль по которым показан на рис. 2), можно высказать предположение, что к среднему плейстоцену здесь могут быть отнесены отложения, залегающие на цоколе коренных пород и в то же время перекрывающие ранне-среднечетвертичные переуглубленные понижения или частично их использующие и перекрытые почти повсеместно морскими отложениями вологочанской толщи (по терминологии геологов КГУ), которые мы сопоставляем с отложениями теплой бореальной (казанцевской) трансгрессии. Они представлены диамиктоном (алеврито-песчаные, глинисто-алеврито-песчанистые слои) с обломочным каменным материалом, вероятней всего являющимся мореной и галечно-валунными отложениями, разрез которых был приведен при описании болгохтохской толщи в скв. Б-7 в предыдущем разделе.

Интересно, что галечно-валунные отложения как бы сменяют морену по простиранию (см. рис. 2) и, по данным некоторых скважин, вложены в одну из переуглубленных ложбин. В связи с этим их можно рассматривать как водно-ледниковые отложения ложбин стока талых ледниковых вод или как аллювиальные отложения, образовавшиеся за счет размыва морены. Мощность как морены, так и валунно-галечных отложений не превышает 14 м.

Геологами КГУ эти отложения выделены как верхняя пачка болгохтохской толщи на основании залегания ее под морскими отложениями, содержащими туруханский комплекс фораминифер (сообщение В.А. Федоренко). Однако, как уже говорилось, с позиций авторов данной монографии принятие во внимание только комплекса фораминифер без учета общих особенностей условий залегания и распространения толщ не может служить достаточным основанием для определения стратиграфической принадлежности четвертичных отложений.

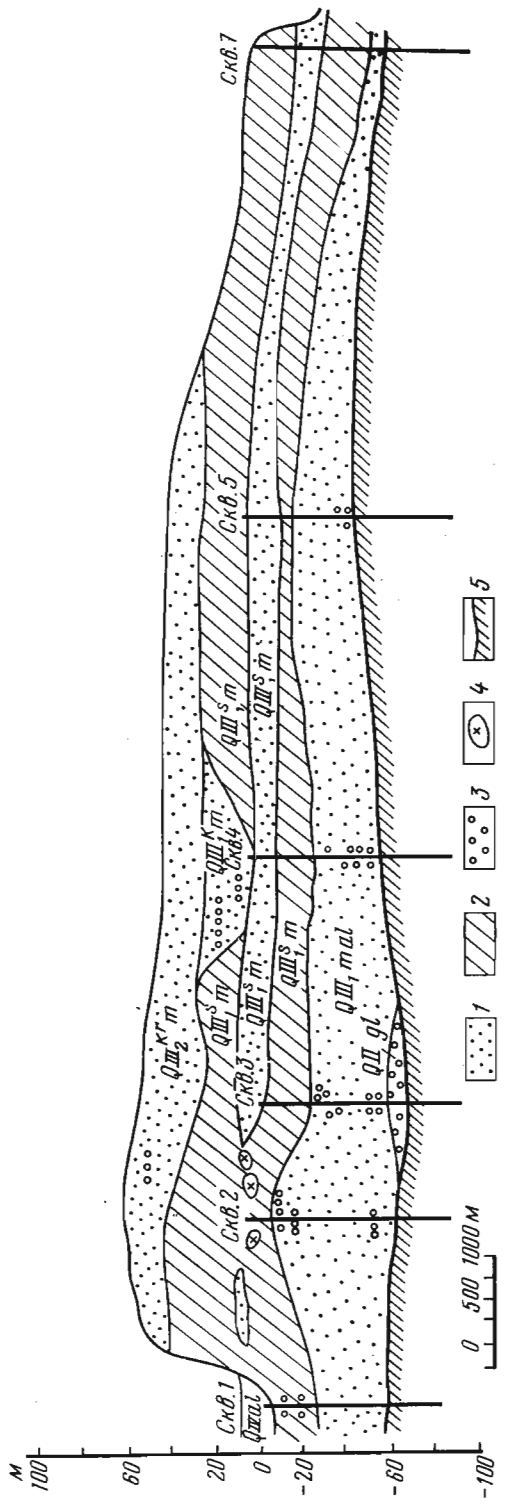


Рис. 5. Разрез четвертичных отложений. Восточный берег Енисейского залива, устье р. Яковлева [Сакс, 1953]

Allgl — перемытая морена максимального оледенения; $QIII_1^m al$ — аллювиальные отложения мессовского горизонта; $QIII_1^s m$ — морские отложения санчуговского горизонта; $QIII_1^k m$ — морские отложения казанцевского горизонта; $QIII_1^{kr} m$ — морские отложения каргинского горизонта; *QIVal* — аллювиальные отложения пойменных террас

1 — песок; *2* — глина и суглинок; *3* — галечник; *4* — отторженцы дочетвертичных пород в отложениях санчуговского горизонта; *5* — дочетвертичные породы в основании четвертичной толщи

В долине нижнего течения р. Енисей к среднеплейстоценовым отложениям эпохи максимального оледенения В.Н. Сакс относил валунно-галечные отложения и морену, залегающие на поверхности междепрессионных пространств (имеются в виду древние переуглубленные понижения), которые они перекрывают, и перекрытые, в свою очередь, мощной толщей аллювиальных и морских отложений, разделенных им на три горизонта (мессовский, санчуговский и казанцевский). Совершенно очевидно, что образования, отнесенные В.Н. Саксом к среднеплейстоценовым ледниковым, занимают такое же положение в разрезе, как верхняя пачка болгохтохской толщи в Норильском районе.

В связи с усилившимся в последние годы вниманием к текстурным особенностям морен [Лаврушин, 1976], знание которых необходимо для их выявления, и в связи с работами по изучению содержащих валуны толщ в долине нижнего течения Енисея, проведенными Ф.А. Каплянской, В.Д. Тарноградским, В.И. Астаховым, Ю.Б. Файнером, В.В. Комаровым и авторами настоящей монографии, стало совершенно очевидным, что отложения, которые В.Н. Сакс относил к морским санчуговского горизонта, являются ледниковыми образованиями, вероятно, не одного оледенения, а нескольких ледниковых эпох. В то же время определение стратиграфической принадлежности этих отложений весьма затруднительно из-за отсутствия четких и выдержанных маркирующих горизонтов.

Говорить о нескольких разновозрастных горизонтах морен разрешает и анализ материалов, приводимых В.Н. Саксом, в частности разрез правобережья Енисейского залива в устье р. Яковлева (рис. 5) [Сакс, 1953, с. 47]. На цоколе (мезозойские породы) лежат валунно-галечные отложения, отнесенные В.Н. Саксом к отложениям максимального оледенения. Они перекрыты толщей песков и песков с галькой (аллювиальные отложения мессовского горизонта по В.Н. Саксу). Выше лежат глинистые и суглинистые с галькой и песками осадки санчуговского, по В.Н. Саксу, горизонта. В последнем, примерно в средней части разреза, выделяется прослеживающаяся на десятки километров пачка песков, на продолжении которой по простиранию в суглинистых породах расположен слой с крупными отторженцами дочетвертичных пород и четвертичных песков. Очевидно, с маловероятной ошибкой можно предполагать, что слой с отторженцами — свидетельство динамического контакта двух глинисто-суглинистых пачек, который разделяет два горизонта морены; подтверждает существование двух разновозрастных морен и выдержанный слой песков (морского генезиса по В.Н. Саксу).

Если слой погребенных песков коррелировать с вологочанской толщей морских отложений и связывать время ее образования с бореальной рисс-вюрмской морской трансгрессией, то можно подстилающие ее суглинистые отложения отнести к среднему плейстоцену. В таком случае на восточном берегу Енисейского залива у устья р. Яковлева разрез среднечетвертичных отложений будет в себя включать два горизонта морен (нижние валунно-галечные и верхние суглинистые с галькой отложения) и разделяющие их пески с галькой, вероятней всего водно-ледникового и частично речного генезиса.

По сложившимся традиционным представлениям для Западной Сибири нижнюю морену можно отнести ко времени самаровского (максимального среднеплейстоценового) оледенения, верхнюю — к тазовскому (позднему среднеплейстоценовому) оледенению, а разделяющие их песчаные и песчано-галечные отложения — к ширтинским (межстадиальным? межледниковым?) отложениям. В связи с тем, что имеются факты, разрешающие говорить о двух стадиях (или двух самостоятельных?) среднеплейстоценовых оледенениях, определить стратиграфическую принадлежность ледниковых отложений, вскрывающихся в разрозненных удаленных обнажениях, к той или иной стадии оледенения практически невозможно. Это послужило причиной, по которой при геологическом картировании отложения ледникового генезиса, залегающие под осадками бореальной трансгрессии, картировались как среднеплейстоценовые нерасчлененные, объединяющиеся по Унифицированной стратиграфической схеме... в бахтинский надгоризонт.

С некоторой долей условности к среднечетвертичным можно отнести мощную (до 30 м) пачку ленточнослоистых алевритов с глинисто-карбонатными конкрециями, обнажающуюся у мыса Селякин, выше пос. Казанцево, и известных в литературе под названием "селякинских алевритов" [Сухорукова, 1975]. Предположение об их принадлежности к среднему плейстоцену возникает из сопоставления разрезов, вскрытых Енисеем выше пос. Казанцево и в Луковой протоке (рис. 6). Последние, как известно, являются парастратотипическими для морских осадков казанцевского горизонта [Сакс, 1948]. Сопоставление обнажений разрешает предполагать налегание песков с бореальной фауной на озерно-ледниковые алевриты. Очевидно, что и подстилающая алевриты морена должна рассматриваться как среднеплейстоценовая.

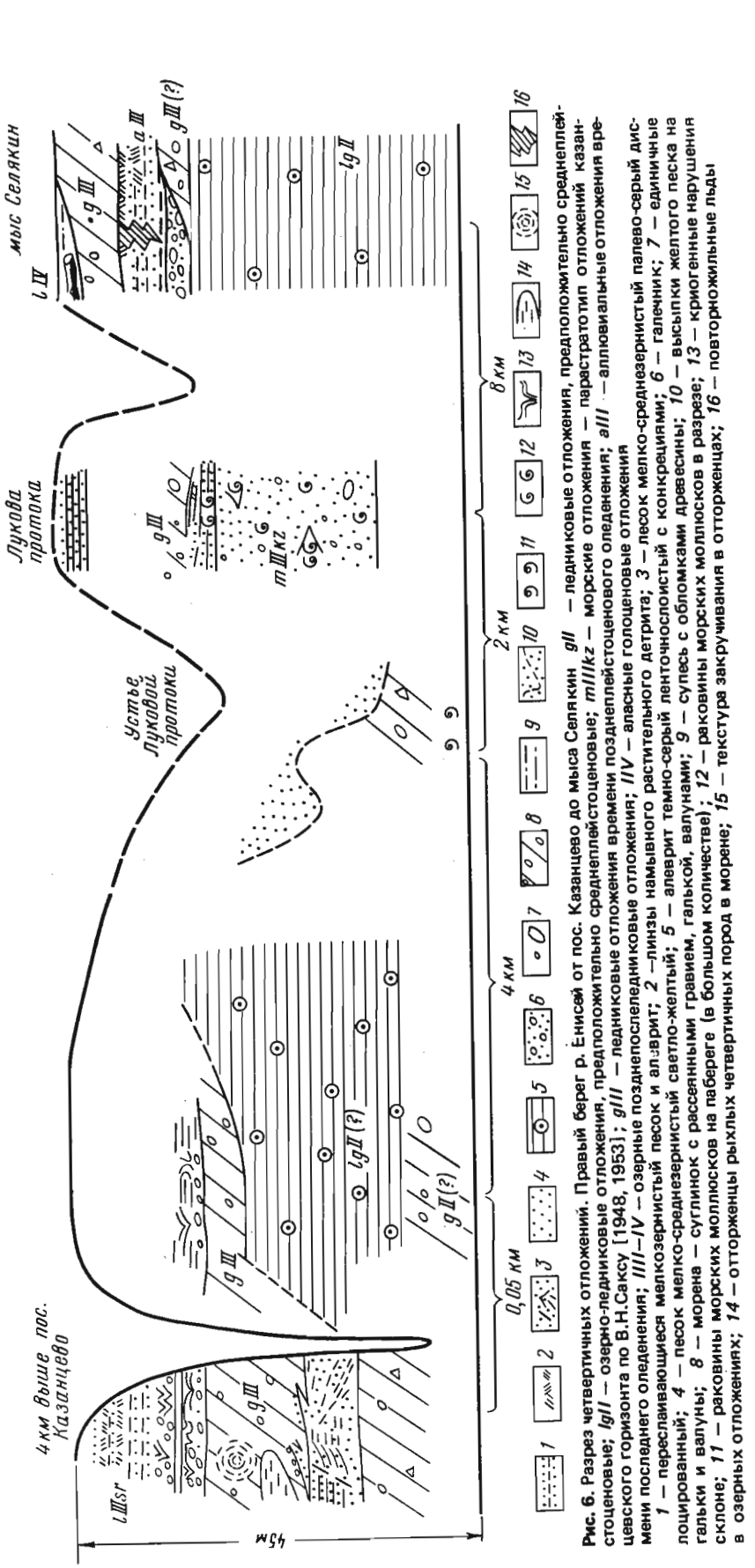


Рис. 6. Разрез четвертичных отложений. Правый берег р. Енисей от пос. Казанцево до мыса Селякин *gII* — ледниковые отложения, предположительно среднеплейстоценовые; *lgII* — озерно-ледниковые отложения, предположительно среднеплейстоценовые; *mIIIkz* — морские отложения — парастратотип отложений казанцевского горизонта по В.Н.Саксу [1948, 1953]; *gIII* — ледниковые отложения времени последнего оледенения; *aIII* — аллювиальные отложения времени последнего оледенения; *IIII–IV* — озерные позднеплейстоценовые отложения; *IIV* — аласные голоценовые отложения

1 — переслаивающиеся мелкозернистый песок и алеврит; *2* — линзы намывного растительного детрита; *3* — песок мелко-среднезернистый палево-серый дислоцированный; *4* — песок мелко-среднезернистый светло-желтый; *5* — алеврит темно-серый ленточнослоистый с конкрециями; *6* — галечник; *7* — единичные гальки и валуны; *8* — морена — суглинок с рассеянными гравием, галькой, валунами; *9* — супесь с обломками древесины; *10* — высыпки желтого песка на склоне; *11* — раковины морских моллюсков на пабереге (в большом количестве); *12* — раковины морских моллюсков в разрезе; *13* — криогенные нарушения в озерных отложениях; *14* — отторженцы рыхлых четвертичных пород в морене; *15* — текстура закручивания в отторженцах; *16* — повторножильные льды

РЕЛЬЕФ И ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ГОР БЫРРАНГА

Казанцевские отложения Северо-Сибирской низменности

Отложения казанцевского горизонта выполняют всю Северо-Сибирскую низменность, но вскрываются эрозионным врезом только в ее восточной и юго-восточной частях, местами в долине р. Енисей. В долине Енисея морские казанцевские отложения впервые были выделены В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1948; Сакс, 1953] в нижнем течении р. Казанка (стратотипические обнажения) и в нескольких пунктах по берегам Енисея (парастратотип в обн. Луковой протоки). Казанцевскими отложениями он считал пачку песков, залегающих на санчуговских глинах и содержащих мелководную теплолюбивую фауну (Cyprina islandica L., Mitilus edulus L., Macoma balthica L. и др.).

В ходе последующих работ на Северо-Сибирской низменности установлено большое литологическое и фациальное разнообразие казанцевских отложений. Они представлены морскими и озерно-речными фациями. Морские отложения широко распространены в бассейнах нижнего течения рек Большая Балахня, Гусиха, М. Балахня (рис. 7–10), по р. Новая и ее притокам Захарова и Лесная Рассохи, на междуречье рек Хета и Новая, в бассейне р. Хета, по ее притокам Трафимова, Горелая, Малая Романиха (рис. 11 на вкл.), а также в бассейне р. Хатанга, по ее левым и правым притокам, в обнажениях у пос. Хатанга и выше пос. Новорыбное (рис. 12). Максимальная видимая мощность этих отложений не превышает 30 м.

К *морским казанцевским отложениям* отнесен комплекс осадков, представленный песками, алевритами, глинами или переслаиванием этих пород с большим количеством раковин морских моллюсков, намывного растительного детрита, линзами торфа, обломками древесины. Для отложений характерна горизонтальная параллельная слоистость, переходящая по разрезу и по простиранию в волнистую непараллельно-вогнутую (реже — выпуклую) срезанную слоистость, мощность серий колеблется от 0,05 до 1,5 м (рис. 10). Пески светло-серого цвета с зеленоватым, желтоватым и розоватым оттенками, алевриты и глины серые, с зеленоватым или желтоватым оттенками. Серый цвет глин обусловлен монтмориллонит-гидрослюдистым минеральным составом.

В некоторых обнажениях, в частности на р. Никан-Юрях (обн. А-444), морская толща имеет специфический полосчатый облик благодаря чередованию темно-коричневых сильно гумусированных глинисто-алевритовых и светло-серых песчанистых прослоев (10–20 см мощности). Для казанцевских отложений характерна обохренность: пятнистая пестрая окраска гидроокислами железа от лимонно-желтого и оранжевого до ярко-розового и кирпично-красного цвета. Породы местами уплотнены по сравнению с более молодыми слоями; часто на контакте с перекрывающими ледниковыми отложениями слоистость деформирована, в результате чего создается впечатление "муарового рисунка". Растительные остатки также имеют специфический облик: преобладают темно-коричневые и даже черные цвета, детрит и торф обохрены, древесина фоссилизирована, иногда деформирована, спрессована.

В долине р. Большая Балахня толща морских казанцевских отложений вскрывается от устья р. Усучу-Юрэх и далее в береговых обрывах вниз по течению. В основании толщи прослеживаются серые глины (обн. А-77, А-78, К-81, К-82), протягивающиеся от устья р. Усучу-Юрэх на 30–40 км вниз по течению; вверх по разрезу и вниз по реке по простиранию они сменяются алевритовой и песчано-алевритовой толщей.

Морские казанцевские отложения на р. Большая Балахня прослеживаются в основании краевой Северококорской ледниковой гряды, камовых гряд и холмов, а также в цоколях слабо всхолмленной пологонаклонной поверхности гляциодепрессии и низких (сартанских и голоценовых) речных террас (см. рис. 7, 8). В ряде обнажений (А-79, А-329, К-80, А-81) казанцевские отложения перекрываются мореной, при этом в обн. А-329, А-79, и А-81 наблюдаются гляциодислокации в виде складок волочения.

Максимальные абсолютные высоты кровли казанцевских отложений в долине р. Большой Балахни достигают 30–40 м, а в среднем течении ее левого притока р. Арылах и по р. Большой Рассохе 60–70 м (обн. Н-114, Н-214).

Наиболее представительный разрез морских казанцевских отложений (см. рис. 7, 9) вскрыт на р. Большая Рассоха (бассейн р. Большая Балахня), в обн. Н-114.

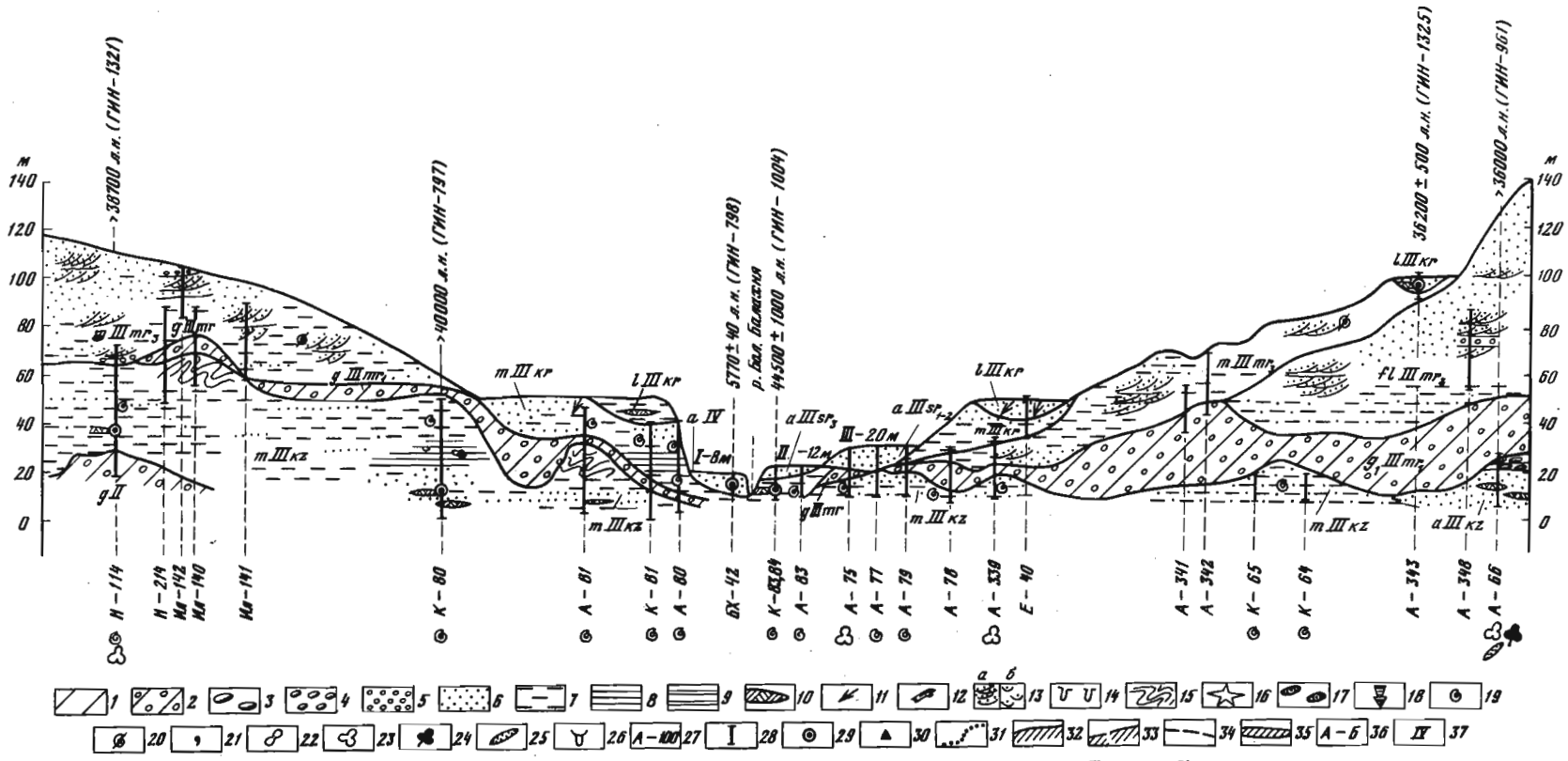


Рис. 7. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Большая Балахня

1 — комплекс нерасчлененных ледниковых отложений в краевых образованиях; *2* — морена; *3* — валунник; *4* — галечник; *5* — гравийник; *6* — песок; *7* — алеврит; *8* — глина; *9* — ленточнослоистая глина, алеврит, тонкий песок; *10* — торф; *11* — растительный детрит; *12* — древесина; *13* — слоистость: *а* — косая и волнистая, *б* — волнистая срезанная; *14* — криогенные деформации; *15* — гляциодеформации; *16* — конкреции "генной ше"; *17* — глинисто-карбонатные конкреции; *18* — ледяные клинья и жилы; *19–26* — местонахождения: *19* — раковин морских моллюсков, *20* — ракушнякового детрита и битых раковин морских моллюсков, *21* — раковин пресноводных моллюсков, *22* — микрофауны, *23* — спор и пыльцы, *24* — карпоидов, *25* — диатомей, *26* — остатков млекопитающих; *27* — номера обнажений; *28* — положение изученных обнажений в разрезе; *29* — места взятия растительных остатков на C^{14}-датирование; *30* — то же раковин морских моллюсков; *31* — склоны ледникового контакта; *32* — подошва четвертичных отложений по геологическим и геофизическим данным; *33* — то же, предполагаемая; *34* — предполагаемые геологические границы; *35* — ископаемый лед; *36* — линии профилей на рис. 11, 25, 33, 41; *37* — номера гряд, показанных на рис. 11, 14, 25, 33 и 41

Генетические типы отложений: *a* — аллювиальный; *l* — озерный; *g* — ледниковый; *f* — водно-ледниковый; *fl* — трещинно-камовый; *lf* — камовых террас; *lg* — озерно-ледниковый; *m* — морской. Возрастные индексы отложений: *IIbh* — среднеплейстоценовые отложения (бахтинский надгоризонт); *IIIkz* — казанцевские отложения; *IIImr* — муруктинские отложения; $IIImr_1$ — северосибирские слои; $IIImr_2$ — янтардахские слои; $IIImr_3$ — северококорские слои; *IIIkr* — каргинские отложения; *IIIsr* — сартанские отложения; $IIIsr_1$ — караульские слои; $IIIsr_2$ — ньяпанские слои; $IIIsr_3$ — норильские слои; *IV* — голоценовые отложения

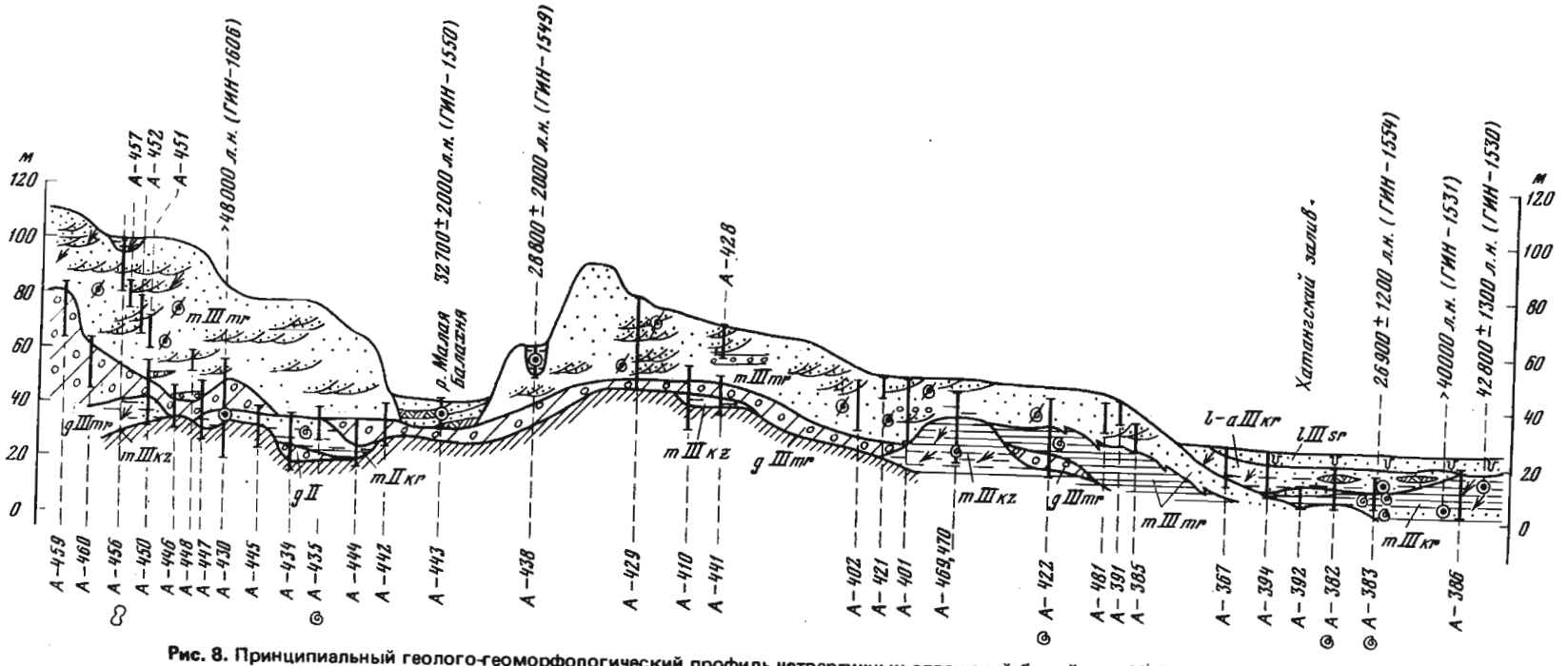


Рис. 8. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль четвертичных отложений бассейна р. М. Балахня и Хатангского залива
Условные обозначения см. рис. 7

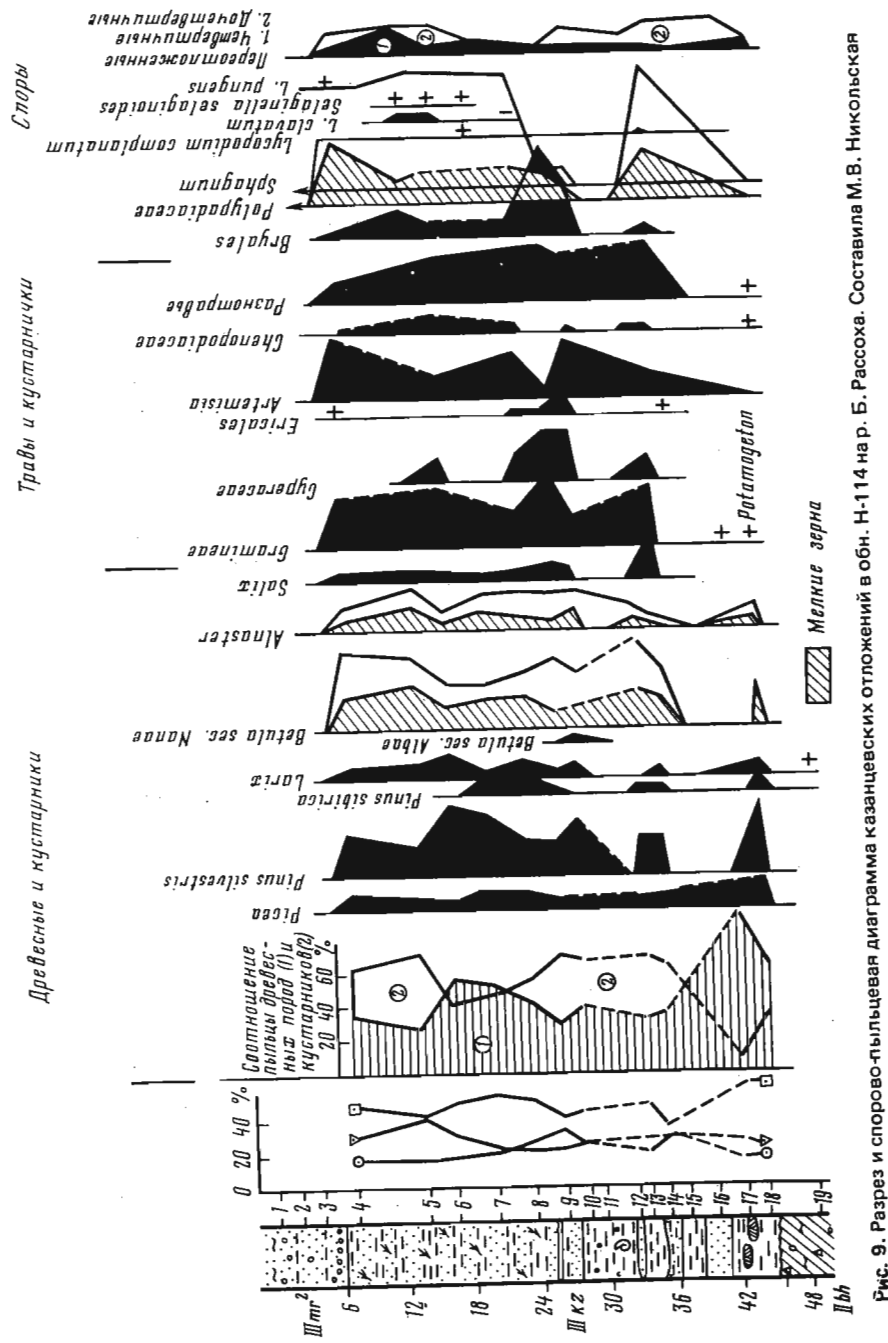


Рис. 9. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма казанцевских отложений в обн. Н-114 на р. Б. Рассоха. Составила М.В. Никольская

Условные обозначения см. рис. 1, 7

Здесь в основании водораздельной гряды с высотой 50 м от уреза воды вскрываются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песчано-алевритовая горизонтальнослоистая "пустая" толща с редкими включениями валунов и гальки — камовые отложения муруктинского горизонта. Контакт с подстилающей породой четкий, резкий 15,0

2. Алеврит темно-серый с волнистой вогнутой срезанной слоистостью. По слоистости тонкие линзочки песка светло-серого, тонкозернистого 18,0

3. Переслаивание песков светло-серых, серых мелко- и тонкозернистых с угольной крошкой, глинистых песков, алевритов серых и буро-серых. Слоистость параллельная, горизонтальная (мощность прослоев до 10 см); внутри прослоев часто улавливается волнистая, вогнутая срезанная слоистость 1,2

4. Алеврит темно-серый, пятнисто окрашенный гидроокислами железа в ржаво-бурые тона, комковатый, с мозаичной пятнистой текстурой, обусловленной включениями песка неправильной формы, светло-серого, тонкозернистого. Постепенно вниз по разрезу включения песка приобретают линзовидную форму (мощность 2—3 см) и интервал между ними увеличивается от 0,2 до 3,0 м. В прослоях песков на 2 и 4 м ниже кровли алевритов найдена фауна моллюсков, представленная арктобореальными и в меньшей степени арктическими видами, встречены и вымершие виды (табл. 1).

По раковинам из нижнего слоя получена радиоуглеродная дата > 38000 л.н. (МГУ-557) 6,0

5. Переслаивание песка светло-серого, мелкозернистого, с тонкой горизонтальной слоистостью, переходящей в пологоволнистую, и алеврита темно-серого, окрашенного в бурый цвет по контактам с песком. Мощность прослоев 5—10 см. По контактам песка с алевритом присутствуют прослоечки мелкой гальки и гравия 1,0

6. Алеврит темно-серый, с бурыми мозаичными пятнами гидроокислов железа, с неровными, невыдержанными (2—5 см) прослоями желто-серого песка 1,3

7. Песок светло-серый, мелкозернистый, с волнистой вогнутой срезанной слоистостью, подчеркнутой скоплениями угольной крошки и растительного детрита; иногда в прослоях содержится мелкий гравий и редкая галька 1,8

8. Алеврит темно-серый с зеленоватым оттенком, глинистый с горизонтальной слабо заметной слоистостью, переходящей в пологую волнистую. В центре слоя — линзы торфа до 10 см мощности, из которого получена дата по радиоуглероду более 48 000 л.н. (ГИН-1321). На подстилающий слой ложится по четкой резкой границе, подчеркнутой скоплением галек 3,0

В спорово-пыльцевом спектре из слоев 6—8 (см. рис. 9) преобладают древесные и кустарниковые породы (до 60%), обильны также споры мхов, папоротников, встречаются таежные плауны. Соотношение пыльцы древесных пород и кустарников по разрезу близко между собой. Среди пыльцы древесных пород много зерен сосны (до 50%), в меньшем количестве — ели, лиственницы, кедра (в среднем по 10%); среди пыльцы кустарников — в основном мелкие недоразвитые зерна, преобладает кустарниковая березка.

9. Морена — суглинок темно-серый до черного, сильно песчанистый с валунами, галькой и гравием, с гнездами песка и галечно-гравийного материала, неслоистый. Присутствуют валуны до 1,0 м в поперечнике с ледниковой штриховкой. Состав гальки: долериты, туфы, песчаники, алевриты, известняки, кварциты 6,0

В долинах р. Малая Балахня и ее притоков, в обнажении левых притоков р. Хатанга, по р. Новая и ее притокам — Захаровой Рассохе, Большой Лесной Рассохе морская казанцевская толща представлена глинами или глинистыми алевритами, иногда с ленточноподобной слоистостью, реже — с прослоями песка; часто вверх по разрезу глина сменяется песком. В ряде обнажений казанцевские отложения перекрываются позднеплейстоценовым валунным моренным суглинком (обн. Б-59, А-430, А-410, А-488); в некоторых разрезах они подстилаются среднеплейстоценовой мореной (А-434, Б-70, Ил-60).

В бассейне среднего течения р. Хета, по ее притокам Горелая и Трафимова в основании сартанского озерного уровня также вскрывается толща казанцевских отложений, сложенная серыми алевритами, иногда песчанистыми, с прослоями и линзами тонкозернистого песка, с тонкими линзочками растительного детрита. Мощность их не превышает 1,2 м.

На левобережье р. Хета, в бассейне р. Россомашья, морские казанцевские отложения прослежены в основании 80-метровой поверхности (обн. Ил-60) и сложены песчаной толщей, переходящей вверх по разрезу в песчано-гравийную с большим количеством малакофауны (табл. 1). Эти отложения подстилаются среднечетвертичной мореной, которая, в свою очередь, ложится на меловые породы (см. рис. 4).

Фауна морских моллюсков встречена в казанцевских отложениях более чем в 60 местонахождениях. Комплекс фауны довольно богатый, он включает 41 вид моллюсков, среди которых примерно в равных количествах имеются арктические и бореально-арктические виды. Бореальные виды, такие, как Mytilus edulis Linné, Macoma balthica (Linné), присутствуют в небольшом количестве; вымершие виды: Cyrtodaria jenisseae (Sachs), Astarte invocata Merclin et Petrov, A. leffingwelli Dall. — встречены повсеместно в количестве от "единично" до "в массе".

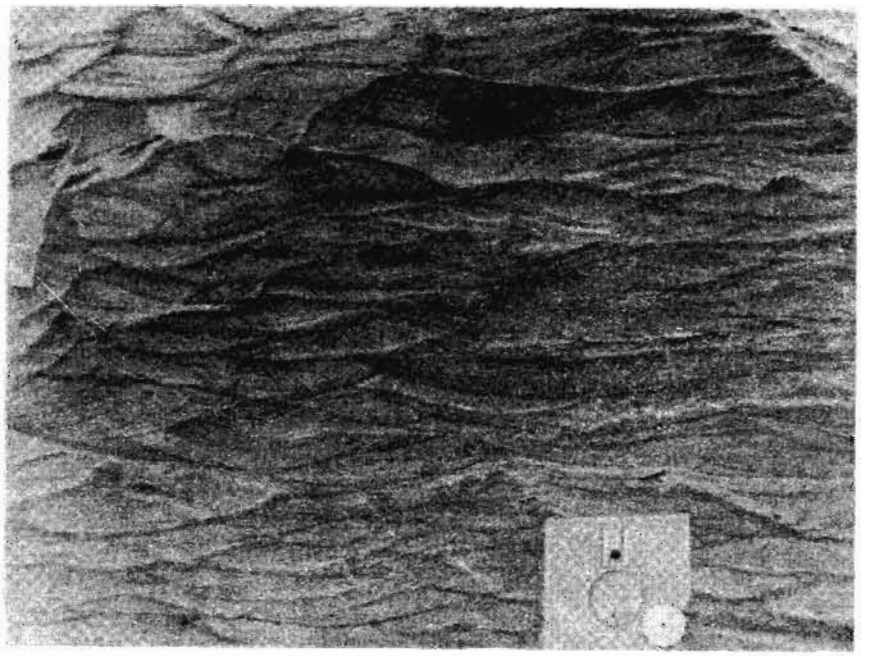


Рис. 10. Волнистая вогнутая срезанная слоистость в казанцевских морских отложениях на р. Гусиха. Фото А.Л.Ванина

Широко распространены Hiatella arctica (Linné), Macoma calcarea (Gmelin), Astarte montagui montagui (Dillwyn), A. montagui striata Leach, A. borealis (Schum.), Mya truncata truncata Linné.

Экология морских моллюсков казанцевских отложений позволяет предполагать существование в Северо-Сибирской низменности неглубокого (в пределах верхней — средней сублиторали) открытого бассейна, возможно, со слегка пониженной соленостью, (до 32—33,5%). При движении с северо-востока на юго-запад видовое разнообразие комплекса фауны несколько увеличивается (см. табл. 1), что, возможно, связано с проникновением более теплых западных вод.

Морские казанцевские отложения в пределах Северо-Сибирской низменности слабо охарактеризованы микрофауной. В восточной части низменности известно только три разреза, имеющие микрофаунистическую характеристику.

На оз. Лабаз (табл. 2) в линзе, заключенной в теле муруктинской морены (обн. Ил-254), комплекс микрофауны содержит 43 вида, при этом количество экземпляров в каждом образце колеблется от десятков до первых сотен. Группы арктобореальных и бореальных видов, а также арктических и бореально-арктических представлены примерно в равных количествах. Присутствуют два лузитанских вида: Sigmomorphina undulosa (Terquen) и Globulina inaequalis Reuss.

Количественно преобладают виды: Retroelphidium hyalinum Brodniewicz, Cribroelhidium granatum (Gud.), Cassidulina subacuta (Gud.). Среди бореальных и арктo-бореальных форм характерны Protelphidium ex. gr. atlanticum Gud., Protelpidium lenticulare Gud., Buccella frigida (Gushman) и др. В видовом соотношении преобладают группы эльфидиид и нонионид; кассидулинид и исландиеллид — мало. Видовое разнообразие обусловлено лагенами, глобулинами, оолинами, букцеллами и др.

На левобережье р. Хета (обн. Ил-60) из морских казанцевских отложений выделен небогатый комплекс фораминифер, содержащий всего 13 видов (табл. 3), количество экземпляров достигает 250. Преобладают эльфидииды и нонииниды, причем доминируют Protelphidium orbiculare (Brady), Pr. lenticulare Gud., Cribroelphidium goesi (Stshedrina), Protelphidium parvum Gud. Кассидулиниды содержатся в небольшом количестве. Встречен вид Retroelphidium boreale Nuzhdina.

В бассейне р. Малая Балахня в небольшом количестве, содержащем 11 видов, в основном эльфидиид и нонионид, количественно преобладают Protelphidium orbiculare (Brady), Retroelphidium hyalinum Brodn. (табл. 4).

Приведенные выше комплексы микрофауны характеризуют неглубокий, в пределах верхней — верхов средней сублиторали бассейн, слегка опресненный, с низкими положительными придонными температурами.

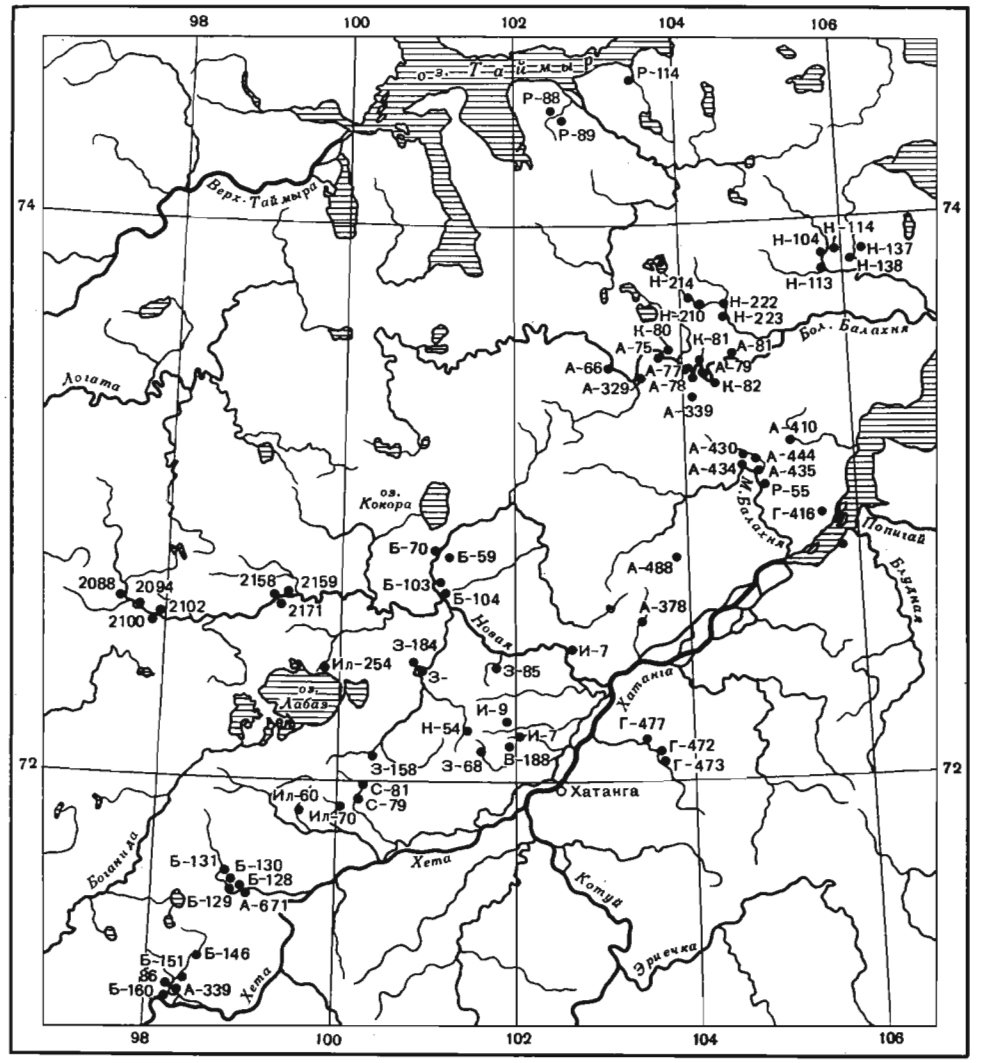


Рис. 12. Схема расположения упомянутых в тексте разрезов казанцевских отложений

Спорово-пыльцевые спектры из морских казанцевских отложений немногочисленны. Они изучены из отложений в бассейнах среднего течения р. Большая Балахня (обн. А-75, А-339) и р. Большая Рассоха (обн. Н-114, см. рис. 9). В спектрах обн. А-75 доминирует пыльца древесных (ель — до 30%, сосна — 20—50%, береза, лиственница) и кустарниковых пород, причем пыльца древесных преобладает над пыльцой кустарников. На втором месте — папоротники и мхи с плаунами таежных видов. Среди немногочисленных трав — осоки, злаки, лебедовые, вересковые. Такие спектры с преобладанием пыльцы древесных хвойных и лиственных пород отражают межледниковые климатические условия.

Озерные и озерно-речные казанцевские отложения на Северо-Сибирской низменности имеют ограниченное распространение. Они встречены в долине р. Большая Рассоха, в среднем течении р. Большая Балахня, в долинах рек Захарова Рассоха, Новая, а также в долинах притоков р. Хета: Горелой и Романихи (рис. 11). Озерные фации, как правило, представлены песчано-алеврито-глинистой пачкой, субгоризонтальнослоистой: чередуются прослои темно-серых глин и алевритов с песками светло-серыми с мелкими сериями волнистой слоистости. Мощность прослоев 0,1—0,3 см. Речные и озерно-речные фации сложены косослоистыми светло-серыми и желтыми песками с прослоями грубозернистых песков с галькой, гравием, крошкой угля. Характерно присутствие торфа, растительного детрита, древесины.

Наиболее представительный разрез озерно-речных казанцевских отложений изу-

Таблица 1

Состав фауны моллюсков морских казанцевских отложений

Вид	оз. Таймыр, левый водораздел р. Большая Балахня									р. Большая Балахня					р. М. Балахня				р. Хатанга			р. Захарова Рассоха	
	Р-88	Р-89	Р-114	Н-114	Н-113	Н-104	Н-137	Н-210	Н-222	Н-223	К-80	А-77	А-78	А-79	А-435	Р-56	А-488	А-378	Г-477	Г-472	Г-473	Б-59	Б-104
Арктические и преимущественно арктические																							
Portlandia arctica (Gray)				+									+							+	+		
P. arctica siliqua (Reeve)				+	+	+																	
Joldiella lenticula (Möller)				+	+																		
J. fraterna (Verril et Busch)					+																		
Astarte borealis placenta Mörch		+		+														+	+				
Sipho spitzbergensis (Reeve)				+																			
Astarte montagui montagui (Dillwyn)	+										+	+	+	+			+			+	+		
A. montagui striata Leach		+							+			+	+	+	+		+					+	
A. borealis (Schumacher)		+			+																		+
A. alasciensis Dall				+	+																		
Neptunea satura (Martyn)																				+	+		
Clinocardium ciliatum (Fabricius)				+									+	+				+		+	+		
Turritella reticulata Mighels																							
Joldia hyperborea (Loven) Torell																							
Joldiella intermedia (M. Sars)																							
Buccinum groenlandicus Chemnitz																							
B. toteni Stimps																							
Bathiarca glacialis (Gray)																							
Trichotropis krőyeri Philippi																							
Astarte montagui Dillwyn																							
Sipho curtus (Jeffreys)																							
Plicifusus cröyeri (Möller)																							
Бореально-арктические										+			+			+	+						
Astarte borealis borealis (Schumacher)	+			+			+		+														
Musculus niger (Gray)				+						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hiatella arctica (Linné)	+	+	+	+	+			+	+		+		+	+	+			+		+	+	+	
Mya truncata truncata Linné		+	+	+					+			+					+			+	+		
Natica clausa Broderip et Sowerby				+											+								
Polinices pallidus Broderip et Sowerby				+																		+	
Buccinun glacialis (Linné)				+										+			+						
Macoma calcarea (Gmelin)	+								+							+							
Astarte elliptica (Brown)																							
Serripes groenlandicus (Brugniere)																							
Siliqua media (Gray)																							
Mya truncata ovata Jensen																							
Euspira pallidus Broderip et Sowerby																							
Acribia islandica Gmelin																							
Boreotrophon truncatus Ström																							
Astarte compressa Linné																							
Amauropsis islandica Gmelin																							
Sipho spitzbergensis (Reeve)																							
Balanus balanus Linné																							
Margarites cinereus (Conthony)																							
Бореальные и преимущественно бореальные																							
Mytilus edulis Linné											+	+	+										
Macoma balthica (Linné)	+	+																					
Cyrtodaria kurriane (Dunker)	+																						
Astarte borealis arctica Gray																							
Вымершие													+	+	+	+				+	+	+	
Cyrtodaria jenisseae Sachs				+				+					+			+	+		+	+	+		+
Astarte invocata Merclin et Petrov	+			+	+	+	+		+				+										
A. leffingwelli Dall																							

Таблица 1 (продолжение)

Вид	р. Лесная				р. Рассоха			Водораздел рек Новая и Хета								р. Горелая					
	3-186	3-184	3-185	3-85	3-158	3-68	Н-54	Н-9	Н-7	В-179	В-171	С-61	С-79	Ил-60	Ил-70	Б-128	Б-129	Б-130	Б-131	А-671	66
Арктические и преимущественно арктические																					
Portlandia arctica (Gray)		+													+						
P. arctica siliqua (Reeve)									+						+						
Joldiella lenticula (Möller)																					
J. fraterna (Verril et Busch)																					
Astarte borealis placenta Mörch																					
Sipho spitzbergensis (Reeve)																					
Astarte montagui montagui (Dillwyn)															+	+			+		
A. montagui striata Leach		+				+		+	+					+							
A. borealis (Schumacher)		+	+						+					+							
A. alasciensis Dall												+									
Neptunea satura (Martyn)																					
Clinocardium ciliatum (Fabricius)																					
Turritella reticulata Mighels																					
Joldia hyperborea (Loven) Torell																					
Joldiella intermedia (M. Sars)			+												+						
Buccinum groenlandicus Chemnitz																	+				
B. toteni Stimps																					+
Bathiarca glacialis (Gray)																	+	+			
Trichotropis krőyeri Philippi																					
Astarte montagui Dillwyn																					
Sipho curtus (Jeffreys)																					
Plicifusus crőyeri (Möller)																					
Бореально-арктические															+						
Astarte borealis borealis (Schumacher)																					
Musculus niger (Gray)								+	+	+		+	+	+	+	+	+				
Hiatella arctica (Linné)	+	+	+	+			+	+				+		+	+						
Mya truncata truncata Linné	+	+		+		+									+						
Natica clausa Broderip et Sowerby															+						
Polinices pallidus Broderip et Sowerby													+								
Buccinun glacialis (Linné)												+		+	+	+	+				
Macoma calcarea (Gmelin)		+	+			+									+		+				+
Astarte elliptica (Brown)														+							
Serripes groenlandicus (Brugniere)		+	+											+							
Siliqua media (Gray)																					
Mya truncata ovata Jensen																					
Euspira pallidus Broderip et Sowerby																					
Acribia islandica Gmelin																					
Boreotrophon truncatus Ström																					
Astarte compressa Linné																					
Amauropsis islandica Gmelin																					
Sipho spitzbergensis (Reeve)																					
Balanus balanus Linné																					
Margarites cinereus (Conthony)																					
Бореальные и преимущественно бореальные																			+		
Mytilus edulis Linné																					
Macoma balthica (Linné)																					
Cyrtodaria kurriane (Dunker)																					
Astarte borealis arctica Gray																					
Вымершие												+		+	+					+	
Cytrodaria jenisseae Sachs	+	+		+		+			+	+		+	+		+						
Astarte invocata Merclin et Petrov																					
A. leffingwelli Dall							+														
–								–													

Таблица 1 (окончание)

Вид	р. Трафимова						р. Хета					р. Новая							
	Б-146	Б-151	Б-153	Б-160	86	А-339	88	XX-54	87	А-645	XX-55	2088	2094	2102	2100	2158	2159	2171	2190
Арктические и преимущественно арктические																			
Portlandia arctica (Gray)											+								
P. arctica siliqua (Reeve)										+									
Joldiella lenticula (Möller)																			
J. fraterna (Verril et Busch)																			
Astarte borealis placenta Mörch									+			+							+
Sipho spitzbergensis (Reeve)																			
Astarte montagui montagui (Dillwyn)	+			+		+				+									
A. montagui striata Leach																			
A. borealis (Schúmacher)	+	+								+									
A. alasciensis Dall										+		+							
Neptunea satura (Martyn)																	+		
Clinocardium ciliatum (Fabricius)																			
Turritella reticulata Mighels																			
Joldia hyperborea (Loven) Torell														+					
Joldiella intermedia (M. Sars)										+									
Buccinum groenlandicus Chemnitz																			
B. toteni Stimps																			
Bathiarca glacialis (Gray)																			
Trichotropis kröyeri Philippi						+													
Astarte montagui Dillwyn							+		+										
Sipho curtus (Jeffreys)																	+		
Plicifusus cröyeri (Möller)															+				
Бореально-арктические																			
Astarte borealis borealis (Schumacher)																			
Musculus niger (Gray)										+									
Hiatella arctica (Linné)			+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		+		+		+
Mya truncata truncata Linné					+	+													
Natica clausa Broderip et Sowerby										+		+			+				
Polinices pallidus Broderip et Sowerby																			
Buccinun glacialis (Linné)																			
Macoma calcarea (Gmelin)			+			+													
Astarte elliptica (Brown)							+	+		+									
Serripes groenlandicus (Brugniere)	+											+		+	+				+
Siliqua media (Gray)									+										
Mya truncata ovata Jensen				+															+
Euspira pallidus Broderip et Sowerby																			
Acribia islandica Gmelin							+		+	+									
Boreotrophon truncatus Ström																			
Astarte compressa Linné																			
Amauropsis islandica Gmelin																			
Sipho spitzbergensis (Reeve)																			
Balanus balanus Linné																			
Margarites cinereus (Conthony)																			
Бореальные и преимущественно бореальные																			
Mytilus edulis Linné				+						+									
Macoma balthica (Linné)							+		+	+									
Cyrtodaria kurriane (Dunker)																			
Astarte borealis arctica Gray				+															
Вымершие																			
Cyrtodaria jenisseae Sachs							+												
Astarte invocata Merclin et Petrov	+	+			+								+						
A. leffingwelli Dall																			

Таблица 2

Состав микрофауны в казанцевских отложениях, затянутых в виде линзы в зырянскую морену в обн. Ил-254*

Вид	Номера проб											
	128	129	130	131	132	133	134	135	136	138	139	140
Retroelphidium hyallinum Brodniewitz	4	4	4	5	4	1	3	1	2	2	4	1
Cassidulina subacuta (Gud.)	4	3	3	4	2		1		3	1		1
Cribroelphidium granatum (Gud.)	2	2		3	1	1	1	1		1	1	
Protelphidium orbiculare (Brady)	1		1	1	1		1			1	2	1
Cribroelphidium goesi goesi (Stshedr.)			1	1			1			1		1
Protelphidium lenticulare Gud.	1	1	1	1	1		1	1		1		1
Protelphidium parvum Gud.	1	1		1	1		1		1	1	2	
Buccella cf. frigida (Cushman)						1						
Asterigerinata pulchella (Parker)									1		1	1
Globulina glacialis Cushman et Ozawa	1		1	1	1						1	
Planocassidulina cf. norcrossi (Cushm.)									1			
Buccella frigida (juw.) (Cushman)		1		1	1							
B; cf. inusitata Andersen				1					1	1		
Elphidiella sp.												
Fissurina sp.	1			1								
Pateoris circularis (Bornemann)	1	1							1		1	
Buccella frigida (Cushman)	1		1				1	1				1
Islandiella islandica (Norvang)		1										
Cribrononion cf. obscurus Gud.											2	
Dentalina sp.												
Uvigerina sp.												
Stainforthia loeblichi (Feyl.—Hanss.)	1	1	1	1			1	1	1			
Nonionellina labradorica (Dawson)		1	1	1	1			1				1
Retroelphidium ex. gr. atlanticum											1	
Cribrononion cf. incertus (Williamson)											1	
Elphidiella groenlandica (Cushman)											1	
Nonion depressulus (Walker et Jacob)							1				1	
Miliolinella subrotunda (Montagui)		1	1	1	1						1	
Quinqueloculina ex. gr. arctica Cushm.		1									1	
Alabaminoides mitis (Gud.)	1		1	1					1		1	
Lagena gracillima (Seguenza)									1		1	
Fissurina marginata (Walker et Boys)									1		1	
Oolina melo d'Orb.									1		1	
Fursencoina gracilis Gud.	1			1					1			
Sigmomorphina undulosa (Terquem)		1										
Protelphidium orbiculare (juw.) (Brady)		1				1						
Pr. lenticulare (juw.) Gud.		1		1		1						
Trochommina sp.						1						
Cribroelphidium goesi goesi (juw.) (Stsch.)		1		1	1							
Planocassidulina norcrossi (Cushman)	1	1		1	1							
Pyrgo williamsoni (Silvestri)				1								
Cassidulinoides sp.				1								
Dentallina ittai Loeblich et Tappan			1									
Lagena apiopleura Loeblich et Tappan		1										
Triloculina tricarinata Gudina		1										
Lagena sp.		1										
Quinqueloculina cf. longa Gudina		1										
Globulina inaequalis Reuss		1										
Lagena laevis (Montagui)	1											
Число видов		19	15	18	12	6	10	6	13	9	13	7
Количество экземпляров	197	164	150	275	110	12	55	16	77	61	128	10

Вид	Номера проб				
	141	142	143	144	145
Retroelphidium hyallinum Brodniewitz	3	1	3	2	1
Cassidulina subacuta (Gud.)	3	1	2	1	1
Cribroelphidium granatum (Gud.)	1	1	2	1	1
Protelphidium orbiculare (Brady)	1	1	1	1	1
Cribroelphidium goesi goesi (Stshedr.)	3	1	1	1	1
Protelphidium lenticulare Gud.	1	1	1		
Protelphidium parvum Gud.	1	1	1	1	1
Buccella cf. frigida (Cushman)	1				1
Asterigerinata pulchella (Parker)				1	
Globulina glacialis Cushman et Ozawa				1	
Planocassidulina cf. norcrossi (Cushm.)				1	
Buccella frigida (juw.) (Cushman)	1	1	1		
B; cf. inusitata Andersen			1		
Elphidiella sp.			1		
Fissurina sp.			1		
Pateoris circularis (Bornemann)			1		
Buccella frigida (Cushman)			1		
Islandiella islandica (Norvang)		1			
Cribrononion cf. obscurus Gud.	1	1			
Dentalina sp.	1	1			
Uvigerina sp.	1				
Stainforthia loeblichi (Feyl.—Hanss.)	1				
Nonionellina labradorica (Dawson)	1				
Retroelphidium ex. gr. atlanticum					
Cribrononion cf. incertus (Williamson)					
Elphidiella groenlandica (Cushman)					
Nonion depressulus (Walker et Jacob)					
Miliolinella subrotunda (Montagui)					
Quinqueloculina ex. gr. arctica Cushm.					
Alabaminoides mitis (Gud.)					
Lagena gracillima (Seguenza)					
Fissurina marginata (Walker et Boys)					
Oolina melo d'Orb.					
Fursencoina gracilis Gud.					
Sigmomorphina undulosa (Terquem)					
Protelphidium orbiculare (juw.) (Brady)					
Pr. lenticulare (juw.) Gud.					
Trochommina sp.					
Cribroelphidium goesi goesi (juw.) (Stsch.)					
Planocassidulina norcrossi (Cushman)					
Pyrgo williamsoni (Silvestri)					
Cassidulinoides sp.					
Dentallina ittai Loeblich et Tappan					
Lagena apiopleura Loeblich et Tappan					
Triloculina tricarinata Gudina					
Lagena sp.					
Quinqueloculina cf. longa Gudina					
Globulina inaequalis Reuss					
Lagena laevis (Montagui)					
Число видов	13	9	11	9	7
Количество экземпляров	116	41	72	40	32

*Здесь и в табл. 3, 4: 1 — 1—10 экз.; 2 — 10—20 экз.; 3 — 30—50 экз.; 4 — 60—100 экз.; 5 — 100—200 экз.

Таблица 3

Состав микрофауны в казанцевских отложениях обн. Ил-60

Вид	Пробы			
	е	ж	з	
Cribroelphidium goesi (Stshedrina)	4			
Cribrononion incertus (Williamson)	2			
Protelphidium orbiculare (Brady)	4	1	1	1
Cribrononion obscurus Gud.	1		1	
Protelphidium lenticulare Gud.	4	1		
Cribroelphidium granatum (Gud.)		1		
Protelphidium parvum Gud.	3			
Buccella frigida (Cushman)	2			
Cassidulina subacuta (Gud.)	2			
Retroelphidium boreale Nuzhdina	1			
Pyrulina sp.	1			
Globulina glacialis Cush. et Ozawa	1			
Esosyrinx curta (Cushman)	1			
Guttulina sp.	1			
Количество экземпляров	125	10	2	8
Число видов	13	3	2	1

Таблица 4

Состав микрофауны в казанцевских отложениях обн. А-435

Вид	Пробы			
	м	о	п	р
Protelphidium orbiculare (Brady)	3	3	1	1
Retroelphidium hyalinum Brodniewitz	2	2		
Protelphidium lenticulare Gud.	1			
Cribrononion obscurus Gud.	1			
Buccella cf. troitzkyi Gud.	1			
Cribroelphidium goesi (Stshedrina)		1		
Cribrononion incertus (Williamson)		1		
Protelphidium asterotuberculatum (Voorth.)		1		
Nonion depressulum (Walter et Jacob)		1		
Miliolinella grandis pumilionis Gud.		1		
Quinqueloculina cf. deplanata Gud.			1	
Количество экземпляров	54	47	3	1
Число видов	5	7	2	1

чен на р. Большая Балахня. Здесь, в основании конечноморенной ледниковой гряды, в обн. А-66, вскрываются с высоты 26,0 м над уровнем воды сверху вниз:

Мощность, м

1. Толща переслаивающихся песков и гравийно-галечных отложений. Песок палево-серый, мелкозернистый, среднезернистый, хорошо отмытый, преимущественно кварц-полевошпатовый, волнисто- и косослоистый, слоистость подчеркивается миллиметровыми прослоями песка алевритистого. Гравийно-галечные прослои в песчаном заполнителе: гравий, галька составляют 35–40% породы. Обломочный материал плохо окатан (I, II степень). Петрографический состав — песчаники, алевролиты, долериты, кварц, гранит. Мощность прослоев песков и галечников 10–15 см 3,5–4,0

2. Та же толща, но прослои и линзы гравийно-галечного материала встречаются реже, в песках четко выражена пологая диагональная, а также косая разнонаправленная слоистость в горизонтальных сериях 3,5–4,0

3. Толща песков палево-серых, мелкозернистых, слегка глинистых, переслаивающихся с песком тонкозернистым, алевритистым и песком крупнозернистым, хорошо отмытым, с косыми сериями 4,5–5,0

4. Галечник мелкий, сортированный по размерности; окатанность: III степени — 5%, II — 45%. Петрографический состав: песчаники, алевролиты, долериты, граниты. Заполнитель — песок, палево-серый, разнозернистый, хорошо отмытый и суглинистый (послойно) 4,5

5. Толща горизонтально-волнистопереслаивающихся песков серых, пятнисто обохренных, мелкозернистых, хорошо отмытых и алевритов серых, также с пятнами охр и линзами торфа. Радиоуглеродный возраст торфа > 36 000 л.н. (ГИН-961) 2,5

Мощность, м

6. Пачка линзовидно-горизонтальнослоистых песков серо-палевых, тонкозернистых полимиктовых и алевритов серых с коричневатым оттенком, насыщенных растительным детритом с линзами мохово-травянистого торфа 1,0

7. Песок светло-палевый, серый, среднезернистый, преимущественно кварц-полевошпатовый, с тонкой линзовидно-горизонтальной слоистостью, с прослоями и линзами песка крупнозернистого, и алеврита коричневого, насыщенного органическим детритом. Мощность прослоев 5–7 см. В песке наблюдается слабая обохренность. Палеокарпологическим анализом в торфе обнаружена хвоя ели, семена кустарниковых берез, арктических ив; из травянистых — Dryas octopetata L., из водных — Hippurus vulgaris L., Carex sp., мхи зеленые, Fungi, Selaginella selaginoides (L.) Link 0,7

8. Пачка чередующихся прослоев песка светло-палевого, мелкозернистого с включениями угольной крошки, с линзами алеврита и растительного детрита (мощность 20–30 см) и алеврита серого косослоистого. Косая слоистость подчеркнута прослоями песка и органического детрита. По всему слою — пятна охр. 3,8

В приведенном разрезе к казанцевским озерно-аллювиальным отложениям относятся слои 5–8.

В спорово-пыльцевом спектре из слоев 5–8 (рис. 13) преобладают древесные и кустарниковые растения (до 60–65%). Обильна пыльца разнотравья, осок, встречаются споры мхов, папоротников, таежных плаунов. Соотношения пыльцы древесных пород и кустарников близки между собой. Среди пыльцы древесных пород преобладает ель, в нижних частях разреза — белоствольная береза (до 10%), в меньшем количестве — лиственница и ива.

В тех же слоях 5–8 выявлено присутствие пресноводных диатомей, характерных для отложений пойменных фаций аллювия. В составе флоры выделяются три экологические группы: реофильная, озерно-болотная и эдафическая. В нижней части разреза содержание реофилов достигает 20–30%, в верхней их количество уменьшается до 4%. По-видимому, формирование верхней части разреза происходило в условиях высокой поймы. Во всех образцах преобладают бореальные формы и космополиты. Холодноводные (арктические, аркто-бореальные и северо-альпийские) в нижней части разреза составляют 3–4%, в то время как в верхней части — 23%. В низах разреза встречены две морские формы, по-видимому, переотложенные.

Спорово-пыльцевой комплекс из континентальных казанцевских отложений изучен также в бассейне р. Захарова Рассоха (обн. Б-103). Он сходен с комплексом из обн. А-66, но несколько теплее, так как группа древесных в нем достигает 80%.

Оба эти комплекса отражают существование лесотундровой растительности с участками северотаежных лесов с елью, лиственницей и белоствольной березой по долинам рек.

Растительность из отложений казанцевского времени (обн. А-66) представлена остатками широко распространенных растений, а также растениями гипоарктических видов, встречающихся в настоящее время в основном в пределах Арктики и севера Европейской части СССР и Сибири: Dryas octopetata L., Betula sect. Nanae, ольховника, полярных ив. Наряду с этой флорой встречены виды, характерные для таежной зоны: лиственница, сосна, ель, а среди травянистых растений — горец птичий. Отмечены находки водного растения бореального типа — вахты (Menianthes trifoliata L.), которое, по заключению Е.П. Метельцевой (БИН), служит показателем оптимальных межледниковых климатических условий в высокоширотном районе. Наличие большого количества водных и болотных растений: Hippurus vulgaris L., Viola palustris L. и др., а также большое количество Carex sp. указывает на обводненность района.

В озерных отложениях долин р. Новая и ее притока р. Захарова Рассоха, а также р. Большая Рассоха (бассейн р. Большая Балахня) присутствует довольно богатая диатомовая флора, которая характеризует озерные условия с переменным режимом глубины, концентрации солей, кислотности-щелочности воды. Преобладают бореальные виды и космополиты, холодноводные составляют от 3 до 12%. Количество планктонных форм, характерных для озерных бассейнов, колеблется от 51 до 78%. Чаще всего они представлены родами Melosira, Cyclotella, Stephanodiscus и Tabellaria. Среди обитателей бентоса преобладают донные (обн. Б-103, Ил-7, Н-113) или эпифиты (обн. Н-138).

Таким образом, вся сумма палеоботанических данных указывает на формирование казанцевских отложений в межледниковое время, климатические условия которого были более теплыми, чем современные.

Казанцевский возраст рассмотренных морских и континентальных отложений определяется их положением в разрезе между двумя ледниковыми толщами—моренами среднечетвертичного и позднечетвертичного возраста (см. рис. 7, 8).

Из казанцевских отложений в восточной части Северо-Сибирской низменности

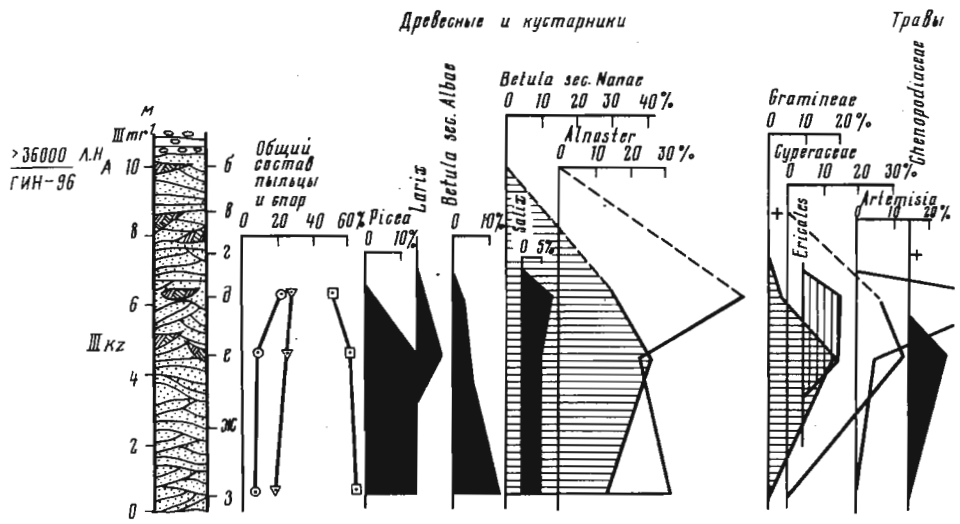


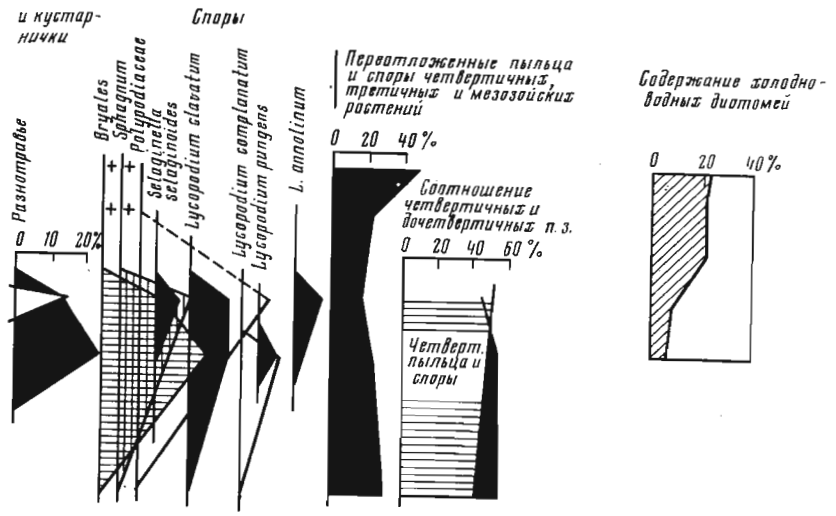
Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма и распределение экологических групп диатомей в озерно-речных казанцевских отложениях обн. А-66 на р. Б.Балахня. Составили М.В. Никольская и М.Н. Черкасова

по древесине и детриту получено более 30 радиоуглеродных дат (девять — из морских отложений, остальные — из континентальных). За исключением четырех, даты эти дают запредельные значения от >37 000 до >48 000 л.н. и не противоречат отнесению их к казанцевскому времени.

Все приведенные выше материалы характеризуют казанцевские отложения, обнажающиеся в центральной и восточной частях Северо-Сибирской низменности. На западе низменности (геологическое картирование проводилось М.С. Долотовым, А.И. Спиркиным, В.Д. Николаевым, В.А. Волковым и др.) казанцевские отложения зафиксированы только в ядрах напорных ледниковых гряд. Возраст морских осадков, вскрытых в ледниковых грядах, определен ими в широком возрастном диапазоне как санчуговский и казанцевский, в связи с чем эти отложения картировались нерасчлененными. Недостаточная изученность морских отложений, вскрывающихся в напорных ледниковых грядах, связана с их плохой обнаженностью и дислоцированностью.

Норильские геологи выделяют на юго-западе низменности, в окресностях оз. Пясино и на междуречье озера и р. Енисей отложения, относимые к казанцевскому горизонту, под названием "быхынская" толща ([Федоренко, 1978], а также устное сообщение). По их мнению, быхынская толща имеет морской и прибрежно-морской генезис и слагает IV террасу (морскую?). В литологическом отношении толща имеет пестрый состав, большая доля в котором приходится на алеврито-глинистые и песчано-глинистые породы с галькой и гравием. Быхынская толща выстилает депрессии рельефа (ее подошва располагается на высоте 30 м) и слагает водораздельные гряды высотой до 100 м и более. Анализ рельефа Северо-Сибирской низменности свидетельствует о том, что участки ее поверхности с высотами более 100 м не могут быть признаны террасами. Это либо сравнительно узкие водораздельные гряды определенной ориентировки, предопределенной динамикой позднеплейстоценовых ледников, либо локальные водораздельные массивы, также имеющие признаки ледникового происхождения (см. следующие разделы монографии). Геоморфологическое положение быхынской толщи, а также ее литологический состав разрешают предположить, что в нее геологами КГУ частично включены осадки ледникового происхождения — морена (алевро-глинистые и глинисто-песчаные породы с обломками), водно-ледниковые и озерно-ледниковые пески, алевриты, глины и морские трещинно-камовые образования, а также, возможно, и морские каргинские осадки. Именно таким определен по C^{14} возраст морских отложений, развитых в бассейне р. Пясина; севернее озера, где они также выстилают депрессии, имея подошву ниже 0, а видимую кровлю — до высот 40—50 м.

Как уже отмечалось в разделе "среднечетвертичные отложения", можно высказать предположение, что ко времени развития казанцевской трансгрессии в Норильском районе относится накопление морских отложений, выделямых норильскими геологами под названием вологочанской толщи. Залегание толщи выдержано в интервале высот от —30 (подошва) до +20 (м (кровля) (максимальная амплитуда от



—40 до +40 м), мощность колеблется от 10 до 40 м. Толща характеризуется алевритовым и глинистым составом. Обломочный материал содержится в очень небольшом объеме. В керне скв. Б-7 вологочанская толща выделена по богатому комплексу фораминифер в интервале глубин от —28 до —12 м. В.И. Гудиной этот комплекс [1976, рис. 6] сопоставлен с туруханским (скв. 24), в связи с чем норильские геологи и относят вологочанскую толщу к тобольскому горизонту. Однако следует обратить внимание на то, что вскрытые туруханской скважиной морские отложения, сопоставляемые с вологочанскими, занимают совершенно иную геоморфологическую позицию: они залегают на большой глубине в переуглубленной локальной депрессии, в интервале высот —110 ÷ —90 м и, вероятнее всего, действительно являются осадками рисс-миндельского межледникового времени. Положение же вологочанской толщи полностью соответствует положению только что рассмотренных казанцевских отложений в восточной и центральной частях низменности.

Муруктинские (нижнезырянские) отложения Северо-Сибирской низменности

Комплекс ледниковых отложений, слагающих отдельные гряды грядового, грядово-холмистого и бугристо-холмистого рельефа Северо-Сибирской низменности, В.Н. Сакс выделил в качестве отложений позднеплейстоценового оледенения, названного им зырянским. Стратотипом зырянских отложений он считал водораздельные ледниковые накопления в бассейне р. Зырянка (приток Енисея, ниже впадения р. Сухая Дудинка), образование которых относил к максимальной стадии развития позднеплейстоценового оледенения, выделяя еще две более поздних стадии — ньяпанскую и норильскую. Последнюю он сопоставлял с сартанской стадией позднеплейстоценового оледенения Верхоянских гор.

По мнению В.Н. Сакса, в отложения максимума развития зырянского оледенения вложены морские отложения, слагающие в нижнем течении Енисея поздне-послеледниковую морскую террасу, названную им по стратотипическому разрезу на мысе Каргинский "каргинской". Однако последующие исследования обнажений у мыса Каргинский и поблизости от него показали [Троицкий, 1967; Кинд, 1974], что морские отложения здесь лежат под мореной и дислоцированы. Это дало основание предположить, что оледенение, оставившее верхнюю морену и краевые ледниковые образования в нижнем течении Енисея (караульские по С.А. Стрелкову и С.Л. Троицкому [Стрелков и др., 1959; Стрелков, 1965]), формировались после каргинской ингрессии. Таким образом, ледниковые отложения, стратотипические, по В.Н. Саксу, для докаргинской стадии позднеплейстоценового оледенения, оказались моложе каргинских. В то же самое время работами Н.В. Кинд [1974] было показано, что интервал времени, предшествовавший самому последнему позднеплейстоценовому оледенению, в течение которого накапливались только морские, озерные и речные осадки, был весьма длительным (от >50000 до 24000 л.н.) и сложным с точки зрения климатических условий (неоднократное чередование теплых и холодных эпох). Отложения, охарактеризованные C^{14}-датами в интервале 50000—24000 л.н.,

залегают в нижнем течении Енисея и на Северо-Сибирской низменности между двумя горизонтами морен, нижний из них перекрывает казанцевские отложения. Таким образом, появилась возможность говорить о двух позднеплейстоценовых оледенениях, разделенных длительным интервалом времени, климатические условия которого в отдельные отрезки были более теплыми, чем современные. В связи с этим возникла настоятельная необходимость переименовать позднеплейстоценовые толщи, пересмотреть их палеоклиматический статус и длительность накопления. Для Средней Сибири как стратотипический район раннего позднеплейстоценового оледенения была предложена Муруктинская впадина (бассейн р. Котуй [Бардеева, Исаева, 1980]). В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири отложения эпохи этого оледенения выделены в муруктинский горизонт. В стратиграфической схеме для Западной Сибири осадки этого же времени выделены как нижнезырянский (ермаковский) горизонт. В обоих схемах осадки времени раннего и позднего позднеплейстоценовых оледенений и залегающие между ними объединены в зырянский надгоризонт.

В Северо-Сибирской низменности муруктинские отложения представлены ледниковыми, водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и морскими фациями. К югу от Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской гряд, протягивающихся через всю низменность с юго-запада на северо-восток, севернее рек Джангода и Дудыпта к восточному окончанию оз. Таймыр, муруктинские отложения являются рельефообразующими. Они слагают протяженные прямолинейные и изогнутые в плане водораздельные гряды и отдельные округлые и неправильных очертаний водораздельные возвышенности и прислоненные к ним камовые террасы (рис. 14, на вкл.).

Расчленение муруктинских отложений основано на анализе взаимоотношений ледниковых форм рельефа и слагающих их осадков. Выделяются:

1) отложения эпохи наступания ледникового покрова и его максимального развития — основная морена и озерные ленточные глины (первая стадия оледенения, северосибирские слои);

2) отложения начала дегляциации — водно-ледниковые, озерно-ледниковые и морские (?) отложения трещинно-камовых массивов, озерно-ледниковые отложения, выполняющие гляциодепрессии, и предположительно морские отложения на востоке низменности, сформировавшиеся в результате проникновения моря в еще некомпенсированный гляциоизостатический прогиб (янтардахские слои);

3) основная морена и краевые образования второй стадии оледенения, располагающиеся у подножия Анабарского плоскогорья и слагающие Северококорскую гряду (северококорские слои).

Северосибирские слои

Северосибирские слои прослеживаются в пределах низменности практически повсеместно, хотя и погребены повсюду под более молодыми осадками. Они вскрываются как в депрессиях по долинам рек, так и в основании водораздельных гряд, залегая на неровном ложе меловых, среднечетвертичных или казанцевских отложениях. Перекрывают их водно-ледниковые, озерно-ледниковые осадки эпохи начала дегляциации ледникового покрова или каргинские отложения.

Основная морена обнажается в центральной и восточной частях низменности, на южном побережье оз. Таймыр, по рекам, впадающим в него с юга, по рекам Большая Балахня, Гусиха и их притокам (Б. и М. Рассоха, Арылах, Найюто-Яму, Бугля; рис. 15). Значительное количество выходов морены изучено в бассейнах рек Малая Балахня, Хета, Хатанга, Верхняя Таймыра и ее притоков Горбита и Логата, в бассейнах рек Новая, Дудыпта, на западе низменности — в долинах рек Пясина и Агапа. Скважинами основная морена вскрыта также в водораздельных грядах Урдахская, Маймечинская, Южнококорская.

Мощность морены в обнажениях меняется от 0,5 до 10—15 м. Максимальная наблюдавшаяся мощность 40 м (скважины на Маймечинской гряде).

Основная морена представлена суглинками и супесями серыми с зеленоватым оттенком, очень плотными, содержащими от 0,8 до 35% обломочного материала. Изучение процентного содержания обломочного материала в морене в восточной части Северо-Сибирской низменности показало, что вблизи Средне-Сибирского плоскогорья оно достигает 24—35%, в то время как в центральных частях низменности оно падает до 0,8%. Среди обломочного материала часто встречаются небольшие валуны и крупная галька утюжковой формы с ледниковыми шрамами и штриховкой. Иногда, как, например, на водоразделе залива оз. Таймыр Байкура-Неру и оз. Байкура—Турку, в бассейнах рек Большая Балахня, Малая Балахня морена

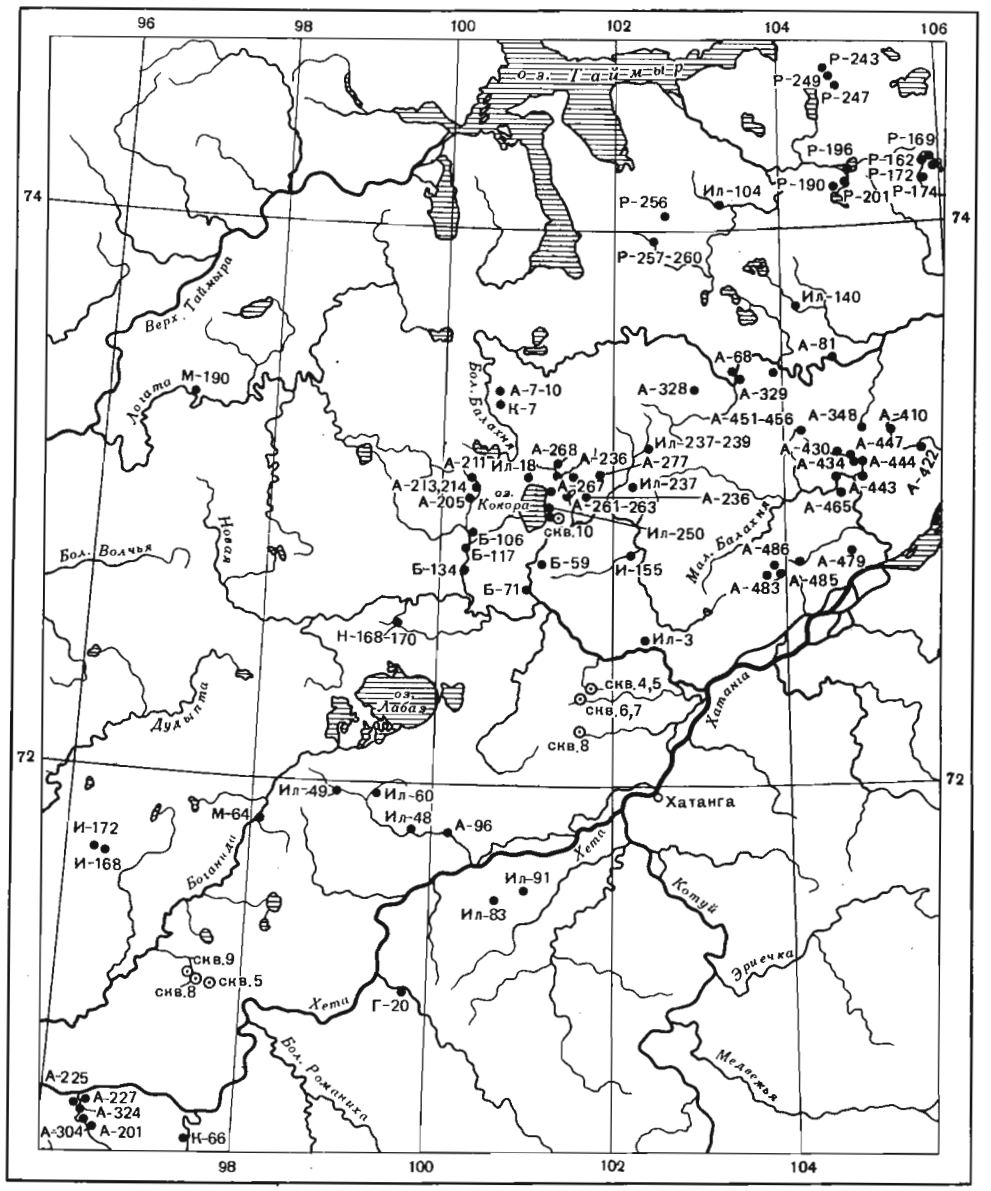


Рис. 15. Расположение разрезов муруктинских отложений, упомянутых в тексте

содержит обломки и даже целые раковины морских моллюсков. Изучение валунной пробы объема 0,25 м^3 на Марды-Рассохе (левобережье Хатангского залива) в обн. А-410 показало не инситное залегание обломков раковин в породе. В этих же слоях раковины микрофауны поломаны и забиты породой, что характерно для фораминифер, переотложенных ледником.

Состав гальки и валунов основной морены, изученный в восточной части Северо-Сибирской низменности (рис. 16), указывает на наличие питающих петрографических провинций: северной — Таймырской, юго-западной — Путоранской и юго-восточной — Анабарской. Обломочный материал таймырской провинции представлен песчаниками и алевролитами пермо-карбона, участвующими в строении гор Быррранга, пестроцветными светлыми синийскими и палеозойскими известняками и доломитами, основными интрузивными породами, архейско-протерозойскими гранитоидами и протерозойскими зеленокаменными сланцами и гнейсами, площадь коренных выходов которых находится севернее гор Быррранга.

Обломочный материал путоранской провинции состоит из мезозойских пород траппового комплекса, песчаников и алевритов перми, а анабарской — характеризуется пестроцветными и светлоцветными известняками и доломитами кембро-

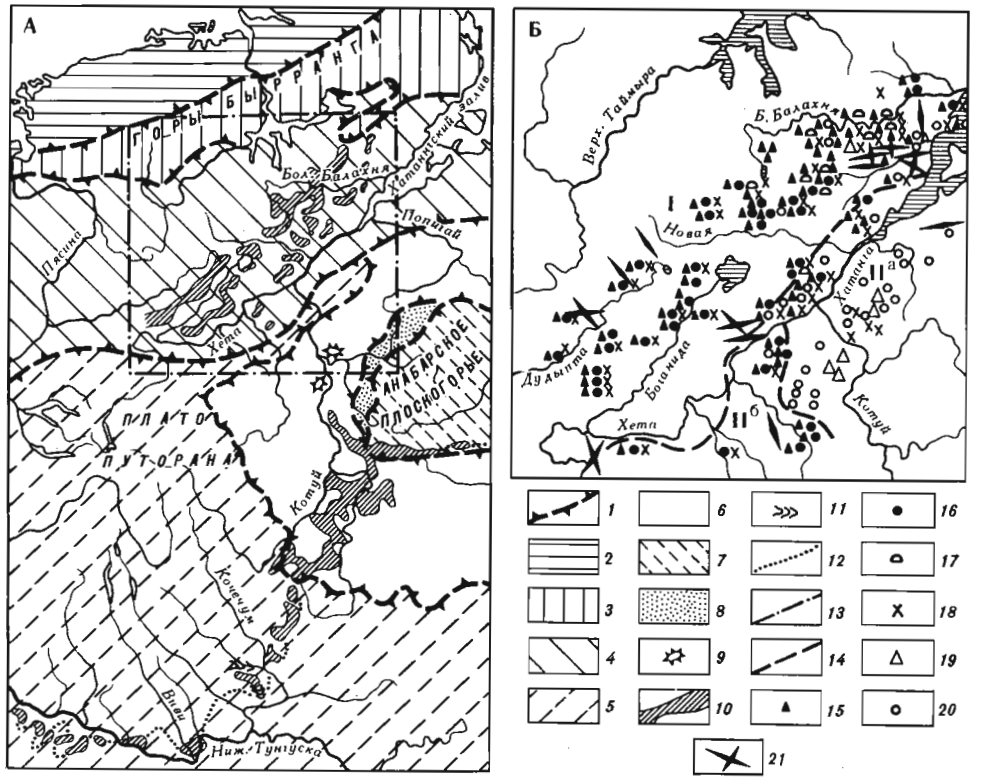


Рис. 16. Петрографический состав валунов и галек муруктинских ледниковых отложений

А — краевые ледниковые образования и питающие петрографические провинции; Б — петрографический состав обломочного материала муруктинских ледниковых отложений восточной части Северо-Сибирской низменности и преобладающее направление длинных осей валунов и гальки в моренном суглинке

1 — границы петрографических провинций докайнозойских пород; *2—9* — петрографические провинции: *2* — Северо-таймырская (протерозойские и архейские граниты, гнейсы, зеленокаменные сланцы, известняки, доломиты), *3* — Быррангская (позднепалеозойские песчаники, алевролиты (Р) и известняки (С), *4* — Енисейско-хатангская (мезозойские пески и песчаники К), *5* — Путоранско-вилюйская (мезозойские траппы), *6* — Котуйская (кембро-силурийские известняки и доломиты), *7, 8* — Анабарская: *7* — архейские гранитоиды, *8* — протерозойские кварц-полевошпатовые песчаники мукунской серии, *9* — интрузии субщелочных базальтоидов; *10, 11* — крупные формы ледникового рельефа краевой зоны аккумуляции: *10* — холмисто-западинный и грядовый рельеф, камовые гряды и массивы, *11* — мелкие конечноморенные гряды; *12—14* — границы: *12* — максимального развития зырянского оледенения, *13* — района исследования состава обломочного материала ледниковых отложений и продуктов их перемыва, *14* — зон с преобладанием в обломочном материале пород различных петрографических провинций: I — Северо-таймырской и Быррангской, II^{а} — Анабарской и Путоранской, II^{б} — Путоранской; *15—20* — обломочный материал в ледниковых отложениях петрографических провинций: *15* — песчаники, алевролиты, аргиллиты (Р) Быррангской, *16* — известняки (С) Быррангской, *17* — зеленокаменные сланцы (Pt—A) Северо-таймырской, *18* — граниты и гранито-гнейсы (Pt—A) Северо-таймырской и Анабарской, *19* — субщелочные базальтоиды Котуйской, *20* — полевошпатовые песчаники (Pt) мукунской серии; *21* — преобладающее направление ориентировки длинных осей обломков в моренном валунном суглинке

силура, протерозойскими кварц-полевошпатовыми красными песчаниками мукунской серии, архейскими гранитоидами, а также базальтами и долеритами. Для западного крыла Анабарской антеклизы и для зоны, переходной к Тунгусской синеклизе, характерны также щелочно-ультраосновные породы гулинского комплекса.

В распределении обломочного материала морены по площади наблюдаются некоторые закономерности (см. рис. 16). В северной и центральной частях Северо-Сибирской низменности преобладают пермо-карбоновые песчаники и алевролиты Северо-таймырской провинции. По мере продвижения к югу их количество на правобережье рек Хета и Хатанга в пробах уменьшается и начинают преобладать траппы Путоранской провинции. Гранитоиды присутствуют почти повсеместно в количестве 1—2%, кроме площади бассейнов рек Маймеча и Сабыда. Для правобережья рек Хатанга и Хета характерны единичные обломки красных кварц-полевошпатовых протерозойских песчаников мукунской серии, для бассейна р. Большая Балах-

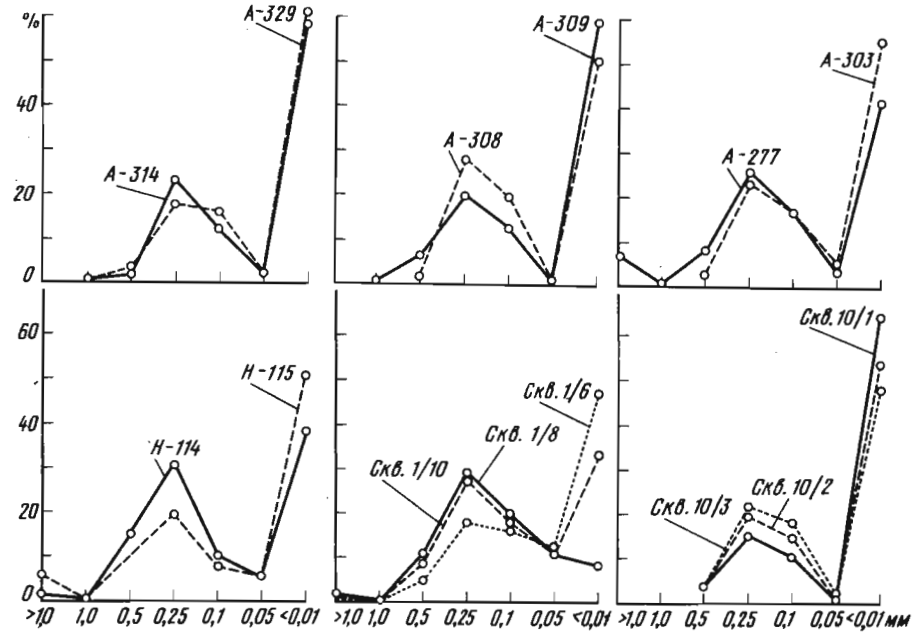


Рис. 17. Гистограммы гранулометрического состава мелкозема основной морены муруктинского возраста

ня и междуречья ее притоков с р. Новая — единичные обломки зеленокаменных сланцев и гнейсов Таймырской (Северо-таймырской) провинции.

Несомненный интерес для расшифровки динамики муруктинского ледникового покрова представляют замеры длинных осей галек в морене. Если в северной части низменности преобладают субмеридиональные и юго-восточные направления, то в бассейнах рек Хатанга и Малая Балахня оно меняется на субширотное и широтное (см. рис. 16).

Гранулометрический состав мелкозема основной морены северосибирских слоев характеризуется двувершинными гистограммами с преобладанием песчаных (0,5—0,25 мм) и глинистых (0,01 мм) фракций (рис. 17). В мелкоземе преобладают минералы легкой фракции, основную массу которых составляют кварц и полевые шпаты. На юге в тяжелой фракции, выход которой незначителен (от 0,3 до 9%), преобладают пироксен и сростки пироксена с плагиоклазом (от 63 до 87%), присутствуют магнетит (5—16%), ильменит (2,8—8%), гранат (1,8—9,0%). По мере продвижения к северу уменьшается содержание пироксена до 56—20% и увеличивается содержание гранатов до 35—44%, исчезают сростки пироксена с плагиоклазом. Таким образом, с юга на север уменьшается роль минералов Путоранской петрографической провинции и увеличивается роль минералов Таймырской провинции.

На основании этих данных можно сделать вывод, что Северо-Сибирскую низменность перекрывал ледниковый щит, двигавшийся с севера и северо-запада. Центр его растекания находился севернее гор Быррранга, по-видимому, на шельфе Карского моря, так как только в этом случае в ее пределы могли попасть обломки гранитоидов, зеленокаменных сланцев, известняков и доломитов палеозоя Таймырской петрографической провинции. Анализ обломочного материала в муруктинских ледниковых отложениях позволяет предположительно проводить границу максимального продвижения Карского ледникового щита по левобережью рек Хатанга и Хета, до впадения в Хету р. Маймеча, затем по правобережью р. Хета почти до уступа плато Путорана.

Граница максимального продвижения ледника анабарского центра фиксируется преобладанием в обломочном материале долеритов, а также распространением красных кварц-полевошпатовых песчаников мукунской серии. Эта граница проходит по водоразделу рек Большая Балахня, Новая и Хатанга.

Таким образом, существует зона, в которой встречаются обломки пород, распространенные как на Северном Таймыре, так и на Анабарском плато. Это говорит о том, что на ранних этапах оледенения анабарский и, возможно, путоранский ледники распространялись дальше на север. С дальнейшим развитием оледенения проис-

ходит смыкание ледниковых покровов, анабарский ледник сокращается, в то время как карский продвигается к югу. Вывод о смыкании ледниковых покровов различных центров оледенения можно сделать и на основании анализа ориентировки длинных осей галек в муруктинской морене. На северовосточной части Северо-Сибирской низменности преобладают южное и юго-восточное направления, ориентировка в юго-восточной части, в бассейнах рек Хатанга и Малая Балахня — широтная. Такое изменение направления движения, очевидно, могло происходить при смыкании северного и южного ледниковых покровов, что повлекло за собой разгрузку льдов в сторону Хатангского залива.

Интересные результаты дает анализ обломочного материала краевых ледниковых образований южного обрамления Анабарского кристаллического массива. На фоне преобладания в обломках карбонатных пород кембрия и нижнего протерозоя в морене присутствует большое количество обломков кварц-полевошпатовых песчаников мукунской серии, выходы которых приурочены к северо-западным склонам Анабарского плоскогорья. По-видимому, ледораздел Анабарского ледникового щита находился не в области современного водораздела, а значительно северо-западнее. В противном случае привнос обломков кварц-полевошпатовых песчаников на южные склоны Анабарского кристаллического массива с его северо-западных склонов был бы невозможен.

В основной морене по текстурным и структурным особенностям можно выделить фации двух групп. К первой относится фация монолитной морены, развитая практически на всей территории[1]. Она отличается широким площадным распространением, относительной однородностью состава, господством гляциодинамических текстур пластического течения льда, четко выраженной ориентировкой длинных осей валунов, гравийных, песчаных и даже глинистых частиц.

Ко второй группе относится фация чешуйчатых морен, характеризующаяся неоднородностью моренного пласта, развитием гляциодинамических текстур скола. В отличие от монолитной морены чешуйчатые приурочены к локальным участкам и не имеют широкого распространения.

Гляциодинамические текстуры пластического послойнодифференцированного течения льда отличаются большим разнообразием. К ним относится плитчатая текстура моренного пласта. Плитки, на которые распадается морена, сложены суглинком и разделены тонкими миллиметровыми слегка наклонными срезающими друг друга прослоечками песчаных присыпок. Толщина плиток колеблется от 1—2 до 10 см. Такая текстура наблюдалась в обнажениях на р. Массонов (приток р. Новая), в 35 и 46 км от устья (обн. Б-117, 106), на р. Никан-Юрях, в 12,4 и 14 км от устья (обн. А-430, 442, 446), на левобережье р. Хатанга, в 16 км ниже устья р. Малая Балахня (обн. Г-398), в бассейне р. Арылах и во многих других местах.

Несколько реже в морене встречается текстура полос скольжения, проявляющаяся в виде чешуйчатоналегающих друг на друга ромбовидных отдельностей. Мелкая (1—1,5 см) ромбо-параллелепипедная щебенка покрыта при этом пленкой гидроокислов железа. Эта текстура наблюдалась по р. Массонов, в 35 км выше устья (обн. Б-117), по р. Никан-Юрях, в 12,3 км от устья (обн. А-447), по р. Малой Балахне, в 4 км выше устья р. Никан-Юрях (обн. А-434), и в других местах.

Еще реже встречается сланцеватая или гнейсовидная текстура, наиболее хорошо изученная на правом берегу р. Никан-Юрях (обн. А-444). Здесь в основании 70—80-метровой поверхности на высоте 15—16 м от уреза реки под толщей камово-морских позднемуруктинских песков вскрывается морена мощностью 2,0 м, представляющая собой переслаивание суглинков и супесей темно-серых с коричневатым оттенком. Слоистость субпараллельная, субгоризонтальная; часто нарушена раздувами и чечевицеобразными линзами. Мощность линз и прослоев от 0,2 до 2,0 см. Текстура породы напоминает очковую в гнейсах. В нижней части толщи редко встречаются прослои и линзы очень чистых, светло-серых сыпучих среднезернистых песков, затащенных из лежащих ниже отложений. По всей толще рассеяна единичная галька. Ниже залегают морские казанцевские отложения, представленные строго горизонтальнослоистой пачкой чередующихся песков и алевролитов мощностью 0,5 м.

Послойнодифференцированным течением льда, кроме того, обусловлено возникновение гляциодинамических текстур захвата пород ложа, также широко распространенных. Для них характерно присутствие в морене субгоризонтальных прослоев и полос подстилающих пород. Часто эти полосы по простиранию растаскиваются на отдельные неправильные линзы и гнезда причудливой формы. Толщина полос от 0,3 до 0,03 м. Текстуры динамического воздействия льда на подстилающие породы наблюдались во многих местах; в зависимости от подстилающего субстрата в морену могут быть включены породы мела, как, например, в 10 км от устья р. Большая Рассомашья (обн. Ил-60), или отложения казанцевского горизонта (пески, алевриты, торф), наблюдавшиеся на р. Большая Балахня, в 2 км выше устья р. Салыхардах-Юрях (обн. А-329), в 12 км выше устья р. Око (обн. А-81), по р. Массонов, в 35 и 46 км выше ее устья (обн. Б-117, 106), по р. Мойка-Юрях, в 26, 24 и 22 км выше устья (обн. А-268, 267, 266), по р. Никан-Юрях, в 12 км выше устья (обн. А-430), и др. Мощность прослоев колеблется от 0,2 до 1,5—2,0 м.

[1] Здесь и далее текстуры морен даются по классификации, предложенной Ю.А. Лаврушиным [1976].

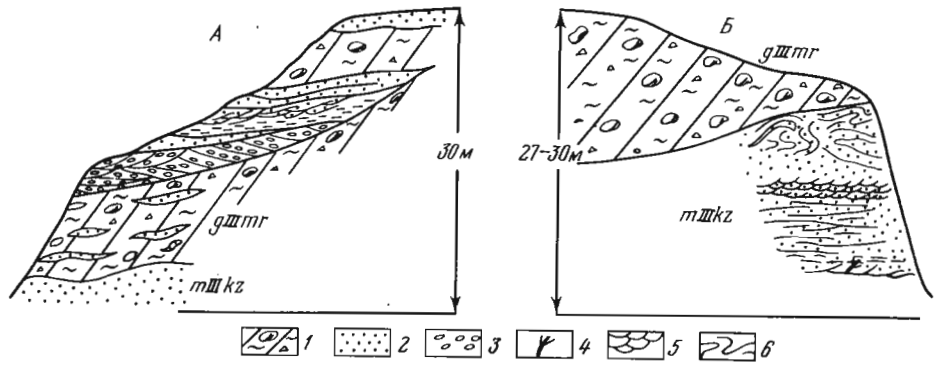


Рис. 18. Фрагменты обн. А-81 в нижнем течении р. Большая Балахня, вскрывающего муруктинскую морену с чешуйчатым строением (*А*) и складки волочения в казанцевской морской толще (*Б*)

1 — моренный суглинок; *2* — песок; *3* — галечник; *4* — растительный детрит; *5* — волнистая срезанная слоистость; *6* — гляциогенные складки волочения

Как отмечалось выше, в меньшей степени в морене распространены текстуры движения льда по внутренним сколам, характерные для фации чешуйчатых морен. Из этой группы наблюдались текстуры надвиговых чешуй и связанные с ними складки волочения. Крупные чешуи чередующихся моренных суглинков и казанцевских песков и галечников наблюдались в нижнем течении р. Большая Балахня, в 12 км выше устья р. Око (обн. А-81). Здесь в верхнем (по течению) конце обнажения между блоками суглинков зажат мощный (10 м) клиновидный блок галечников и песков, имеющий наклонные контакты (рис. 18). В нижнем конце обнажения моренный суглинок по наклонной к тыловой части обнажения границе (азимут падения 330—360°, ∠ 25—30°) ложится на пески казанцевского горизонта, в которых образовались мощные закрученные в рулет складки волочения высотой 2,5—3,0 м.

Фрагменты чешуйчатого строения морены, сопровождающиеся складками волочения, наблюдались также по р. Булун, в 32—20 км от устья (обн. Ил-83—91, рис. 19), на правобережье р. Логата, ниже устья р. Сырута-Яму (обн. М-190).

Как для монолитной, так и для чешуйчатой морены характерны гляциодинамические контакты с подстилающими породами, которые проявлялись в частичном затягивании в тело морены прослоев подстилающих отложений, не потерявших полной связи с материнской породой, в возникновении складок волочения в подстилающих слоях на контакте с мореной, в дроблении и перемешивании кусков породы в лежащей ниже толще.

Крупные отторженцы размером 20 × 8 м наблюдались: на р. Массонов, в 37,5 км от устья (обн. Б-134), по р. Мойка-Юрях, в 17 км от устья (обн. А-236), размером 12 × 3, 1 × 1, 3 × 1 м, на р. Маймеча, в 18 км от устья (обн. Г-20), размером 5 × 2 м (рис. 20). Границы отторженцев могут быть как рваными и неровными с зазубринами, так и ровными, плавными.

Изучение основной морены в шлифах показало, что она представляет собой породу с псаммитовой и алевро-псаммитовой структурой. Часто наблюдается ориентированная текстура, длинные оси обломков однонаправлены, мелкие обломки и чешуйки глин как бы обтекают крупные. Порода состоит в основном из глинистой массы с погруженными в нее зернами алевритовой и псаммитовой размерности. Количество обломочного материала колеблется от 25 до 50%. Обломки разноокатаны, преобладают частички плохой и средней окатанности, но среди них встречаются и хорошо окатанные. Цемент базальный или выполнения пор, редко — соприкосновения. В составе псаммитовых и алевритовых зерен преобладает кварц, в меньшем количестве содержатся полевые шпаты, обломки долеритов, пироксены ромбические и моноклинные, роговая обманка, уголь, растительный детрит. Редко

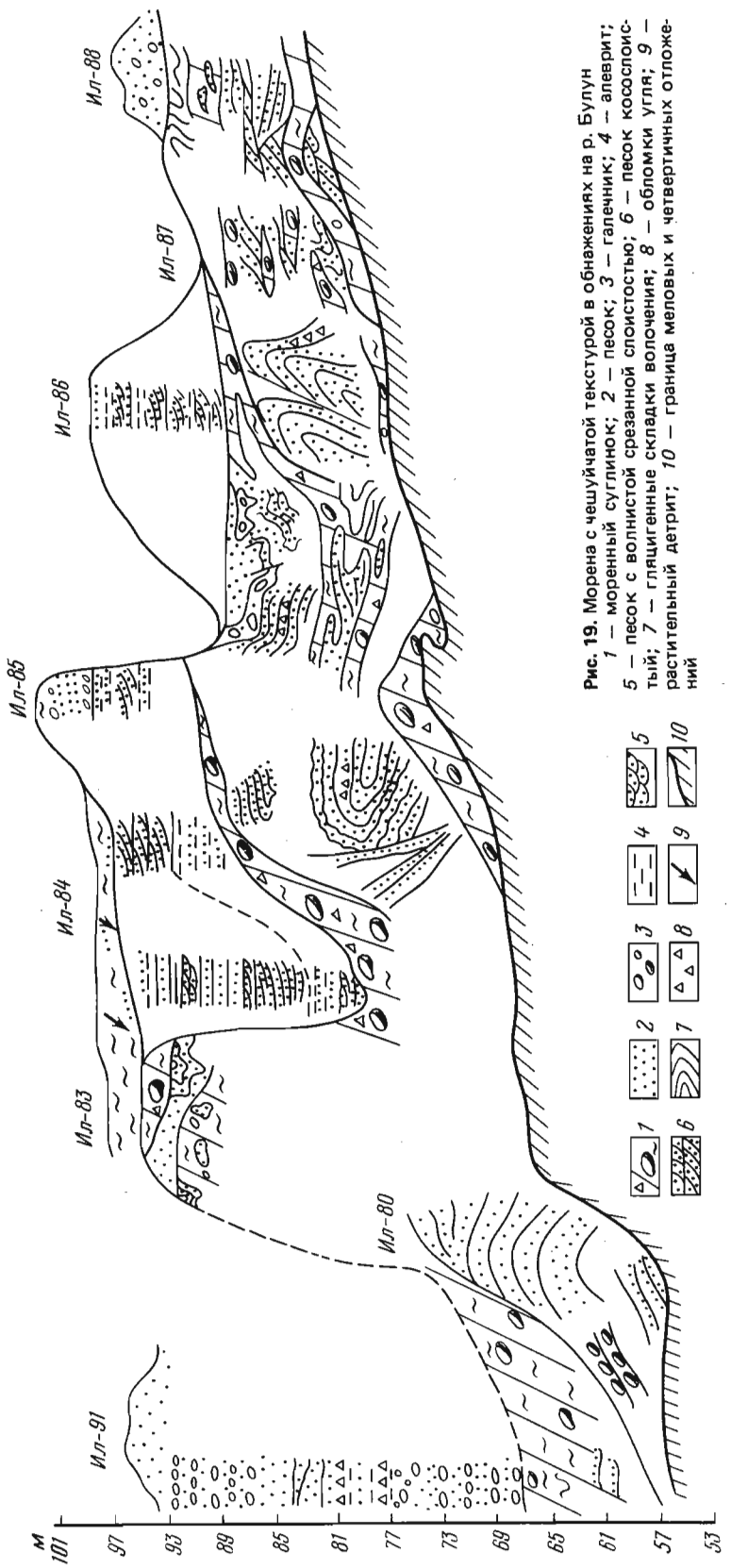


Рис. 19. Морена с чешуйчатой текстурой в обнажениях на р. Булун
1 — моренный суглинок; *2* — песок; *3* — галечник; *4* — алеврит; *5* — песок с волнистой срезанной слоистостью; *6* — песок косослоистый; *7* — гляциигенные складки волочения; *8* — обломки угля; *9* — растительный детрит; *10* — граница меловых и четвертичных отложений

встречаются кристаллы рудных минералов, биотита, граната, сфена. Широко распространен аутигенный гидрогётит в виде округлых выделений псаммитовой размерности. Термический анализ глинистых частиц из моренного суглинка показал преобладание монтмориллонита с примесью гидрослюды.

Для иллюстрации положения морены в разрезе и ее особенностей приведем как пример обнажение А-430 на р. Никан-Юрях, в 12 км выше устья. Здесь, на правом берегу, в 23-метровом обрыве, сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок серый с палевым оттенком, горизонтальнолинзовиднослоистый, мелко-, тонкозернистый, иногда алевритистый с включениями единичной гальки, относимый предположительно к морской толще времени начала дегляциации зырянского (муруктинского) ледника	4–6
2. Морена — суглинок темно-серый с коричневым оттенком, с тонкоплитчатой отдельностью, песчанистый, с разноразмерными разноокатанными обломками (до 0,1 м по длинной оси), составляющими 0,8% породы. В нижней части слоя наблюдается переслаивание линз суглинков и песчано-алевритовых пород. Слои смяты, изогнуты, невыдержаны по мощности, контакты между ними с зазубринами, часто апофизы из одного слоя внедряются в другой — текстуры растаскивания и захвата лежащей ниже толщи. Слоистость в песчано-алевритовых прослоях нарушена, перемята. В суглинке — деформированная линза торфа, радиоуглеродный возраст его составил свыше 48000 л.н. (ГИН-1606). Валунная проба из суглинка показала преобладающее восток-юго-восточное направление длинных осей галек в морене. Галька представлена пермскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами гор Бырранга, долеритами, базальтами, жильным кварцем, халцедоном. Неровная кровля суглинка наблюдается на высотах от 20 до 29 м от уреза воды в реке, подошва также неровная, от 15 до 18 м. Контакт с лежащей ниже толщей динамический, с захватами и выдавливанием лежащих ниже пород в тело морены	3,6–13
3. Песок алевритистый, серо-коричневый, волнистослоистый с рассеянным растительным детритом. По четкому неровному контакту ложится на меловые породы	2,0–4,0

Озерно-ледниковые отложения, формировавшиеся в фазу наступания ледника, так же как и основная морена, широко распространены на территории Северо-Сибирской низменности. Они представлены глинами и алевритами серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком, с ленточной или ленточноподобной слоистостью. Мощность ритмов колеблется от 0,3 до 10–15 см. Мощность глинистых прослоев не превышает 1–2 мм, часты присыпки и прослойки (1–2 мм) тонкозернистого песка. Озерно-ледниковые отложения фазы наступания муруктинского ледника залегают, как правило, под основной мореной. Наиболее полно они изучены на р. Массонов (обн. Б-106), в нижнем течении р. Захарова Рассоха (обн. Б-71, 59), хорошо прослеживаются в среднем течении р. Новая, в бассейне р. Хета, по рекам Горелая, Боганида и в долине р. Дудыпта.

Абсолютные отметки кровли озерно-ледниковых отложений колеблются от 30 до 65 м. Максимальная мощность в обнажениях достигает 30 м.

Для характеристики этих осадков и их положения в разрезе приведем описание обнажения А-236, на р. Мойка-Юрях (приток р. Захарова Рассоха). Здесь, в 17 км выше устья, на левом берегу, в основании поверхности, сложенной водно-ледниковыми камовыми отложениями начала дегляциации муруктинского покрова, в 30-метровом обнажении, сверху вниз вскрываются:

1. Песчано-гравийно-валунные водно-ледниковые отложения времени деградации муруктинского оледенения. По резкой неровной границе залегают на сл. 2	2,5–6,5
2. Валунный суглинок основной морены с крупными отторженцами (см. рис. 20*в*)	6,0–7,0
3. Алеврит темно-серый с синеватым оттенком, сильно глинистый, в верхней части с горизонтальными прослоями (2–5 см) песка темно-серого, алевритистого	6,5
4. Глина ленточная (мощность лент 1 см), темно-серая с коричневым оттенком	1,0
5. Алеврит сильно глинистый коричневый и песок светло-серый тонкозернистый переслаивающиеся. Мощность прослоев 1–0,5 см	0,5
6. Глина ленточная, аналог слоя 4	1,0
7. Переслаивающиеся глина (1 см) и алеврит сильно песчанистый (0,1–0,2 см), слоистость горизонтальная, ленточная	2,0
8. Глина ленточная — чередование прослоев (0,1 см) глин и алевритистых глин	0,5
9. Глина и алеврит переслаивающиеся, причем сверху вниз мощность прослоев постепенно укрупняется до 2 см, и в основании алевритов появляются тонкие (0,1–0,2 см) слойки песка, серого, тонкозернистого	2,0
10. Глина ленточная, серая с чередованием светлых (1 см) и темных (0,1–0,2 см) полос	7,8
Общая мощность алеврито-глинистой толщи	20–22

В ленточно-слоистых глинах часто присутствуют глинисто-карбонатные конкреции, имеющие вид плоских, округлых, овальных стяжений. Термическим анализом глин установлен их монтмориллонитовый состав.

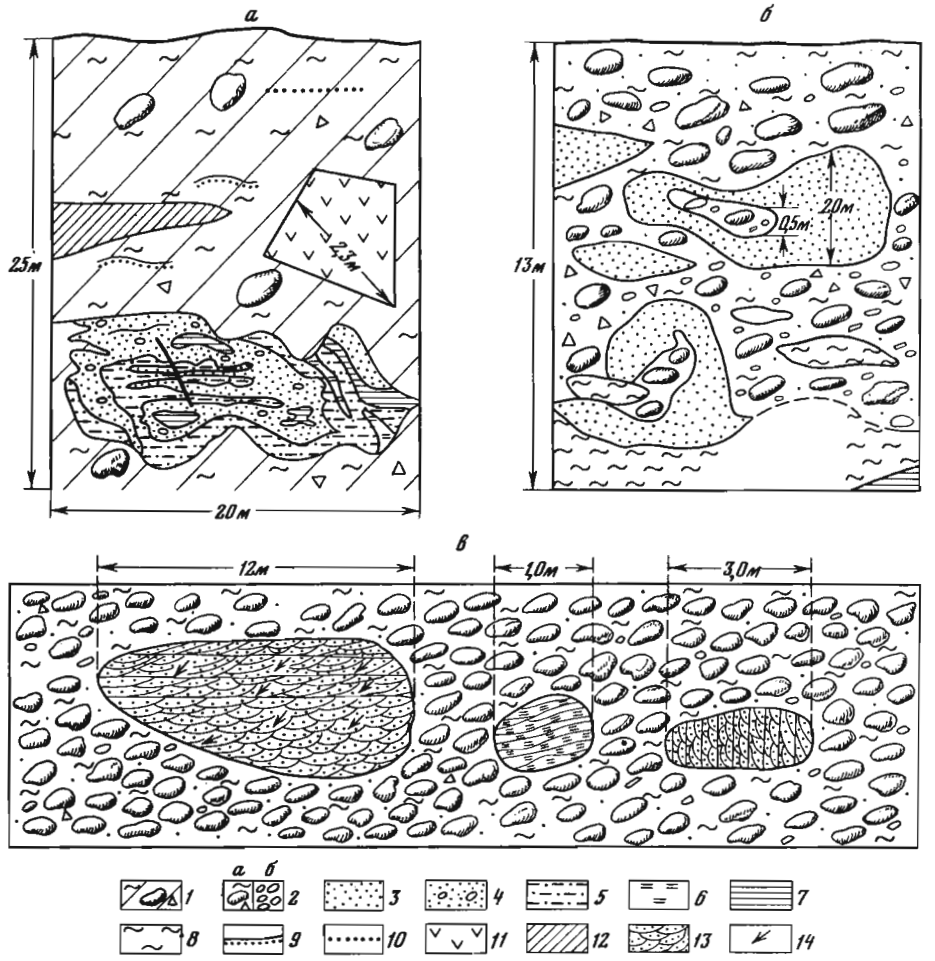


Рис. 20. Отторженцы в морене в обнажениях на реках Массонов (*а*), Маймеча (*б*) и Мойка-Юрях (*в*)

1 — суглинистая морена; *2* — валунная морена (*а*) и валунники, галечники (*б*); *3* — песок тонкозернистый; *4* — песок разнозернистый с галькой; *5* — глинистые пески; *6* — алеврит; *7* — глина; *8* — супесь; *9* — присыпки разнозернистого песка; *10* — прослойки гравия; *11* — долерит; *12* — лед; *13* — косая и волнистосрезанная слоистость; *14* — растительный детрит

Янтардахские слои — отложения начала дегляциации муруктинского ледникового покрова

Муруктинский ледник во время дегляциации оставил мощный чехол ледниковых и водно-ледниковых отложений, обусловивших специфический макрорельеф центральной части Северо-Сибирской низменности. Характерные формы макрорельефа — прямолинейные (Сампесинская) и дугообразно изгибающиеся (Урдахская, Южнококорская и др.) водораздельные гряды, округлые и неправильные в плане, изолированные возвышенные массивы и ограниченные ими обширные разновысотные понижения — гляциодепрессии. Некоторые гряды трансгрессивно срезают друг друга и обращены в центральной части низменности выпуклой стороной на юг и юго-восток, в восточной — на юго-запад (см. рис. 14). К возвышенностям примыкают высокие террасы, развитые фрагментарно, имеющие к гляциодепрессиям крутые уступы и склоны.

Морфологическое строение отдельных водораздельных гряд и возвышенных массивов и их геологический разрез свидетельствуют о формировании их и слагающих их отложений в фазу интенсивной деградации ледникового покрова, находившегося преимущественно в пассивном, мертвом состоянии. По типу образования можно выделить трещинно-камовые отложения водораздельных гряд и возвышенных массивов, отложения напорно-выжимных гряд и значительно реже встречающиеся фрагменты насыпных конечных морен.

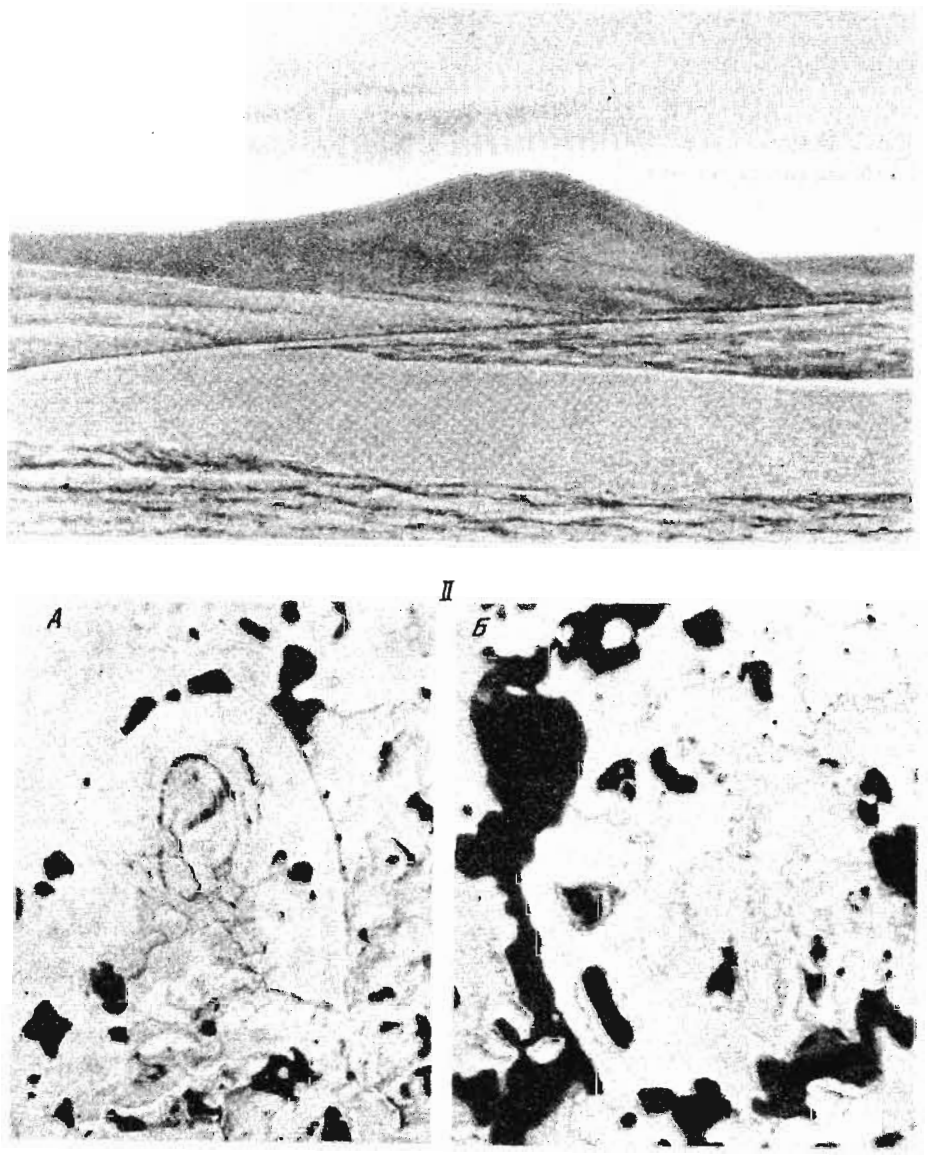


Рис. 21. Инверсионный рельеф полей мертвых льдов

I — камовый холм западнее оз. Сергей-Турку. Фото А.Л.Ванина. *II* — характер озерных котловин в камовом массиве (водораздел рек Дудыпта и Боганида). Пологие вогнутые склоны котловин в верхней части обрамляются цепочкой озер и ложбин; на *II А* виден оз, расположенный в верхней части склона ложбины

Трещинно-камовые отложения слагают гряды и массивы, развитые в центральной части низменности на водоразделе рек Дудыпта и Боганида (Сампесинская гряда), на водоразделах рек Маймеча и Хета, Хета и Новая, Захарова Рассоха и Малая Балахня, Малая и Большая Балахня.

Абсолютные высоты гряд и массивов колеблются от 80 до 180 м, ширина их от 10 до 20 км, длина вытянутых гряд достигает 50—75 км, а Сампесинской гряды — 250 км. Гряды возвышаются над поверхностями примыкающих к ним депрессий на 60—100 м.

Для характеристики образований такого рода можно рассмотреть трещинно-камовый массив Сампесинской гряды, относительно прямолинейно вытянутой между Дудыптинской и Боганидской котловинами. Абсолютные высоты гряды колеблются от 80 до 160 м, при ширине от 8 до 25 км. Рельеф гряды представляет беспорядочное чередование отдельных холмов, холмисто-бугристых массивов, плоских платообразных участков, мелких гряд, многочисленных разнообразных по форме и глубине озер (рис. 21, *II*). Бугры и холмы имеют высоты от 5—10 до

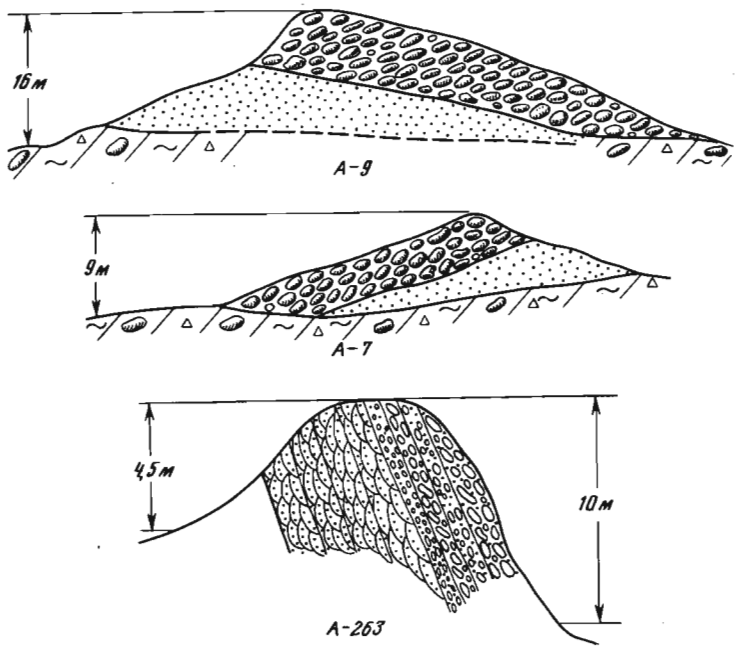


Рис. 22. Строение единичных камовых холмов в пределах Южнококорской гряды
Условные обозначения см. рис. 20

20 м, гряды до 30—40 м. Они, как правило, дугообразно изогнуты и имеют простирание, согласное с ориентировкой всей Сампесинской гряды. Весь массив гряды рассечен глубокими рытвинами, вытянутыми цепочками также вдоль простирания гряды и реже вкрест него. Многие рытвины заняты глубокими (десятки метров) озерами, имеющими отвесные берега. Большинство озер располагается в глубоких воронкообразных углублениях, но существуют и плоские элипсоидальные котловины, обрамленные по периферии цепочкой глубоких рытвинных озер, сопрягающихся по внешнему краю с холмистым рельефом. Некоторые вытянутые цепочкой озерные котловины располагаются на разной высоте и отделяются порогами, образуя "лестницы". Характерными формами как Сампесинской гряды, так и других трещинно-камовых массивов являются резко очерченные конусовидные и плосковерхие холмы высотой 10—30 м (рис. 21,/). Холмы этого типа расположены на разных высотах. Зачастую на разной высоте находится подошва одного и того же холма, как бы накладываясь сверху на неровный субстрат, что свойственно инверсионным формам зон мертвых льдов. Особенно много мелких инверсионных холмов и бугров на Южнококорской гряде (южнее оз. Кокора; рис. 22).

Разрез трещинно-камовых гряд и возвышенностей почти повсеместно (до глубин, обнаженных эрозионным врезом) имеет трехчленное строение. В основании лежит морена (максимальная наблюдавшаяся мощность 10 м), вскрытая в обнажениях на отдельных участках: район оз. Янтардах на водоразделе Захаровой Рассохи и Малой Балахни — обн. И-140, Ил-9; восточный склон Сампесинской гряды — обн. И-168, на р. Б. Балахня — обн. А-68, бассейн р. Булун — обн. Ил-84—91, Урдахская гряда — скв. 5, 8, 9, и в других местах (см. рис. 7, 19; рис. 23). Основную часть разреза составляет толща алеврито-глинистых и песчаных осадков проблематичного происхождения, имеющая общую тенденцию (правда, выдержанную не повсеместно) огрубения пород вверх по разрезу. Ее максимальная наблюдавшаяся мощность 20 м, но, надстраивая разрез по тем или иным признакам, можно предположить, что ее максимальная мощность не менее 50 м. Эта толща на одних участках перекрыта маломощным слоем морены, на других — слоем отмытых валунно-галечных накоплений, песчано-галечными отложениями, слагающими единичные конусовидные и плосковерхие холмы, мореной, слагающей небольшие грядки, а в случае отсутствия всех перечисленных образований — скоплениями галек и валунов, располагающимися отдельными пятнами, или неравномерно рассеянными единичными валунами с ледниковой штриховкой и галькой. Для осадков основной части трещинно-камовых массивов характерно чередование слоев алевритов, очень тонких и мелкозернистых песков, как правило, в обнажениях, тяготеющих к нижним частям вскрытых разрезов, средне- и крупнозернистых песков с линзами и прослоями

галечников и галечно-валунных пород в верхах разреза. Для них характерны тончайшая прямолинейная (абсолютно геометрически правильная) параллельная слоистость в сериях мощностью до 1,5 м, чередующихся с сериями тонкой волнистой срезанной слоистости, почти постоянное присутствие мелкого рассеянного обломочного материала, наклонное (дислоцированное?) залегание пород, причем углы и азимуты падения слоев существенно меняются даже в близко расположенных обнажениях (см. рис. 41).

Иллюстрирует все перечисленные особенности обнажение на восточном склоне урочища Сампеса (обн. И-172). В обрыве высотой 18 м в верхних 1,5 м образованы ямы (очевидно, выдуванием), в которых в настоящее время лежат гальки и валуны (до 0,4 м в поперечнике) мощностью в один обломок. С высоты 16,5 м обнажаются:

	Мощность, м
1. Песок желтый мелко- и среднезернистый, слоистость прямолинейная, параллельная подошве. По границе слойков лежат мелкая галька, гравий, обломочки угля. Мощность слойков 1—2 см. Подошва наклонена на восток	0—1,2
2. Галечник с единичными валунами в грубом серо-коричневом песке. Галечник по простиранию (в обе стороны вдоль обнажения) расслаивается на линзы. В верхней по течению ручья части обнажения он переслаивается с песком слоя 1, в нижней — с крупнозернистым песком подстилающего слоя 3	1,3
3. Песок желтый крупнозернистый с мелкой галькой, гравием и угольной крошкой. Галька и гравий лежат линзочками, вытянутыми параллельно подошве, а также рассеяны по слою. Подошва падает на восток под тем же углом, что и подошва слоя 1. Мощность под галечниками 1,4 м. По границе с подстилающим слоем присутствуют линзы суглинка (6—7 см) и галька, которая по резким угловатым карманам внедряется в подстилающие отложения	2,3
4. Песок желто-серый мелко- и тонкозернистый, тонко прямолинейно слоистый (слойки параллельны кровле и подошве слоя). Мощность слойков 1—2 мм, чередуются более светлые и более темные (более глинистые) прослои. Весь слой, как и лежащие выше, падает на восток под углом 10°. По слою рассеяна мелкая галька	0,8
5. Песок желто-серый мелкозернистый массивный	1,2—0,8
6. Песок светло- и темно-серый, тонкий, тонко ленточнослоистый. Слойки параллельны подошве и кровле. Падение слоя западное, ∠7°. По слою рассеяна мелкая галька и угольные крошки и обломочки. В подошве (мощность 5 см) более крупный песок с гравием и мелкой галькой	1,0
7. Песок темно-серый, тонкозернистый, волнисто-слоистый. Слоистость вогнутая, непараллельная срезанная	0,3
8. Песок белый, среднезернистый, параллельнослоистый. Слоистость тонкая, подчеркнута гравием, галькой или угольной крошкой по линзочкам в 0,5—1,0 см	1,1
9. Песок зеленовато-серый, тонкозернистый, алевритистый волнистослоистый. Слоистость непараллельная, несрезанная. Рассеяна единичная мелкая галька	0,3
10. Тот же песок с диагональной крутой срезанной слоистостью	0,2
11. Песок более светлый тонкозернистый с тонкой прямолинейной слоистостью, параллельной подошве. По слою рассеяна редкая мелкая галька	0,3—0,5
12. Песок — аналог слоя 10	0,2
13. Песок — аналог слоя 11	0,2
Слои 3—13 образуют на выветрелой стенке обнажения единый массивный хорошо прослеживающийся пласт мощностью 1,4 м.	
14. Песок светло-серый до белого, среднезернистый, массивный. Слоистость едва намечается по присутствию линз мелких галек, гравия и угольной крошки. Галька в подошве образует прослой мощностью в 1 гальку	1,5
15. Песок темно-серый массивный с оборванными линзами (мощностью до 20 см) зелено-серого алеврита, включенного в песок средней части слоя и по кровле	1 (вскрыто), ниже осыпь

На выветрелой стенке обнажения видна общая картина падения слоев. Верхняя треть выглядит как синклинальная складка со срезанными снизу слоями, в нижних двух третях слои изогнуты в виде антиклинальной складки с одним пологим и одним крутым крылом.

На западном склоне Сампесинской гряды подобная же по составу толща, вскрытая в расположенных близко друг от друга обнажениях, имеет противоположные, направленные навстречу друг другу падения слоев. В урочище Сампеса эта толща залегает в интервале высот 150—80 м, в отдельных обнажениях отмечено ее налегание на морену (обн. И-168). В других частях Сампесинской гряды (водораздел Дудыпты и Боганиды) ее залегание отмечено в интервале высот 130—60 м. Но эта разница в высотах залегания не определяет ее мощности. Наоборот, следует допустить, что залегание толщи облекающее и что она вместе с мореной погребает доледниковую возвышенность.

Строение толщи, слагающей среднюю и основную часть водораздельных гряд и возвышенных массивов в центральной части низменности к югу от Сынтабульской и Северококорской гряд, аналогично только что рассмотренному. Большой разрез, правда недостаточно четко послойно прокоррелированный, вскрыт оврагом ручья,

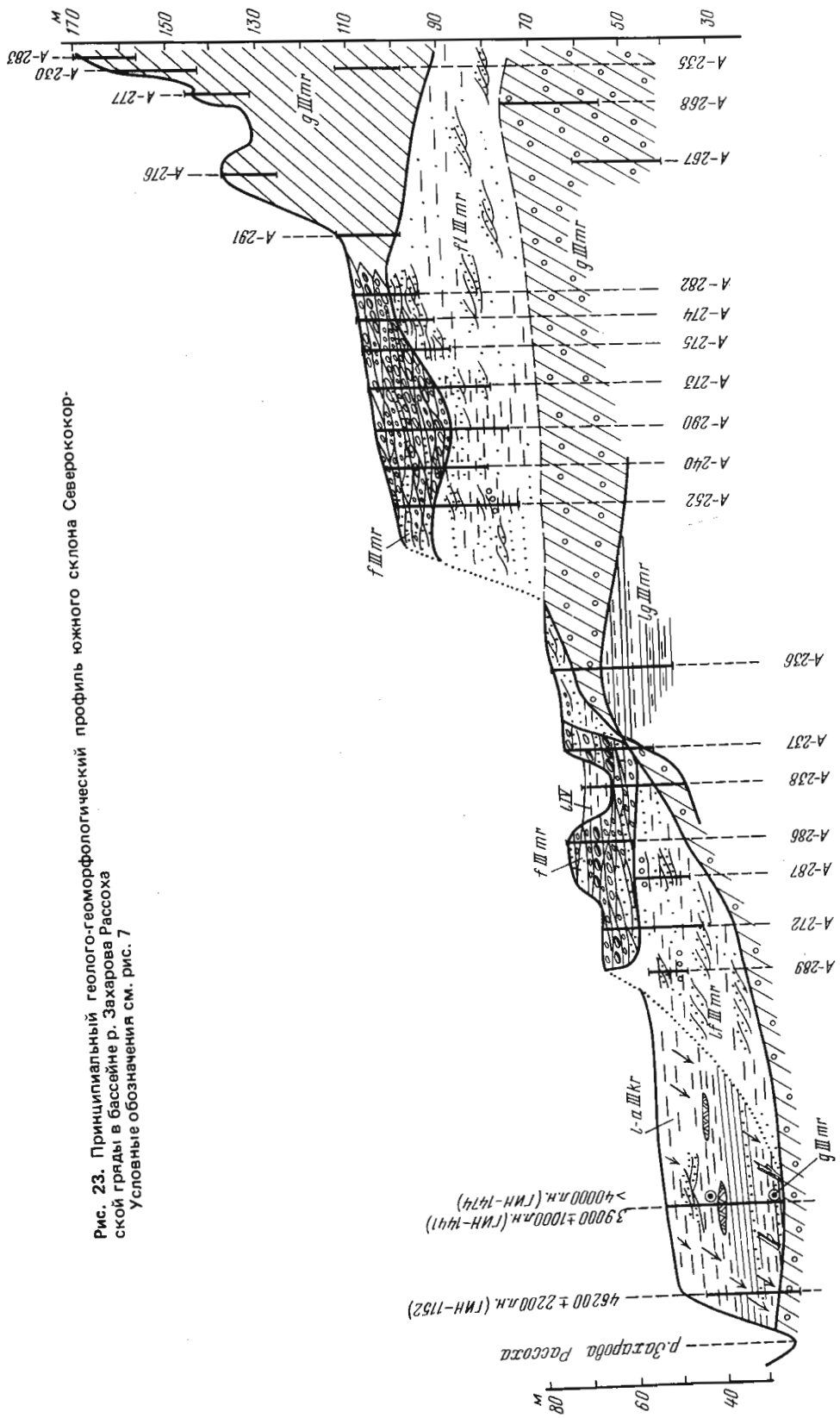


Рис. 23. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль южного склона Северококорской гряды в бассейне р. Захарова Рассоха
Условные обозначения см. рис. 7

впадающего в оз. Янтардах (водораздел рек Захарова Рассоха и Малая Балахня). Отличительная особенность этого разреза — большое количество в породе крошки янтаря, подчеркивающей волнистую непараллельную срезанную слоистость в алевритах и тонких песках, и большие мощности (до 1,5—2 м) серий прямолинейно слоистых песков, так же как и в урочище Сампеса, постоянно имеющих наклонное залегание (∠ падения до 28°). Так же как и на Сампесинской гряде, в районе оз. Янтардах отмечено налегание песчано-алевритовой толщи на морену (обн. Ил-9, И-140).

Наличием прослоев с косой и диагональной слоистостью отличаются толщи, слагающие водораздельные возвышенности на востоке Северо-Сибирской низменности. Так, в верхнем течении р. Око (обн. А-348) сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Гравийно-галечные отложения, хорошо сортированные по размеру материала, образующие серии крупной косой слоистости. Заполнитель — песок разнозернистый, полимиктовый, хорошо отмытый	3,0
2. Песок палевый, мелкозернистый, существенно кварцевый, с угольной крошкой, хорошо отмытый, переслаивающийся с песком серо-палевым тонкозернистым, алевритистым. Слоистость горизонтальная. Мощность прослоев 5—15 см. В нижней части пачки в песках появляется диагональная слоистость	2,2
3. Песок тонкозернистый палевый с сериями волнистой выпуклой срезанной слоистости, подчеркивающейся прослоями алевритистых песков	0,5
4. Песок среднезернистый палевый, хорошо отмытый с четкой параллельной крутонаклонной (45°) слоистостью, образующей серии крупной косой слоистости мощностью до 0,8 м. В песке единичные включения и прослои гравия	3,1
5. Песок алевритистый с пологонаклонными мелкими сериями косой диагональной слоистости, толщиной 2—3 см	0,5
6. Песок мелкозернистый палевый, хорошо отмытый с угольной крошкой, горизонтальнослоистый, чередующийся с песком с диагональной слоистостью. Мощность прослоев 0,2—0,3 м	2,2
7. Песок палевый мелкозернистый, горизонтальнослоистый, с единичным гравием, в нижней части появляются прослои угольной крошки и алеврита мощностью 1—2 мм	1,5
8. Песок (мощность 0,2—0,3 м), переслаивающийся с алевритом (5—7 см). В прослоях песка — горизонтальные серии диагональной слоистости мощностью 2 см	1,5
9. Песок мелкозернистый, переслаивающийся со слойками угольной крошки, мощность прослоев 0,5 см	0,8
10. Песок мелкозернистый палевый, существенно кварцевый, хорошо отмытый, субгоризонтальнослоистый, с прослоями и линзами угольной крошки и гравия мощностью 0,2—0,5 см. Прослои довольно редкие, сгущаются в верхней части	0,8
11. Песок среднезернистый палевый, хорошо отмытый с единичными обломками угольного гравия с редкими горизонтальными линзочками угольной крошки	4,5—5
12. Песок тонкозернистый, светло-серый с волнистой выпуклой срезанной слоистостью, подчеркиваемой угольной крошкой	0,5

Ниже — осыпь. Общая мощность наблюденного разреза 23 м.

На многих участках в строении средней части разреза трещинно-камовых гряд участвуют ленточнослоистые алевриты и глины. Их широкое развитие отмечено на водоразделе верховьев рек Боганида и Дудыпта, на водоразделе севернее оз. Лабаз, в разрезе Южнококорской гряды. На левобережье р. Боганида, в верхнем течении р. Исаевская, вскрыт южный склон водораздельной гряды (обн. М-64). С высоты 22 м над речкой обнажена и расчищена однородная толща серых, при высыхании белесых ленточных глин, интенсивно кливажированных с ожелезненными плоскостями по трещинам кливажа. Глина содержит единичные редкие каменные обломки, количество которых и размер вверх по разрезу возрастает. В верхних 8—10 м присутствуют линзы песка. Видимая мощность 20 м.

Изучение глин в шлифах показало, что мощность ритмов, представленных парой из слойка алеврита (5,0 мм) и слойка глины (0,2 мм), колеблется от 5 до 6 мм. Размер зерен алеврита от 0,2 до 0,06 мм, единичных — до 0,08 мм. Отмечаются слойки то с более крупным, то с более мелким материалом.

На отдельных водораздельных возвышенностях (водораздел оз. Лабаз и р. Новая) и грядах (Южнококорская гряда) отмечался постепенный переход от ленточных глин и алевритов к пескам и песчано-галечным осадкам. На этом основании и предполагается, что в наиболее полном виде надморенная часть разреза трещинно-камовых гряд и возвышенных массивов представлена глинисто-алевритовыми осадками, сменяющимися вверх по наслоению песками и песчано-галечными породами.

Следует отметить особенности строения бугров, мелких холмов и гряд, насаженных на поверхность трещинно-камовых сооружений. Как уже упоминалось, они имеют высоту от 5 до 20—30 м, ширину в основании от 10 до 50; гряды имеют длину до 1 км.

Конусовидные холмы и их скопления хорошо изучены на водоразделе рек Массонов и Захарова Рассоха (Южнококорская гряда), окаймляющем оз. Кокора с юга и юго-востока (обн. А-261, 263, 245, Ил-250, 216, 218), а также на левобережье

р. Большая Баты-Сала (обн. Ил-237, 238). Эти холмы и гряды имеют различное строение. Иногда они сложены песками и только в верхней части бронируются мелко-валунно-галечно-гравийными отложениями, причем мощность грубообломочной части может достигать 4—5 м.

На одном подобном 10-метровом холме на Южнококорской гряде в обн. Ил-250 вскрываются:

	Мощность, м
1. Гравийно-галечные отложения с песчано-суглинистым заполнителем	0,5
2. Песок палевый, среднезернистый, хорошо промытый с редко встречающимися единичными гальками	1,5
3. Песок (2—5 см), переслаивающийся с алевритом (5—10 см), слоистость горизонтальная; встречаются единичные включения и тонкие линзы гравийно-мелкогалечного материала	0,8

В некоторых случаях холмы слагаются исключительно валунно-галечным материалом, как, например, на левобережье р. Большая Баты-Сала (обн. Ил-237, 238).

Кроме мелких холмов, на водораздельных массивах часто встречаются небольшие узкие грядки типа маргинальных озов (от 3 до 15 м высотой и 0,5—1,0 км длиной), часто изгибающиеся в плане или представляющие собой серию холмов, вытянутых в единую линию и разделенных понижениями. Наиболее хорошо эти образования изучены на Южнококорской гряде (обн. А-263, Ил-245), и на левобережье р. Большая Баты-Сала (обн. Ил-239). Они, так же как и холмы, сложены песками, галечниками, валунниками. На восточном склоне Южнококорской гряды (обн. Ил-245) тянется грядка (0,5 км), состоящая из отдельных холмов от 3,5 до 18 м высотой. В гряде вскрыты валунно-галечные отложения в суглинистом песке. Преобладает крупновалунный и галечный материал. Валуны достигают 0,7 м в поперечнике. Часто в холмах и грядах слоистость падает под крутыми углами — 30—45° — до вертикальных (см. рис. 22).

Петрографический состав обломков песчано-валунных разностей пород, слагающих единичные поверхностные конусовидные бугры, холмы и гряды и образующих поверхностные россыпи, анализировался в большом числе проб. Он оказался идентичным составу валунов и галек основной морены и близким ему по процентным соотношениям различных пород (абсолютное преобладание песчаников, алевролитов и известняков Таймырской провинции). Гранулометрическим анализом пород, слагающих среднюю часть трещинно-камовых массивов, определен тонкий, но не очень сортированный состав песков: как правило, это мелкозернистый песок с примесью алеврита, глины или среднезернистого песка. В минералогическом составе песка принимают участие главным образом минералы легкой фракции: кварц (70—80%), кислые (20—28%) и основные (до 5%) полевые шпаты. В тяжелой фракции (выход которой не превышает 3% от объема породы) абсолютное преобладание имеет пироксен (50—70%), присутствуют гранат, эпидот, турмалин, амфибол. Таким образом, и по минералогическому составу песок водораздельных гряд аналогичен составу подстилающей их морены.

Происхождение толщи глинисто-алевритовых, песчаных и песчано-галечных отложений, слагающих среднюю и основную часть разреза водораздельных гряд и возвышенностей, понимается авторами вслед за геологами из объединения "Аэрогеология" как сложное трещинно-камовое эпохи активной дегляциации муруктинского ледникового покрова. Об этом говорит следующее. Во-первых, в толще полностью отсутствуют как макро-, так и микропалеонтологические и флористические остатки. Толща немая, "пустая", если не считать единичные обломки, как правило, очень мелкие, раковин моллюсков. Во-вторых, залегает она на морене и перекрыта либо мореной же, либо осадками, слагающими инверсионные формы рельефа, свойственные полям мертвых льдов, с которыми она бывает связана постепенными переходами и идентичностью минералогического и петрографического состава обломочного материала. В-третьих, тонкий состав и тончайшая слоистость пород, как известно, свойственны внутри- и подледниковым озерным отложениям. В-четвертых, повсеместное нарушение первичного залегания (наклоны слоев до 28°), которое может быть следствием деформации слоев при таянии подстилавших их, содержавшихся в них или окружавших их льдов. В-пятых, морфологический облик рельефа, слагаемого рассмотренной толщей осадков (чередование холмисто-бугристых и плоских платообразных участков, наличие глубоких озерных ванн, расположенных в крутостенных, ориентированных по простиранию гряд ложбинах типа рытвинных и пр.), его приуроченность только к водораздельным возвышенностям, в том числе узким линейным и дугообразным изогнутым грядам, разделенным между собой обширными депрессиями, короткий и крутой склон от водораздельных возвышенностей к депрессиям (типа склонов ледникового контакта).

Все перечисленное выше свидетельствует об образовании описанных отложений и слагаемого ими рельефа в трещинах ледника примерно по следующему плану. Над возвышенностями доледникового рельефа, где лед отличался меньшей мощностью и максимальной трещиноватостью, при таянии начиналась интенсивная аккумуляция озерно- и водноледниковых осадков, возможно, еще на поверхности льда, при дальнейшем вытаивании которого образовывались холмистые камовые массивы. Лед, лежавший в котловинах, обладал большой мощностью и монолитностью, таял медленнее и служил преградой для оттока их ледниковых вод, способствуя локализации на площадях между глыбами льда. На этом этапе могли образоваться плоские участки трещинно-камовых массивов, которые представляют собой след озер, располагавшихся на освободившемся из-под ледника грунте, но еще имевших частично ледовые берега. В восточной части низменности по трещинам во льду и на освобождавшиеся ото льда участки еще значительно прогнутой территории могли проникать морские воды, знаменуя начало позднепослеледниковой трансгрессии.

Распад ледника на отдельные обособленные глыбы происходил по естественным радиальным и концентрическим трещинам, формировавшимся еще при движении ледника, что, очевидно, и объясняет ориентировку сохранившихся в рельефе до наших дней трещинно-камовых массивов. Возможно, что после распада покрова на отдельные обособленные части, происходили некоторые подвижки льдов, типа серджей (растеканий), вызванных несоответствиями продольного профиля отдельных глыб (сохранявших профиль покрова) их массе. С таким повторным растеканием может быть связано формирование локальных гряд, образовывавшихся по типу насыпных фронтальных или маргинальных форм, а также резко очерченных конусовидных и плосковерхих холмов и их скоплений в полях маломощных оторвавшихся, отмерших льдов на водораздельных возвышенностях.

К типичным насыпным моренным грядам относится возвышенность Оджелун, вытянутая субширотно на 25 км по правобережью р. Новая. Высота ее 154 м, ширина в основании не менее 7 км. Возвышенность разбурена несколькими скважинами, которые показали пестрое невыдержанное чередование в разрезе гряды как по вертикали, так и по простиранию морены и валунно-галечно-песчаных водноледниковых отложений общей мощностью до 50—60 м.

С распадом ледникового покрова на отдельные глыбы в центральной части низменности связано и образование напорно-выжимных гряд. К ним относятся центральная часть Урдахской гряды и Маймечинская гряда (см. рис. 14).

Урдахская гряда имеет относительную высоту 118 м, ширину до 12 км. Плавным дугообразным изгибом она окаймляет Боганидскую депрессию. На космических снимках масштаба 1 : 1 000 000 гряда четко выделяется изгибающимся тонким "червяком". Поверхность ее пологохолмистая, характерно наличие цепочки продольно вытянутых эворзионных рытвин вдоль осевой части гряды. Гряда с поверхности в северной и центральной части слагается песками мощностью от 3 до 10 м, южная ее ветвь с поверхности сложена мореной. Основную часть разреза гряды, судя по данным бурения, кроме морены, составляют интенсивно дислоцированные ленточные глины, мощность которых в гряде увеличивается до 20 м по сравнению с 3—5 м в прилегающих депрессиях. Можно предполагать, что крупные глыбы мертвого льда оказывали значительное давление, что вызывало нагнетание подстилающих лед пластичных пород в трещины, в сторону ослабленного давления. Наличие невысоких моренных валов на поверхности Урдахской гряды, возможно, обусловлено серджевыми подвижками, о которых речь шла и выше.

Маймечинская гряда, расположенная по правобережью р. Маймеча, в ее нижнем течении, имеет относительную высоту 60 м, ширину в основании до 5 км, протяженность до 25 км. Гряда изгибается крутой дугой, повернутой выпуклой стороной на юг. С поверхности она, как и Урдахская, слагается толщей трещинно-камовых песков мощностью 5—15 м, но ядро ее образовано валунными суглинками, достигающими в центральной части гряды мощности около 40 м.

Отложения камовых террас и полей мертвых льдов располагаются на склонах гляциодепрессий (Боганидской, Захароворассохской и др.) и прислонены к трещинно-камовым, насыпным и напорно-выжимным грядам. Камовые террасы имеют пологонаклонные поверхности на высоте 80—60 м, иногда осложнены уступами 5—10-метровой высоты. Их тыловой шов выражен неотчетливо, в сторону гляциодепрессий они всегда имеют крутой склон с хорошо выраженной бровкой. По простиранию вдоль склонов гляциодепрессий камовые террасы местами сменяются холмисто-западинным озерным рельефом, образуя вместе с ними единый бордюр у подножья склонов водораздельных гряд и возвышенностей. Холмы сглаженные, округлые, от 1 до 5 км в диаметре, не превышающие 20—25 м

относительно высоты над уровнем озер, некоторые из них бронируются слоем валунно-галечных отложений; озера, как правило, неглубокие, термокарстового происхождения.

Как террасы, так и холмы сложены песчаными или песчано-алеврито-глинистыми отложениями с горизонтальной или волнистой, часто срезанной слоистостью, встречается единичная галька, реже — валунчики. В результате современных процессов размыва и сноса мелкозема, крупнообломочный материал концентрируется на поверхности холмов, образуя бронирующие покрытия. По-видимому, холмистый рельеф и отдельные холмы образовались в результате постепенного таяния мертвого льда и проекции на ложе гляциодепрессий отложений наледных и внутренних озер, трещин, котлов, пещер и т.д.

Доказательством этому служит наклонное, а иногда и вертикальное положение слоев, наблюдавшееся в бассейне рек Массонов (обн. А-211), Захарова Рассоха и в других местах. Литологически отложения похожи на трещинно-камовую толщу, но содержат меньше крупнообломочного материала и имеют, как было показано выше, иное геоморфологические положение (см. рис. 23).

В бассейне р. Массонов (на р. Баты-Сала), в обн. А-205, вскрывающем верхнюю часть пологохолмистой поверхности в 24-метровом уступе, сверху вниз обнажены:

	Мощность, м
1. Песок палево-серый, тонкозернистый с косой слоистостью, со слабыми разводами гидроокислов железа	1,5
2. Алеврит серый, мелковолнисто-слоистый, чередующийся с глиной алевритистой горизонтальнослоистой. Мощность серий 0,5—0,4 м	2,0
3. Глина темно-серая, массивная, со слабо улавливаемой горизонтальной слоистостью	2,5
4. Алеврит темно-серый, неслоистый, с редкими прослоями тонкозернистого песка (2 мм)	0,5
5. Песок темно-серый, мелкозернистый, полимиктовый, неслоистый	1,0
6. Алеврит темно-серый косослоистый, чередующийся с глиной горизонтально-слоистой, мощность серий 0,4—0,3 м	3,0
7. Глина и алеврит темно-серые, горизонтальнослоистые. Мощность глинистых прослоев 3—4 см, алевритистых — 1—2 см	0,5
8. Алеврит серо-коричневый, слоистость косая и диагональная, разнонаправленная мощность серий 4—5 см; редкие прослои глин мощностью 1—5 см. Вверх по разрезу слоистость становится волнистой и горизонтальной	0,6
9. Пачка, аналогичная слою 7	0,5
10. Пачка, аналогичная слою 8	2,5
11. Толща переслаивания ленточных глин (10—20 см) и алевритов серых с коричневатым оттенком, косослоистых (мощность серий 5—7 см), вверх по разрезу прослои глин теряют ярко выраженную ленточность, в них появляются мелкие прослои алевритов	3,0
12. Глина серая, ленточная, вязкая, чередование темных и светлых прослоев. В верхней части прослои толщиной 0,5—0,7 см, вниз толщина их уменьшается до 1—2 мм	6,0—7,0

Слои в обнажении падают под углом 7° на ЮЮЗ вниз по течению реки.

Севернее, в обнажении А-206, характер отложений несколько меняется, толща становится существенно песчаной, с сериями косой и волнистой слоистости, в верхней части появляется гравийный и галечный материал.

Интересно, что залегание толщи и в этом случае не горизонтально. Все слои падают под углом 5° на ССЗ, практически вверх по течению реки.

Характер отложений, их фациальная изменчивость на коротких расстояниях и негоризонтальное залегание, падение слоев в различных направлениях позволяют предполагать формирование этих осадков в наледных и внутриледных, бассейнах, полностью разобщенных, и последующую их проекцию на ложе гляциодепрессии.

Морские отложения начала дегляциации муруктинского ледникового покрова известны на востоке низменности, в нижнем течении р. Хатанга. Их разрез у пос. Новорыбное приведен в разделе "Среднечетвертичные нерасчлененные отложения" (слои 3, 4; см. рис. 3). Нижний слой (4), залегающий на морене, вероятно, можно отнести к категории ледниково-морских осадков, так как в нем присутствует рассеянный обломочный материал, горизонтальная слоистость в породе отмечена только в нижней части слоя. В слое 5 присутствуют раковины морских моллюсков, характеризующие холодный арктический бассейн.

Из слоев 2—6 В.И. Гудиной по сборам С.Л. Троицкого определены фораминиферы в количестве от 4 до 18 экз., очень обедненного видового состава (максимально 13 видов из основания слоя 4). Интересно, что в слое 3 микрофауна отсутствует. В.И. Гудина [1976, с. 73 и рис. 13] отмечает мелкий размер раковин, недоразвитость некоторых экземпляров, что вместе с видовой обедненностью может объясняться, по ее мнению, опресненностью бассейна и большой скоростью осадконакопления. Экологическая характеристика комплекса как бореально-арктического свидетельствует о холодноводности бассейна. В.И. Гудина сопоставила комплекс фораминифер, выделенный в обн. у пос. Новорыбное, с санчуговским, изученным ею в ряде скважин в бассейне нижнего течения р. Енисей. Стратиграфическое положение комплекса, по ее мнению, определяется как среднеплейстоценовое интерстадиальное. Не возражая против экологического определения комплекса фораминифер как холодноводного, интерстадиального, образовавшегося на контакте ледник — море, авторы монографии не считают, что этот весьма немногочисленный по видовому и количественному содержанию комплекс фораминифер из обн. у пос. Новорыбное может уверенно коррелироваться с санчуговским из долины р. Енисея, тем более что большая часть фораминифер выделена из моренных слоев (слои 2, 5, 6). Положение же последних выше осадков бореальной (казанцевской) трансгрессии и среднеплейстоценовой морены определяет их позднеплейстоценовый возраст.

К выводу о ледниковой природе слоев в новорыбинском разрезе, несмотря на присутствие в них фораминифер, пришли С.С. Сухорукова и Е.В. Шумилова (устное сообщение), занимавшиеся изучением литологии этих толщ по образцам, собранным С.Л. Троицким (изучение в шлифах, изучение гранулометрии, петрографического состава обломочного материала, математическая обработка всех этих данных).

Аналогичные отложения вскрываются в основании разрезов на р. Марды-Рассоха, впадающей с запада в Хатангский залив (обн. А-422; см. рис. 8). Здесь они залегают в основании поверхности с абсолютными отметками 60,0 м; в нижней части приводимого разреза (слои 7—10) вскрыты более глубоководные фации глин (янтардахские слои), переходящие выше в мелководные песчаники регрессирующего моря (северококорские слои). Здесь сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок серо-коричневый, полимиктовый, плохо отмытый с единичной мелкой галькой, представляющий собой делювиально-аллювиальные отложения	0,5
По неровной границе с карманами ложится на:	
2. Песок светло-серый, мелкозернистый, хорошо отмытый, полимиктовый, с преобладанием кварца, слоистость субпараллельная	3,7
3. Песок светло-серый, среднезернистый, полимиктовый, хорошо отмытый, с линзочками и прослоями угольной крошки, с мелкой волнистой слоистостью, с обломками раковин моллюсков	1,8
4. Те же пески с субгоризонтальными прослоями и линзочками угольной крошки и алевритистых песков. В верхней части прослои и линзочки мощностью 2—3 мм расположены через 6—10 см, в нижней — плотность их увеличивается	1,5
5. Тонкое чередование прослоечков песков палевых, среднезернистых и прослоечков окатышей (1,5—2 см) глины темно-серой. Слоистость горизонтальная	0,6
6. Чередование прослоев (1—3 см) песков серых с палевым оттенком, полимиктовых, мелкозернистых и алевритистых, плохо отмытых	5,0
7. Глина темно-серая, песчанистая, вязкая, комковатая, в верхней части с прослоями алевритов	1,6
8. Глина темно-серая, алевритистая, с редкими мелкими (до 4 мм) раковинами	1,0
9. Переслаивание горизонтальное глин и алевритов песчанистых	1,0
10. Переслаивание песков темно-серых тонкозернистых и алевритов, мощность прослоев 0,3—0,4 м. Встречается единичная галька и гравий	1,5

Ниже — мощная делювиальная осыпь.

В толще встречены единичные экземпляры микрофауны: Protelphidium orbiculare (Brady), Retroelphidium ex gr. subclavatum Gud., Cribrononion insertus (Williamson), Miliolinella subrotunda (Montagui), Triloculina subtricorinata Gud., Tr. cf. oblonga, Cribrononion cf. incertus juv.

Максимальная мощность морских муруктинских отложений, описанных в обнажении, 18,0 м. Максимальная предполагаемая мощность 30—35 м.

Рассмотренные морские отложения, вероятно, накапливались во время дегляциации муруктинского ледникового покрова, протекавшей наиболее активно в восточной и центральной частях низменности. Именно здесь в виду меньшей мощности покрова и возможности его контакта с морем (со стороны моря Лаптевых) он распадался на ряд отдельных глыб мертвых льдов, по мере вытаивания которых трансгрессия распространялась в глубь низменности до той поры, пока гляциоизостатический прогиб не был компенсирован поднятием.

Залегание морских отложений между ранней и поздней муруктинскими моренами разрешает рассматривать их как межстадиальные образования. По времени накопления они могут быть сопоставлены с выше рассмотренными трещинно-камовыми отложениями.

Северококорские слои

Северококорские слои — отложения второй стадии муруктинского оледенения — представлены основной мореной, краевыми образованиями, волноледниковыми, морскими и озерно-ледниковыми отложениями.

Выходы *основной морены* северококорской стадии оледенения известны в единичных пунктах в восточной части Северо-Сибирской низменности и на ее северной и южной окраинах. На северо-востоке низменности ее распространение к югу от гор Бырранга ограничено Северококорской конечноморенной грядой, где она выведена на поверхность вдоль южной окраины Верхнебалахнинской гляциодепрессии. На юге выходы ее известны вдоль южного подножья Анабарского плоскогорья, где сохранились также фрагменты конечноморенных гряд. Наиболее северный пункт обнажения основной морены южного ледникового покрова — пос. Новорыбное (см. выше описание разреза в обн. 0,5 км выше пос. Новорыбное, слой 2). Представлена морена суглинком песчанистым, серо-коричневым с мелкоплитчатой и оскольчатой отдельностью, содержащим гальку и валуны, гнезда песка. Обломочный материал составляет 2% от объема породы. По сообщению С.С. Сухоруковой, микротекстура породы слоя 2 (т.е. северококорская морена) неслоистая, беспорядочная; среди обломочного материала ею отмечены микрокварциты, древние алевролиты и амфиболиты Анабарской петрографической провинции и присутствие пород северной окраины Сибирского плоскогорья.

Краевые образования слагают в северо-восточной части низменности Северококорскую гряду, расположенную севернее оз. Кокора. Гряда двумя плавными дугами ограничивает с юга Верхнебалахнинскую и Среднебалахнинскую депрессии, далее, к северо-востоку, депрессии в верховьях рек Сергей-Турку-Яму и Яму-Тарида и, огибая хребет Киряка-Тас, поворачивается на север, примыкая к восточному массиву гор Бырранга, определяя таким образом границу трех ледниковых лопастей. Крупные дуги гряды дробятся на более мелкие фестоны, на сочленении которых располагаются возвышенности угловых межязыковых массивов, ориентированные перпендикулярно простиранию гряды (см. рис. 14). Ограниченные грядой гляциодепрессии имеют субмеридиональное или северо-западное — юго-восточное простирание. Абсолютные высоты гряды колеблются от 160 до 240 м, над депрессиями она возвышается на 100—150 м. Поверхность гряды осложнена более мелкими грядами, протягивающимися согласно ориентировке всей гряды и субпараллельно между собой. Количество мелких гряд различно на разных участках. Севернее оз. Кокора ширина гряды 12 км и ее вершину осложняют 2 более мелкие гряды, а восточнее, на водоразделе рек Б. Балахня и М. Балахня, ширина ее увеличивается до 50 км, а количество осложняющих вершину гряд достигает 5. Южнее хребта Киряка-Тас гряда узкая одновершинная. Здесь она является сдерживающей плотиной реликтов приледниковых озёр Портнягино и Кунгасалах, причем оз. Портнягино окаймлено ледниковой грядой и с юга, как бы зажато между двумя ледниковыми грядами. К северу от хребта Киряка-Тас и до оз. Таймыр расположено поле бесчисленных небольших ледниковых гряд, субпараллельных или срезающих друг друга (см. рис. 14).

Инверсионные озово-камовые формы рельефа на Северококорской гряде развиты ограниченно. Продолжением Северококорской гряды к западу является Сынтабульская гряда, которая в верховьях р. Малая Логата трансгрессивно срезает Северококорскую, что разрешает предполагать ее более молодой возраст. Об этом же свидетельствуют конечные C^{14}-даты, полученные из подморенных отложений, залегающих на Сынтабульской гряде. Можно предположить, что Сынтабульская гряда, как и ее более юго-западное продолжение — Джангодская гряда, также формировались во вторую стадию муруктинского оледенения, но впоследствии, в сартанское время, эти краевые постройки погребались и одновременно наращивались ледниковыми отложениями. Следует отметить, что решение вопроса о возрасте Джангодско-Сынтабульской и Северококорской гряд затруднено противоречивыми данными и не имеет среди геологов единого однозначного толкования. Северококорская конечноморенная гряда рассматривается в данной монографии как муруктинская, главным образом на основании того, что в расположенных с проксимальной стороны гряды Верхнебалахнинской и Среднебалахнинской гляциодепрессиях последовательно залегающие морские каргинские, датированные по C^{14}, и сартанские озерные отложения не разделены горизонтом морены. В бассейне р. Арылах в ложбине стока талых ледниковых вод, рассекающей гряду, из осадков, подстилающих водно-ледниковые, получена C^{14}-дата 30 600 ± 2000 л.н. (ГИН-1559).

С внешней стороны к Северококорской гряде на отдельных участках примыкает пологонаклонная равнина флювиогляциального шлейфа, на других — озерно-холмистый рельеф полей мертвых льдов, прорезанный ложбинами талых ледниковых вод. Особенно широко этот рельеф развит в бассейнах рек Арылах и Бугля (см. рис. 14).

На проксимальном склоне гряды в узких фестонообразных углублениях Верхне- и Среднебалахнинских гляциодепрессий располагаются камовые террасы, которые имеют нечеткий тыловой шов и хорошо выраженный крутой уступ в сторону гляциодепрессий.

Северококорская гряда представляет собой напорно-насыпное образование, краевую конечную морену, строение которой отличается неоднородностью. На некоторых участках в ее основании имеются выступы доледникового рельефа, сложенного дочетвертичными породами, что установлено по профилям ВЭЗ, проведенным при аэрофотогеологической съемке.

В строении краевых образований участвуют собственно ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Морена — суглинок с валунами и галькой — вскрыта в пределах Северококорской гряды в бассейнах рек Мойка-Юрях (обн. А-235, А-277), Баты-Сала (обн. А-328), Малая Сергей-Турку (обн. Ил-104), а также на северо-востоке территории, в районе оз. Русанова (обн. Р-243, 249).

Морена наблюдалась на различных высотах от 70 до 250 м. Для нее характерна темно-серая окраска, плитчатая, сланцеватая (обн. А-235) или гнейсовидная (обр. А-277) текстуры. Местами в морене появляется слоистость, не выдержанная по простиранию, обусловленная неравномерным отжиманием морены из мореносодержащего льда и режеляционными текстурами (тонкие песчаные "присыпки").

Валуны и галька составляют от 7—10 до 34% объема породы. Обломочный материал разноразмерен, достигает 1,5 и даже 2,0 м. Такие глыбы описаны в бассейнах рек Малая Рассоха (обн. Р-172, 174), Голбунча-Турку-Тари (обн. Р-190, 196, 201) и в других местах. На валунах наблюдаются ледниковые штриховки и борозды.

Гранулометрический состав моренного суглинка характеризуется двувершинными гистограммами с преобладанием глинистой и мелкопесчаной фракций (обн. А-235, 277 — бассейн р. Мойка-Юрях, обн. А-9 — верхнее течение р. Большая Балахня).

На многих участках отмечались характерные взаимоотношения ледниковых пород с подстилающими — внедрение и затягивание одних пород в другие, деформации, отражающие воздействие ледника на ложе (гляциодинамический контакт). Так, на левобережном водоразделе р. Малая Сергей-Турку (обн. Ил-104), в 30-метровом двухступенчатом уступе к озеру, сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Суглинок темно-серый до черного, с коричневатым оттенком, с валунами и галькой, составляющими 10% объема породы и представленными песчаниками, алевролитами, аргиллитами пермо-карбона гор Бырранга (80%), долеритами (13%), известняками, кварцем, халцедоном. Преобладающее направление длинных осей галек — северо-западное — юго-восточное, текстура суглинка комковатая, плитчатая. Контакт с подстилающими песчано-галечными водно-ледниковыми осадками динамический, очень неровный и в сторону озера задирается так, что морена ложится на подстилающую песчаную толщу под углом 30—40°, расклинивая и дислоцируя ее	8—10
2. Песок серо-коричневый мелкозернистый с редкими прослоями и линзами мелкой гальки мощностью 2—5 см	20,0

Водно-ледниковые отложения краевых ледниковых образований вскрываются в уступах высотой 2—6 м, кулисообразно расположенных на различных уровнях по склонам гряд или по берегам озер. Они, как правило, сложены валунно-галечно-гравийными или песчаными отложениями с галькой, щебнем и валунами, часто несортированными.

Эти отложения наблюдались в серии уступов на правобережном склоне гряды, в верхнем течении р. Большая Балахня (обн. А-10, К-7), в верховьях р. Малая Рассоха (обн. Р-162, 169), на правобережье р. Дюнта-Турку-Яму (обн. Р-256, 257, 260) и в других местах. В обнажении Р-257 в 10-метровом обрыве к озеру вскрываются: валунно-галечно-гравийно-песчаные отложения, несортированные, неслоистые. Песок желтовато-серый, разнозернистый с мелкими обломочками ракушнякового детрита. Валуны размером от 0,1 до 0,4 м, окатанность гальки и валунов средняя. Обломочный материал представлен песчаниками пермо-карбона гор Бырранга (71,4%), основными интрузивными породами (19,5%), известняками и доломитами (6,2%), роговиками (1,7%), кварцем (0,6%). На гальках и валунах — известковистый налет. Видимая мощность 10,0 м.

Выше и ниже уступов, сложенных валунно-галечным материалом, неглубокими шурфами вскрывается суглинок с обломочным материалом.

В пределах угловых межлопастных массивов, а также на самих грядах присутствуют мелкие камовые холмы и грядки, по своему строению не отличающиеся от описанных выше трещинно-камовых образований. Наиболее хорошо они изучены на правобережном водоразделе р. Большая Балахня (обн. А-7, 8, 9).

Озерно-ледниковые отложения, участвующие в строении краевых ледниковых гряд, выполняют широко развитые западины спущенных озер. Они, как правило, расположены на абсолютных отметках 80—130 м, плохо вскрыты современной эрозией и поэтому мало доступны для изучения.

Озерные отложения представлены песчано-алеврито-глинистыми разностями с волнистой и горизонтальной слоистостью, иногда с включением единичной гальки.

На северо-востоке территории, в пределах развития краевых ледниковых образований, озерные отложения слагают обширную плоскую террасу оз. Оленевода высотой 12—15 м. В обнажении Р-247 в 7,5-метровом уступе сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок желтовато-серый мелкозернистый, существенно полевошпат-кварцевый тонкогоризонтальнослоистый	0,4
2. Песок желтовато-серый разнозернистый, полимиктовый с преобладанием кварца с редкой мелкой галькой в нижней части разреза. На глубине 1,0 и 1,7 м от бровки обнажения прослои алевритов коричневых с мелкой галькой мощностью 0,5—20 см	2,1
3. Алеврит коричнево-бурый, с линзами и оборвышами неправильной формы переотложенного торфа, с линзочками льда. В основании слой насыщен мелкой галькой	0,3
4. Песок серый, тонкозернистый, тонкогоризонтальнослоистый. Наблюдается послойное обогащение минералами тяжелой фракции, угольной крошкой. Четкая горизонтальная слоистость в отдельных прослоях по простиранию сменяется косой. В основании пески становятся сильно глинистыми, подстилаются прослоем (1—3 см) мелкогалечно-гравийного материала с угольной крошкой	1,2
5. Песок серый, мелкозернистый, полевошпат-кварцевый косослоистый с угольной крошкой и мелкими обломками угля, с редкой мелкой галькой. В нижней части слоя (0,5 м) слоистость горизонтальная, встречаются линзочки мелкой гальки	1,5
6. Песок серый, мелкозернистый с галькой различного размера, представленной песчаниками пермо-карбона (76,3%), долеритами (18,7%), гранитами (1%), известняками (4,1%)	0,5

Общая мощность отложений 7,0 м.

Максимальная наблюдавшаяся мощность краевых ледниковых отложений не более 20 м. Однако, по данным ВЭЗ, профиль которого прошел через Северококорскую гряду, она достигает 200 м.

Водно-ледниковые отложения северококорской стадии муруктинского оледенения слагают плоские террасовидные поверхности в котловинах рек Массонов и Захарова Рассоха. Поверхность тыловой частью примыкает к дистальному склону Северококорской гряды, где имеет высоту до 110 м и ступенчато снижается в сторону депрессий до высоты 90 м. Ширина этой поверхности не превышает 10—15 км. В районе оз. Кокора она обрывается резким уступом высотой 30—40 м к прилегающим с юга депрессиям.

Формирование этой плоской поверхности происходило по типу водно-ледниковых шлейфов с внешней стороны активного края ледника. Неширокое площадное развитие этой поверхности и наличие резко обрывающегося уступа с внешнего края, возможно, объясняется существованием глыбы мертвого льда в расположенных южнее депрессиях, препятствующих распространению флювиогляциальных шлейфов.

Толща, формирующая эту террасовидную поверхность, представлена песчано-галечно-валунными отложениями, в которых от подножья гряды в дистальном направлении происходит постепенное замещение крупнообломочного материала галечно-гравийным. Эти отложения с размывом залегают на песчаных камовых отложениях северосибирской стадии оледенения (см. рис. 23).

Обломочный материал флювиогляциального шлейфа окатан средне, преобладают II и III классы окатанности, в обломках присутствуют палеозойские песчаники, алевролиты и аргиллиты гор Бырранга, долериты, кварциты, карбонатные породы, халцедоны, изредка встречаются граниты, гранодиориты, зеленокаменные метаморфические сланцы.

Они подробно изучены по южному обрамлению Северококорской гряды на р. Мойка-Юрях (обн. А-240, 251, 273 и др., см. рис. 23), в верховьях р. Массонов (обн. А-213, 214). В верховьях р. Мойка-Юрях на абсолютной высоте от 70 до 110 м толща водно-ледниковых отложений вскрывается серией обнажений высотой 20—25 м.

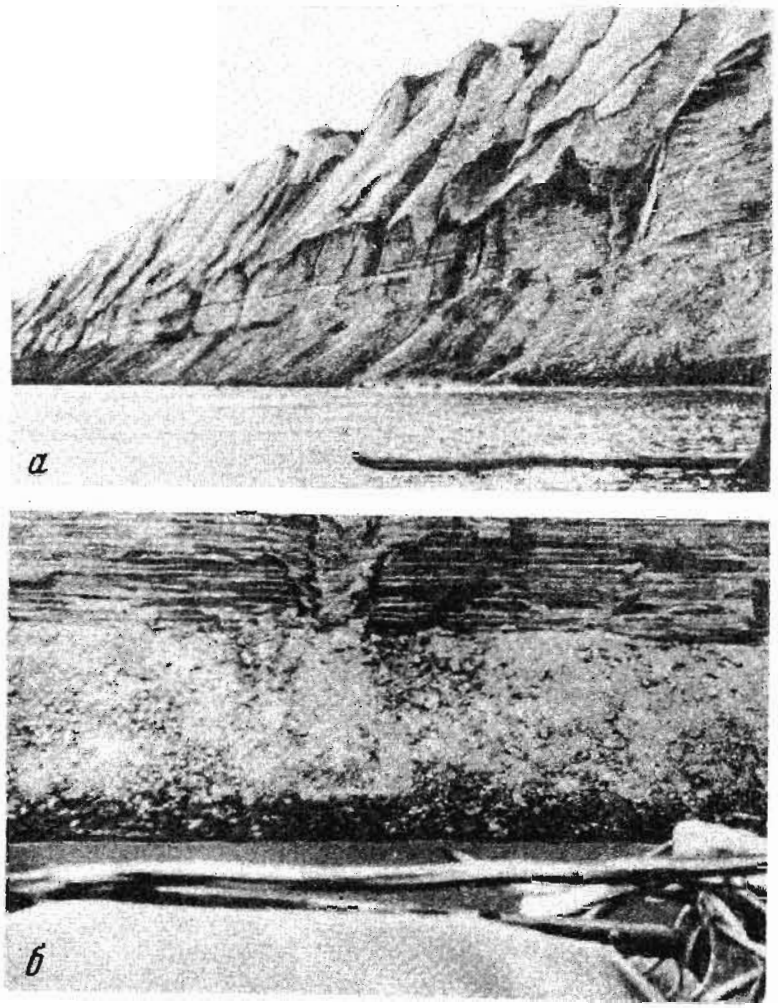
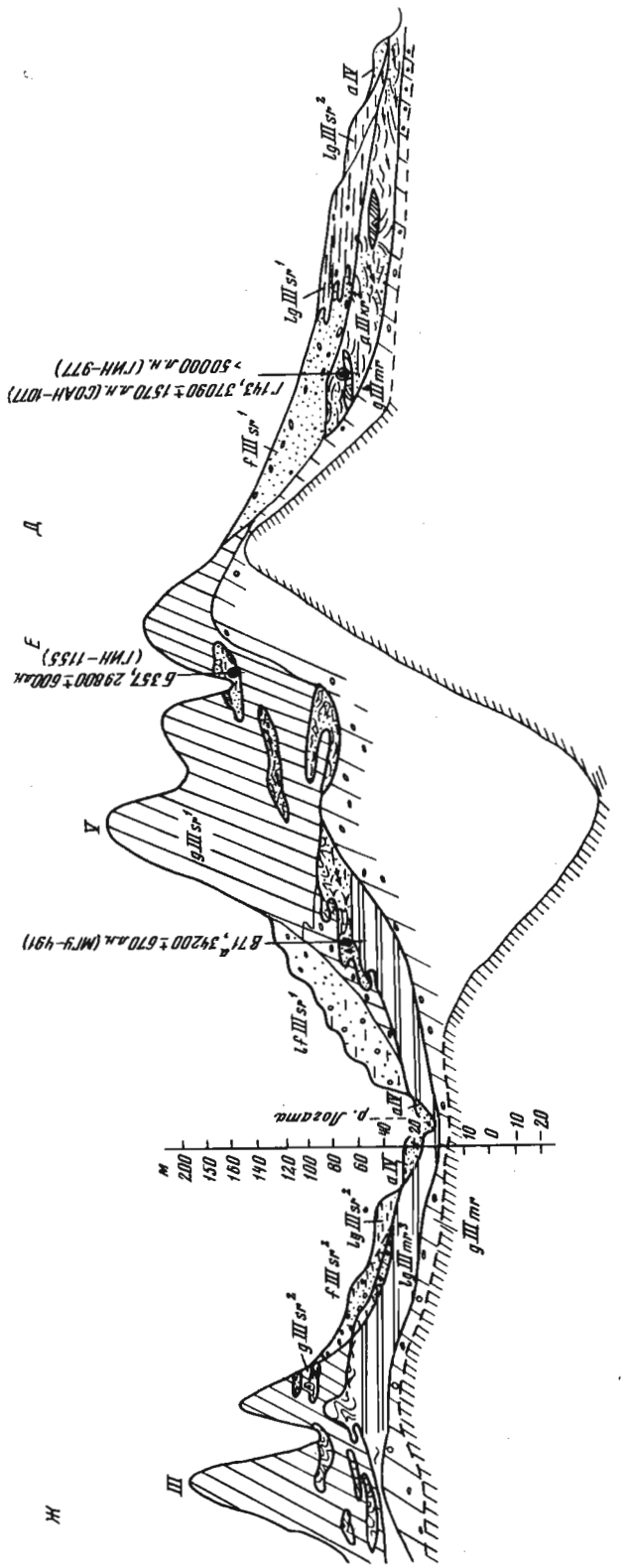


Рис. 24. Общий вид обнажения (*а*) и характер слоистости (*б*) позднемуруктинских озерно-ледниковых отложений на р. Логата. Фото А.Н.Красильникова

Так, в одном из них (обн. А-290) по левому берегу р. Селилях-Юрях, притоку р. Мойка-Юрях, в 11 км от устья в 23-метровом обнажении, сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Мелковалунно-гравийно-галечные отложения, хорошо сортированные, косослоистые, обломочный материал средне окатан; заполнитель — песок разнозернистый, полимиктовый	4,5
2. Песок серый с палевым оттенком, среднезернистый, существенно полевошпат-кварцевый, субгоризонтальнослоистый, хорошо отмытый, с прослоями и линзочками угольной крошки	2,0
3. Песок серый с палевым оттенком, крупно-среднезернистый, субгоризонтальнослоистый за счет линз и прослоев мелкого гравия и крупного черного песка, хорошо отмытый, полимиктовый. В нижней части — окатыши глин (1,5—2,0 см)	3,0
4. Переслаивание песков серых, мелкозернистых, полимиктовых, довольно хорошо отмытых с тонкой волнистой срезанной слоистостью и песков тонкозернистых, алевритистых с той же слоистостью. Мощность прослоев 7—10 см. По всей толще — линзы угольной крошки	0,5
5. Песок серый с палевым оттенком, разнозернистый, субгоризонтальнослоистый, хорошо отмытый, насыщенный послойно галькой и гравием. В слое встречен мелкий растительный детрит	1,5
6. Песок серый с палевым оттенком, крупнозернистый, существенно кварц-полевошпатовый с прослоями темноцветных минералов тяжелой фракции	2,0
7. Песок серый с палевым оттенком с единичной галькой, с прослоями гравия	1,5
8. Песок серый с палевым оттенком, крупнозернистый, аналогичный слою 6	2,0
9. Песок серый с палевым оттенком, среднезернистый, чередующийся с прослоями крупнозернистого песка с гравием с включениями единичной гальки	5,5


Д
А
Б
В
Г
Е
Ж
З
И
К
Л
М
Н
О
П
Р
С
Т
У
Ф
Х
Ц
Ч
Ш
Щ
Э
Ю
Я
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII
XIX
XX
XXI
XXII
XXIII
XXIV
XXV
XXVI
XXVII
XXVIII
XXIX
XXX
XXXI
XXXII
XXXIII
XXXIV
XXXV
XXXVI
XXXVII
XXXVIII
XXXIX
XL
XLI
XLII
XLIII
XLIV
XLV
XLVI
XLVII
XLVIII
XLIX
L
LI
LII
LIII
LIV
LV
LVI
LVII
LVIII
LIX
LX
LXI
LXII
LXIII
LXIV
LXV
LXVI
LXVII
LXVIII
LXIX
LXX
LXXI
LXXII
LXXIII
LXXIV
LXXV
LXXVI
LXXVII
LXXVIII
LXXIX
LXXX
LXXXI
LXXXII
LXXXIII
LXXXIV
LXXXV
LXXXVI
LXXXVII
LXXXVIII
LXXXIX
XC
XCI
XCII
XCIII
XCIV
XCV
XCVI
XCVII
XCVIII
XCIX
C
CI
CII
CIII
CIV
CV
CVI
CVII
CVIII
CIX
CX
CXI
CXII
CXIII
CXIV
CXV
CXVI
CXVII
CXVIII
CXIX
CXX
CXXI
CXXII
CXXIII
CXXIV
CXXV
CXXVI
CXXVII
CXXVIII
CXXIX
CXXX
CXXXI
CXXXII
CXXXIII
CXXXIV
CXXXV
CXXXVI
CXXXVII
CXXXVIII
CXXXIX
CXL
CXLI
CXLII
CXLIII
CXLIV
CXLV
CXLVI
CXLVII
CXLVIII
CXLIX
CL
CLI
CLII
CLIII
CLIV
CLV
CLVI
CLVII
CLVIII
CLIX
CLX
CLXI
CLXII
CLXIII
CLXIV
CLXV
CLXVI
CLXVII
CLXVIII
CLXIX
CLXX
CLXXI
CLXXII
CLXXIII
CLXXIV
CLXXV
CLXXVI
CLXXVII
CLXXVIII
CLXXIX
CLXXX
CLXXXI
CLXXXII
CLXXXIII
CLXXXIV
CLXXXV
CLXXXVI
CLXXXVII
CLXXXVIII
CLXXXIX
CXC
CXCI
CXCII
CXCIII
CXCIV
CXCV
CXCVI
CXCVII
CXCVIII
CXCIX
CC
CCI
CCII
CCIII
CCIV
CCV
CCVI
CCVII
CCVIII
CCIX
CCX
CCXI
CCXII
CCXIII
CCXIV
CCXV
CCXVI
CCXVII
CCXVIII
CCXIX
CCXX
CCXXI
CCXXII
CCXXIII
CCXXIV
CCXXV
CCXXVI
CCXXVII
CCXXVIII
CCXXIX
CCXXX
CCXXXI
CCXXXII
CCXXXIII
CCXXXIV
CCXXXV
CCXXXVI
CCXXXVII
CCXXXVIII
CCXXXIX
CCXL
CCXLI
CCXLII
CCXLIII
CCXLIV
CCXLV
CCXLVI
CCXLVII
CCXLVIII
CCXLIX
CCL
CCLI
CCLII
CCLIII
CCLIV
CCLV
CCLVI
CCLVII
CCLVIII
CCLIX
CCLX
CCLXI
CCLXII
CCLXIII
CCLXIV
CCLXV
CCLXVI
CCLXVII
CCLXVIII
CCLXIX
CCLXX
CCLXXI
CCLXXII
CCLXXIII
CCLXXIV
CCLXXV
CCLXXVI
CCLXXVII
CCLXXVIII
CCLXXIX
CCLXXX
CCLXXXI
CCLXXXII
CCLXXXIII
CCLXXXIV
CCLXXXV
CCLXXXVI
CCLXXXVII
CCLXXXVIII
CCLXXXIX
CCXC
CCXCI
CCXCII
CCXCIII
CCXCIV
CCXCV
CCXCVI
CCXCVII
CCXCVIII
CCXCIX
CCC
CCCI
CCCII
CCCIII
CCCIV
CCCV
CCCVI
CCCVII
CCCVIII
CCCIX
CCCX
CCCXI
CCCXII
CCCXIII
CCCXIV
CCCXV
CCCXVI
CCCXVII
CCCXVIII
CCCXIX
CCCXX
CCCXXI
CCCXXII
CCCXXIII
CCCXXIV
CCCXXV
CCCXXVI
CCCXXVII
CCCXXVIII
CCCXXIX
CCCXXX
CCCXXXI
CCCXXXII
CCCXXXIII
CCCXXXIV
CCCXXXV
CCCXXXVI
CCCXXXVII
CCCXXXVIII
CCCXXXIX
CCCXL
CCCXLI
CCCXLII
CCCXLIII
CCCXLIV
CCCXLV
CCCXLVI
CCCXLVII
CCCXLVIII
CCCXLIX
CCCL
CCCLI
CCCLII
CCCLIII
CCCLIV
CCCLV
CCCLVI
CCCLVII
CCCLVIII
CCCLIX
CCCLX
CCCLXI
CCCLXII
CCCLXIII
CCCLXIV
CCCLXV
CCCLXVI
CCCLXVII
CCCLXVIII
CCCLXIX
CCCLXX
CCCLXXI
CCCLXXII
CCCLXXIII
CCCLXXIV
CCCLXXV
CCCLXXVI
CCCLXXVII
CCCLXXVIII
CCCLXXIX
CCCLXXX
CCCLXXXI
CCCLXXXII
CCCLXXXIII
CCCLXXXIV
CCCLXXXV
CCCLXXXVI
CCCLXXXVII
CCCLXXXVIII
CCCLXXXIX
CCCXC
CCCXCI
CCCXCII
CCCXCIII
CCCXCIV
CCCXCV
CCCXCVI
CCCXCVII
CCCXCVIII
CCCXCIX
CD
CDI
CDII
CDIII
CDIV
CDV
CDVI
CDVII
CDVIII
CDIX
CDX
CDXI
CDXII
CDXIII
CDXIV
CDXV
CDXVI
CDXVII
CDXVIII
CDXIX
CDXX
CDXXI
CDXXII
CDXXIII
CDXXIV
CDXXV
CDXXVI
CDXXVII
CDXXVIII
CDXXIX
CDXXX
CDXXXI
CDXXXII
CDXXXIII
CDXXXIV
CDXXXV
CDXXXVI
CDXXXVII
CDXXXVIII
CDXXXIX
CDXL
CDXLI
CDXLII
CDXLIII
CDXLIV
CDXLV
CDXLVI
CDXLVII
CDXLVIII
CDXLIX
CDL
CDLI
CDLII
CDLIII
CDLIV
CDLV
CDLVI
CDLVII
CDLVIII
CDLIX
CDLX
CDLXI
CDLXII
CDLXIII
CDLXIV
CDLXV
CDLXVI
CDLXVII
CDLXVIII
CDLXIX
CDLXX
CDLXXI
CDLXXII
CDLXXIII
CDLXXIV
CDLXXV
CDLXXVI
CDLXXVII
CDLXXVIII
CDLXXIX
CDLXXX
CDLXXXI
CDLXXXII
CDLXXXIII
CDLXXXIV
CDLXXXV
CDLXXXVI
CDLXXXVII
CDLXXXVIII
CDLXXXIX
CDXC
CDXCI
CDXCII
CDXCIII
CDXCIV
CDXCV
CDXCVI
CDXCVII
CDXCVIII
CDXCIX
D
DI
DII
DIII
DIV
DV
DVI
DVII
DVIII
DIX
DX
DXI
DXII
DXIII
DXIV
DXV
DXVI
DXVII
DXVIII
DXIX
DXX
DXXI
DXXII
DXXIII
DXXIV
DXXV
DXXVI
DXXVII
DXXVIII
DXXIX
DXXX
DXXXI
DXXXII
DXXXIII
DXXXIV
DXXXV
DXXXVI
DXXXVII
DXXXVIII
DXXXIX
DXL
DXLI
DXLII
DXLIII
DXLIV
DXLV
DXLVI
DXLVII
DXLVIII
DXLIX
DL
DLI
DLII
DLIII
DLIV
DLV
DLVI
DLVII
DLVIII
DLIX
DLX
DLXI
DLXII
DLXIII
DLXIV
DLXV
DLXVI
DLXVII
DLXVIII
DLXIX
DLXX
DLXXI
DLXXII
DLXXIII
DLXXIV
DLXXV
DLXXVI
DLXXVII
DLXXVIII
DLXXIX
DLXXX
DLXXXI
DLXXXII
DLXXXIII
DLXXXIV
DLXXXV
DLXXXVI
DLXXXVII
DLXXXVIII
DLXXXIX
DXC
DXCI
DXCII
DXCIII
DXCIV
DXCV
DXCVI
DXCVII
DXCVIII
DXCIX
DC
DCI
DCII
DCIII
DCIV
DCV
DCVI
DCVII
DCVIII
DCIX
DCX
DCXI
DCXII
DCXIII
DCXIV
DCXV
DCXVI
DCXVII
DCXVIII
DCXIX
DCXX
DCXXI
DCXXII
DCXXIII
DCXXIV
DCXXV
DCXXVI
DCXXVII
DCXXVIII
DCXXIX
DCXXX
DCXXXI
DCXXXII
DCXXXIII
DCXXXIV
DCXXXV
DCXXXVI
DCXXXVII
DCXXXVIII
DCXXXIX
DCXL
DCXLI
DCXLII
DCXLIII
DCXLIV
DCXLV
DCXLVI
DCXLVII
DCXLVIII
DCXLIX
DCL
DCLI
DCLII
DCLIII
DCLIV
DCLV
DCLVI
DCLVII
DCLVIII
DCLIX
DCLX
DCLXI
DCLXII
DCLXIII
DCLXIV
DCLXV
DCLXVI
DCLXVII
DCLXVIII
DCLXIX
DCLXX
DCLXXI
DCLXXII
DCLXXIII
DCLXXIV
DCLXXV
DCLXXVI
DCLXXVII
DCLXXVIII
DCLXXIX
DCLXXX
DCLXXXI
DCLXXXII
DCLXXXIII
DCLXXXIV
DCLXXXV
DCLXXXVI
DCLXXXVII
DCLXXXVIII
DCLXXXIX
DCXC
DCXCI
DCXCII
DCXCIII
DCXCIV
DCXCV
DCXCVI
DCXCVII
DCXCVIII
DCXCIX
DCC
DCCI
DCCII
DCCIII
DCCIV
DCCV
DCCVI
DCCVII
DCCVIII
DCCIX
DCCX
DCCXI
DCCXII
DCCXIII
DCCXIV
DCCXV
DCCXVI
DCCXVII
DCCXVIII
DCCXIX
DCCXX
DCCXXI
DCCXXII
DCCXXIII
DCCXXIV
DCCXXV
DCCXXVI
DCCXXVII
DCCXXVIII
DCCXXIX
DCCXXX
DCCXXXI
DCCXXXII
DCCXXXIII
DCCXXXIV
DCCXXXV
DCCXXXVI
DCCXXXVII
DCCXXXVIII
DCCXXXIX
DCCXL
DCCXLI
DCCXLII
DCCXLIII
DCCXLIV
DCCXLV
DCCXLVI
DCCXLVII
DCCXLVIII
DCCXLIX
DCCL
DCCLI
DCCLII
DCCLIII
DCCLIV
DCCLV
DCCLVI
DCCLVII
DCCLVIII
DCCLIX
DCCLX
DCCLXI
DCCLXII
DCCLXIII
DCCLXIV
DCCLXV
DCCLXVI
DCCLXVII
DCCLXVIII
DCCLXIX
DCCLXX
DCCLXXI
DCCLXXII
DCCLXXIII
DCCLXXIV
DCCLXXV
DCCLXXVI
DCCLXXVII
DCCLXXVIII
DCCLXXIX
DCCLXXX
DCCLXXXI
DCCLXXXII
DCCLXXXIII
DCCLXXXIV
DCCLXXXV
DCCLXXXVI
DCCLXXXVII
DCCLXXXVIII
DCCLXXXIX
DCCXC
DCCXCI
DCCXCII
DCCXCIII
DCCXCIV
DCCXCV
DCCXCVI
DCCXCVII
DCCXCVIII
DCCXCIX
DCCC
DCCCI
DCCCII
DCCCIII
DCCCIV
DCCCV
DCCCVI
DCCCVII
DCCCVIII
DCCCIX
DCCCX
DCCCXI
DCCCXII
DCCCXIII
DCCCXIV
DCCCXV
DCCCXVI
DCCCXVII
DCCCXVIII
DCCCXIX
DCCCXX
DCCCXXI
DCCCXXII
DCCCXXIII
DCCCXXIV
DCCCXXV
DCCCXXVI
DCCCXXVII
DCCCXXVIII
DCCCXXIX
DCCCXXX
DCCCXXXI
DCCCXXXII
DCCCXXXIII
DCCCXXXIV
DCCCXXXV
DCCCXXXVI
DCCCXXXVII
DCCCXXXVIII
DCCCXXXIX
DCCCXL
DCCCXLI
DCCCXLII
DCCCXLIII
DCCCXLIV
DCCCXLV
DCCCXLVI
DCCCXLVII
DCCCXLVIII
DCCCXLIX
DCCCL
DCCCLI
DCCCLII
DCCCLIII
DCCCLIV
DCCCLV
DCCCLVI
DCCCLVII
DCCCLVIII
DCCCLIX
DCCCLX
DCCCLXI
DCCCLXII
DCCCLXIII
DCCCLXIV
DCCCLXV
DCCCLXVI
DCCCLXVII
DCCCLXVIII
DCCCLXIX
DCCCLXX
DCCCLXXI
DCCCLXXII
DCCCLXXIII
DCCCLXXIV
DCCCLXXV
DCCCLXXVI
DCCCLXXVII
DCCCLXXVIII
DCCCLXXIX
DCCCLXXX
DCCCLXXXI
DCCCLXXXII
DCCCLXXXIII
DCCCLXXXIV
DCCCLXXXV
DCCCLXXXVI
DCCCLXXXVII
DCCCLXXXVIII
DCCCLXXXIX
DCCCXC
DCCCXCI
DCCCXCII
DCCCXCIII
DCCCXCIV
DCCCXCV
DCCCXCVI
DCCCXCVII
DCCCXCVIII
DCCCXCIX
CM
CMI
CMII
CMIII
CMIV
CMV
CMVI
CMVII
CMVIII
CMIX
CMX
CMXI
CMXII
CMXIII
CMXIV
CMXV
CMXVI
CMXVII
CMXVIII
CMXIX
CMXX
CMXXI
CMXXII
CMXXIII
CMXXIV
CMXXV
CMXXVI
CMXXVII
CMXXVIII
CMXXIX
CMXXX
CMXXXI
CMXXXII
CMXXXIII
CMXXXIV
CMXXXV
CMXXXVI
CMXXXVII
CMXXXVIII
CMXXXIX
CMXL
CMXLI
CMXLII
CMXLIII
CMXLIV
CMXLV
CMXLVI
CMXLVII
CMXLVIII
CMXLIX
CML
CMLI
CMLII
CMLIII
CMLIV
CMLV
CMLVI
CMLVII
CMLVIII
CMLIX
CMLX
CMLXI
CMLXII
CMLXIII
CMLXIV
CMLXV
CMLXVI
CMLXVII
CMLXVIII
CMLXIX
CMLXX
CMLXXI
CMLXXII
CMLXXIII
CMLXXIV
CMLXXV
CMLXXVI
CMLXXVII
CMLXXVIII
CMLXXIX
CMLXXX
CMLXXXI
CMLXXXII
CMLXXXIII
CMLXXXIV
CMLXXXV
CMLXXXVI
CMLXXXVII
CMLXXXVIII
CMLXXXIX
CMXC
CMXCI
CMXCII
CMXCIII
CMXCIV
CMXCV
CMXCVI
CMXCVII
CMXCVIII
CMXCIX
M
MI
MII
MIII
MIV
MV
MVI
MVII
MVIII
MIX
MX
MXI
MXII
MXIII
MXIV
MXV
MXVI
MXVII
MXVIII
MXIX
MXX
MXXI
MXXII
MXXIII
MXXIV
MXXV
MXXVI
MXXVII
MXXVIII
MXXIX
MXXX
MXXXI
MXXXII
MXXXIII
MXXXIV
MXXXV
MXXXVI
MXXXVII
MXXXVIII
MXXXIX
MXL
MXLI
MXLII
MXLIII
MXLIV
MXLV
MXLVI
MXLVII
MXLVIII
MXLIX
ML
MLI
MLII
MLIII
MLIV
MLV
MLVI
MLVII
MLVIII
MLIX
MLX
MLXI
MLXII
MLXIII
MLXIV
MLXV
MLXVI
MLXVII
MLXVIII
MLXIX
MLXX
MLXXI
MLXXII
MLXXIII
MLXXIV
MLXXV
MLXXVI
MLXXVII
MLXXVIII
MLXXIX
MLXXX
MLXXXI
MLXXXII
MLXXXIII
MLXXXIV
MLXXXV
MLXXXVI
MLXXXVII
MLXXXVIII
MLXXXIX
MXC
MXCI
MXCII
MXCIII
MXCIV
MXCV
MXCVI
MXCVII
MXCVIII
MXCIX
MC
MCI
MCII
MCIII
MCIV
MCV
MCVI
MCVII
MCVIII
MCIX
MCX
MCXI
MCXII
MCXIII
MCXIV
MCXV
MCXVI
MCXVII
MCXVIII
MCXIX
MCXX
MCXXI
MCXXII
MCXXIII
MCXXIV
MCXXV
MCXXVI
MCXXVII
MCXXVIII
MCXXIX
MCXXX
MCXXXI
MCXXXII
MCXXXIII
MCXXXIV
MCXXXV
MCXXXVI
MCXXXVII
MCXXXVIII
MCXXXIX
MCXL
MCXLI
MCXLII
MCXLIII
MCXLIV
MCXLV
MCXLVI
MCXLVII
MCXLVIII
MCXLIX
MCL
MCLI
MCLII
MCLIII
MCLIV
MCLV
MCLVI
MCLVII
MCLVIII
MCLIX
MCLX
MCLXI
MCLXII
MCLXIII
MCLXIV
MCLXV
MCLXVI
MCLXVII
MCLXVIII
MCLXIX
MCLXX
MCLXXI
MCLXXII
MCLXXIII
MCLXXIV
MCLXXV
MCLXXVI
MCLXXVII
MCLXXVIII
MCLXXIX
MCLXXX
MCLXXXI
MCLXXXII
MCLXXXIII
MCLXXXIV
MCLXXXV
MCLXXXVI
MCLXXXVII
MCLXXXVIII
MCLXXXIX
MCXC
MCXCI
MCXCII
MCXCIII
MCXCIV
MCXCV
MCXCVI
MCXCVII
MCXCVIII
MCXCIX
MM
MMI
MMII
MMIII
MMIV
MMV
MMVI
MMVII
MMVIII
MMIX
MMX
MMXI
MMXII
MMXIII
MMXIV
MMXV
MMXVI
MMXVII
MMXVIII
MMXIX
MMXX
MMXXI
MMXXII
MMXXIII
MMXXIV
MMXXV
MMXXVI
MMXXVII
MMXXVIII
MMXXIX
MMXXX
MMXXXI
MMXXXII
MMXXXIII
MMXXXIV
MMXXXV
MMXXXVI
MMXXXVII
MMXXXVIII
MMXXXIX
MMXL
MMXLI
MMXLII
MMXLIII
MMXLIV
MMXLV
MMXLVI
MMXLVII
MMXLVIII
MMXLIX
MML
MMLI
MMLII
MMLIII
MMLIV
MMLV
MMLVI
MMLVII
MMLVIII
MMLIX
MMLX
MMLXI
MMLXII
MMLXIII
MMLXIV
MMLXV
MMLXVI
MMLXVII
MMLXVIII
MMLXIX
MMLXX
MMLXXI
MMLXXII
MMLXXIII
MMLXXIV
MMLXXV
MMLXXVI
MMLXXVII
MMLXXVIII
MMLXXIX
MMLXXX
MMLXXXI
MMLXXXII
MMLXXXIII
MMLXXXIV
MMLXXXV
MMLXXXVI
MMLXXXVII
MMLXXXVIII
MMLXXXIX
MMXC
MMXCI
MMXCII
MMXCIII
MMXCIV
MMXCV
MMXCVI
MMXCVII
MMXCVIII
MMXCIX
MMC
MMCI
MMCII
MMCIII
MMCIV
MMCV
MMCVI
MMCVII
MMCVIII
MMCIX
MMCX
MMCXI
MMCXII
MMCXIII
MMCXIV
MMCXV
MMCXVI
MMCXVII
MMCXVIII
MMCXIX
MMCXX
MMCXXI
MMCXXII
MMCXXIII
MMCXXIV
MMCXXV
MMCXXVI
MMCXXVII
MMCXXVIII
MMCXXIX
MMCXXX
MMCXXXI
MMCXXXII
MMCXXXIII
MMCXXXIV
MMCXXXV
MMCXXXVI
MMCXXXVII
MMCXXXVIII
MMCXXXIX
MMCXL
MMCXLI
MMCXLII
MMCXLIII
MMCXLIV
MMCXLV
MMCXLVI
MMCXLVII
MMCXLVIII
MMCXLIX
MMCL
MMCLI
MMCLII
MMCLIII
MMCLIV
MMCLV
MMCLVI
MMCLVII
MMCLVIII
MMCLIX
MMCLX
MMCLXI
MMCLXII
MMCLXIII
MMCLXIV
MMCLXV
MMCLXVI
MMCLXVII
MMCLXVIII
MMCLXIX
MMCLXX
MMCLXXI
MMCLXXII
MMCLXXIII
MMCLXXIV
MMCLXXV
MMCLXXVI
MMCLXXVII
MMCLXXVIII
MMCLXXIX
MMCLXXX
MMCLXXXI
MMCLXXXII
MMCLXXXIII
MMCLXXXIV
MMCLXXXV
MMCLXXXVI
MMCLXXXVII
MMCLXXXVIII
MMCLXXXIX
MMCXC
MMCXCI
MMCXCII
MMCXCIII
MMCXCIV
MMCXCV
MMCXCVI
MMCXCVII
MMCXCVIII
MMCXCIX
MMCC
MMCCI
MMCCII
MMCCIII
MMCCIV
MMCCV
MMCCVI
MMCCVII
MMCCVIII
MMCCIX
MMCCX
MMCCXI
MMCCXII
MMCCXIII
MMCCXIV
MMCCXV
MMCCXVI
MMCCXVII
MMCCXVIII
MMCCXIX
MMCCXX
MMCCXXI
MMCCXXII
MMCCXXIII
MMCCXXIV
MMCCXXV
MMCCXXVI
MMCCXXVII
MMCCXXVIII
MMCCXXIX
MMCCXXX
MMCCXXXI
MMCCXXXII
MMCCXXXIII
MMCCXXXIV
MMCCXXXV
MMCCXXXVI
MMCCXXXVII
MMCCXXXVIII
MMCCXXXIX
MMCCXL
MMCCXLI
MMCCXLII
MMCCXLIII
MMCCXLIV
MMCCXLV
MMCCXLVI
MMCCXLVII
MMCCXLVIII
MMCCXLIX
MMCCL
MMCCLI
MMCCLII
MMCCLIII
MMCCLIV
MMCCLV
MMCCLVI
MMCCLVII
MMCCLVIII
MMCCLIX
MMCCLX
MMCCLXI
MMCCLXII
MMCCLXIII
MMCCLXIV
MMCCLXV
MMCCLXVI
MMCCLXVII
MMCCLXVIII
MMCCLXIX
MMCCLXX
MMCCLXXI
MMCCLXXII
MMCCLXXIII
MMCCLXXIV
MMCCLXXV
MMCCLXXVI
MMCCLXXVII
MMCCLXXVIII
MMCCLXXIX
MMCCLXXX
MMCCLXXXI
MMCCLXXXII
MMCCLXXXIII
MMCCLXXXIV
MMCCLXXXV
MMCCLXXXVI
MMCCLXXXVII
MMCCLXXXVIII
MMCCLXXXIX
MMCCXC
MMCCXCI
MMCCXCII
MMCCXCIII
MMCCXCIV
MMCCXCV
MMCCXCVI
MMCCXCVII
MMCCXCVIII
MMCCXCIX
MMCCC
MMCCCI
MMCCCII
MMCCCIII
MMCCCIV
MMCCCV
MMCCCVI
MMCCCVII
MMCCCVIII
MMCCCIX
MMCCCX
MMCCCXI
MMCCCXII
MMCCCXIII
MMCCCXIV
MMCCCXV
MMCCCXVI
MMCCCXVII
MMCCCXVIII
MMCCCXIX
MMCCCXX
MMCCCXXI
MMCCCXXII
MMCCCXXIII
MMCCCXXIV
MMCCCXXV
MMCCCXXVI
MMCCCXXVII
MMCCCXXVIII
MMCCCXXIX
MMCCCXXX
MMCCCXXXI
MMCCCXXXII
MMCCCXXXIII
MMCCCXXXIV
MMCCCXXXV
MMCCCXXXVI
MMCCCXXXVII
MMCCCXXXVIII
MMCCCXXXIX
MMCCCXL
MMCCCXLI
MMCCCXLII
MMCCCXLIII
MMCCCXLIV
MMCCCXLV
MMCCCXLVI
MMCCCXLVII
MMCCCXLVIII
MMCCCXLIX
MMCCCL
MMCCCLI
MMCCCLII
MMCCCLIII
MMCCCLIV
MMCCCLV
MMCCCLVI
MMCCCLVII
MMCCCLVIII
MMCCCLIX
MMCCCLX
MMCCCLXI
MMCCCLXII
MMCCCLXIII
MMCCCLXIV
MMCCCLXV
MMCCCLXVI
MMCCCLXVII
MMCCCLXVIII
MMCCCLXIX
MMCCCLXX
MMCCCLXXI
MMCCCLXXII
MMCCCLXXIII
MMCCCLXXIV
MMCCCLXXV
MMCCCLXXVI
MMCCCLXXVII
MMCCCLXXVIII
MMCCCLXXIX
MMCCCLXXX
MMCCCLXXXI
MMCCCLXXXII
MMCCCLXXXIII
MMCCCLXXXIV
MMCCCLXXXV
MMCCCLXXXVI
MMCCCLXXXVII
MMCCCLXXXVIII
MMCCCLXXXIX
MMCCCXC
MMCCCXCI
MMCCCXCII
MMCCCXCIII
MMCCCXCIV
MMCCCXCV
MMCCCXCVI
MMCCCXCVII
MMCCCXCVIII
MMCCCXCIX
MMCD
MMCDI
MMCDII
MMCDIII
MMCDIV
MMCDV
MMCDVI
MMCDVII
MMCDVIII
MMCDIX
MMCDX
MMCDXI
MMCDXII
MMCDXIII
MMCDXIV
MMCDXV
MMCDXVI
MMCDXVII
MMCDXVIII
MMCDXIX
MMCDXX
MMCDXXI
MMCDXXII
MMCDXXIII
MMCDXXIV
MMCDXXV
MMCDXXVI
MMCDXXVII
MMCDXXVIII
MMCDXXIX
MMCDXXX
MMCDXXXI
MMCDXXXII
MMCDXXXIII
MMCDXXXIV
MMCDXXXV
MMCDXXXVI
MMCDXXXVII
MMCDXXXVIII
MMCDXXXIX
MMCDXL
MMCDXLI
MMCDXLII
MMCDXLIII
MMCDXLIV
MMCDXLV
MMCDXLVI
MMCDXLVII
MMCDXLVIII
MMCDXLIX
MMCDL
MMCDLI
MMCDLII
MMCDLIII
MMCDLIV
MMCDLV
MMCDLVI
MMCDLVII
MMCDLVIII
MMCDLIX
MMCDLX
MMCDLXI
MMCDLXII
MMCDLXIII
MMCDLXIV
MMCDLXV
MMCDLXVI
MMCDLXVII
MMCDLXVIII
MMCDLXIX
MMCDLXX
MMCDLXXI
MMCDLXXII
MMCDLXXIII
MMCDLXXIV
MMCDLXXV
MMCDLXXVI
MMCDLXXVII
MMCDLXXVIII
MMCDLXXIX
MMCDLXXX
MMCDLXXXI
MMCDLXXXII
MMCDLXXXIII
MMCDLXXXIV
MMCDLXXXV
MMCDLXXXVI
MMCDLXXXVII
MMCDLXXXVIII
MMCDLXXXIX
MMCDXC
MMCDXCI
MMCDXCII
MMCDXCIII
MMCDXCIV
MMCDXCV
MMCDXCVI
MMCDXCVII
MMCDXCVIII
MMCDXCIX
MMCM
MMCMI
MMCMII
MMCMIII
MMCMIV
MMCMV
MMCMVI
MMCMVII
MMCMVIII
MMCMIX
MMCMX
MMCMXI
MMCMXII
MMCMXIII
MMCMXIV
MMCMXV
MMCMXVI
MMCMXVII
MMCMXVIII
MMCMXIX
MMCMXX
MMCMXXI
MMCMXXII
MMCMXXIII
MMCMXXIV
MMCMXXV
MMCMXXVI
MMCMXXVII
MMCMXXVIII
MMCMXXIX
MMCMXXX
MMCMXXXI
MMCMXXXII
MMCMXXXIII
MMCMXXXIV
MMCMXXXV
MMCMXXXVI
MMCMXXXVII
MMCMXXXVIII
MMCMXXXIX
MMCMXL
MMCMXLI
MMCMXLII
MMCMXLIII
MMCMXLIV
MMCMXLV
MMCMXLVI
MMCMXLVII
MMCMXLVIII
MMCMXLIX
MMCML
MMCMLI
MMCMLII
MMCMLIII
MMCMLIV
MMCMLV
MMCMLVI
MMCMLVII
MMCMLVIII
MMCMLIX
MMCMLX
MMCMLXI
MMCMLXII
MMCMLXIII
MMCMLXIV
MMCMLXV
MMCMLXVI
MMCMLXVII
MMCMLXVIII
MMCMLXIX
MMCMLXX
MMCMLXXI
MMCMLXXII
MMCMLXXIII
MMCMLXXIV
MMCMLXXV
MMCMLXXVI
MMCMLXXVII
MMCMLXXVIII
MMCMLXXIX
MMCMLXXX
MMCMLXXXI
MMCMLXXXII
MMCMLXXXIII
MMCMLXXXIV
MMCMLXXXV
MMCMLXXXVI
MMCMLXXXVII
MMCMLXXXVIII
MMCMLXXXIX
MMCMXC
MMCMXCI
MMCMXCII
MMCMXCIII
MMCMXCIV
MMCMXCV
MMCMXCVI
MMCMXCVII
MMCMXCVIII
MMCMXCIX
MMD
MMDI
MMDII
MMDIII
MMDIV
MMDV
MMDVI
MMDVII
MMDVIII
MMDIX
MMDX
MMDXI
MMDXII
MMDXIII
MMDXIV
MMDXV
MMDXVI
MMDXVII
MMDXVIII
MMDXIX
MMDXX
MMDXXI
MMDXXII
MMDXXIII
MMDXXIV
MMDXXV
MMDXXVI
MMDXXVII
MMDXXVIII
MMDXXIX
MMDXXX
MMDXXXI
MMDXXXII
MMDXXXIII
MMDXXXIV
MMDXXXV
MMDXXXVI
MMDXXXVII
MMDXXXVIII
MMDXXXIX
MMDXL
MMDXLI
MMDXLII
MMDXLIII
MMDXLIV
MMDXLV
MMDXLVI
MMDXLVII
MMDXLVIII
MMDXLIX
MMDL
MMDLI
MMDLII
MMDLIII
MMDLIV
MMDLV
MMDLVI
MMDLVII
MMDLVIII
MMDLIX
MMDLX
MMDLXI
MMDLXII
MMDLXIII
MMDLXIV
MMDLXV
MMDLXVI
MMDLXVII
MMDLXVIII
MMDLXIX
MMDLXX
MMDLXXI
MMDLXXII
MMDLXXIII
MMDLXXIV
MMDLXXV
MMDLXXVI
MMDLXXVII
MMDLXXVIII
MMDLXXIX
MMDLXXX
MMDLXXXI
MMDLXXXII
MMDLXXXIII
MMDLXXXIV
MMDLXXXV
MMDLXXXVI
MMDLXXXVII
MMDLXXXVIII
MMDLXXXIX
MMDXC
MMDXCI
MMDXCII
MMDXCIII
MMDXCIV
MMDXCV
MMDXCVI
MMDXCVII
MMDXCVIII
MMDXCIX
MMDC
MMDCI
MMDCII
MMDCIII
MMDCIV
MMDCV
MMDCVI
MMDCVII
MMDCVIII
MMDCIX
MMDCX
MMDCXI
MMDCXII
MMDCXIII
MMDCXIV
MMDCXV
MMDCXVI
MMDCXVII
MMDCXVIII
MMDCXIX
MMDCXX
MMDCXXI
MMDCXXII
MMDCXXIII
MMDCXXIV
MMDCXXV
MMDCXXVI
MMDCXXVII
MMDCXXVIII
MMDCXXIX
MMDCXXX
MMDCXXXI
MMDCXXXII
MMDCXXXIII
MMDCXXXIV
MMDCXXXV
MMDCXXXVI
MMDCXXXVII
MMDCXXXVIII
MMDCXXXIX
MMDCXL
MMDCXLI
MMDCXLII
MMDCXLIII
MMDCXLIV
MMDCXLV
MMDCXLVI
MMDCXLVII
MMDCXLVIII
MMDCXLIX
MMDCL
MMDCLI
MMDCLII
MMDCLIII
MMDCLIV
MMDCLV
MMDCLVI
MMDCLVII
MMDCLVIII
MMDCLIX
MMDCLX
MMDCLXI
MMDCLXII
MMDCLXIII
MMDCLXIV
MMDCLXV
MMDCLXVI
MMDCLXVII
MMDCLXVIII
MMDCLXIX
MMDCLXX
MMDCLXXI
MMDCLXXII
MMDCLXXIII
MMDCLXXIV
MMDCLXXV
MMDCLXXVI
MMDCLXXVII
MMDCLXXVIII
MMDCLXXIX
MMDCLXXX
MMDCLXXXI
MMDCLXXXII
MMDCLXXXIII
MMDCLXXXIV
MMDCLXXXV
MMDCLXXXVI
MMDCLXXXVII
MMDCLXXXVIII
MMDCLXXXIX
MMDCXC
MMDCXCI
MMDCXCII
MMDCXCIII
MMDCXCIV
MMDCXCV
MMDCXCVI
MMDCXCVII
MMDCXCVIII
MMDCXCIX
MMDCC
MMDCCI
MMDCCII
MMDCCIII
MMDCCIV
MMDCCV
MMDCCVI
MMDCCVII
MMDCCVIII
MMDCCIX
MMDCCX
MMDCCXI
MMDCCXII
MMDCCXIII
MMDCCXIV
MMDCCXV
MMDCCXVI
MMDCCXVII
MMDCCXVIII
MMDCCXIX
MMDCCXX
MMDCCXXI
MMDCCXXII
MMDCCXXIII
MMDCCXXIV
MMDCCXXV
MMDCCXXVI
MMDCCXXVII
MMDCCXXVIII
MMDCCXXIX
MMDCCXXX
MMDCCXXXI
MMDCCXXXII
MMDCCXXXIII
MMDCCXXXIV
MMDCCXXXV
MMDCCXXXVI
MMDCCXXXVII
MMDCCXXXVIII
MMDCCXXXIX
MMDCCXL
MMDCCXLI
MMDCCXLII
MMDCCXLIII
MMDCCXLIV
MMDCCXLV
MMDCCXLVI
MMDCCXLVII
MMDCCXLVIII
MMDCCXLIX
MMDCCL
MMDCCLI
MMDCCLII
MMDCCLIII
MMDCCLIV
MMDCCLV
MMDCCLVI
MMDCCLVII
MMDCCLVIII
MMDCCLIX
MMDCCLX
MMDCCLXI
MMDCCLXII
MMDCCLXIII
MMDCCLXIV
MMDCCLXV
MMDCCLXVI
MMDCCLXVII
MMDCCLXVIII
MMDCCLXIX
MMDCCLXX
MMDCCLXXI
MMDCCLXXII
MMDCCLXXIII
MMDCCLXXIV
MMDCCLXXV
MMDCCLXXVI
MMDCCLXXVII
MMDCCLXXVIII
MMDCCLXXIX
MMDCCLXXX
MMDCCLXXXI
MMDCCLXXXII
MMDCCLXXXIII
MMDCCLXXXIV
MMDCCLXXXV
MMDCCLXXXVI
MMDCCLXXXVII
MMDCCLXXXVIII
MMDCCLXXXIX
MMDCCXC
MMDCCXCI
MMDCCXCII
MMDCCXCIII
MMDCCXCIV
MMDCCXCV
MMDCCXCVI
MMDCCXCVII
MMDCCXCVIII
MMDCCXCIX
MMDCCC
MMDCCCI
MMDCCCII
MMDCCCIII
MMDCCCIV
MMDCCCV
MMDCCCVI
MMDCCCVII
MMDCCCVIII
MMDCCCIX
MMDCCCX
MMDCCCXI
MMDCCCXII
MMDCCCXIII
MMDCCCXIV
MMDCCCXV
MMDCCCXVI
MMDCCCXVII
MMDCCCXVIII
MMDCCCXIX
MMDCCCXX
MMDCCCXXI
MMDCCCXXII
MMDCCCXXIII
MMDCCCXXIV
MMDCCCXXV
MMDCCCXXVI
MMDCCCXXVII
MMDCCCXXVIII
MMDCCCXXIX
MMDCCCXXX
MMDCCCXXXI
MMDCCCXXXII
MMDCCCXXXIII
MMDCCCXXXIV
MMDCCCXXXV
MMDCCCXXXVI
MMDCCCXXXVII
MMDCCCXXXVIII
MMDCCCXXXIX
MMDCCCXL
MMDCCCXLI
MMDCCCXLII
MMDCCCXLIII
MMDCCCXLIV
MMDCCCXLV
MMDCCCXLVI
MMDCCCXLVII
MMDCCCXLVIII
MM

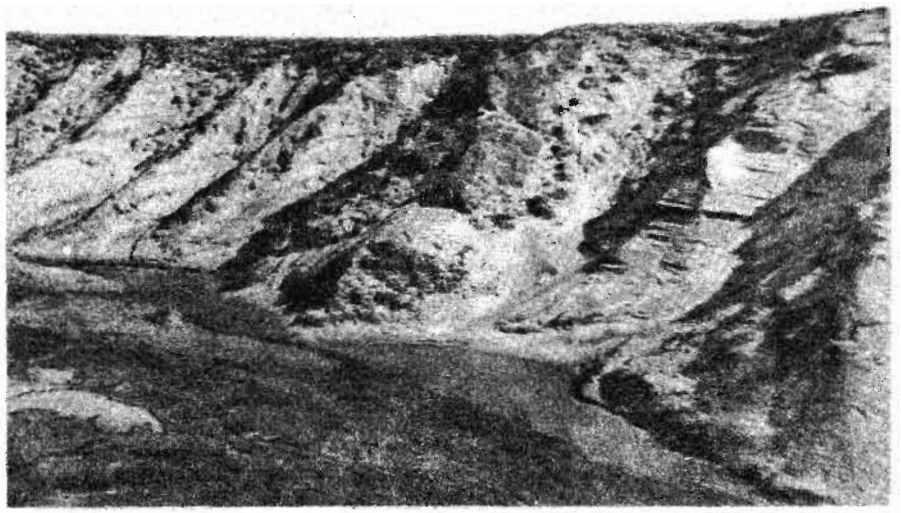


Рис. 26. Морские позднемуруктинские отложения на водоразделе верховьев рек М. Балахня и Мосун. Фото С.М. Андреевой

Озер[illegible]ые отложения времени окончательной деградации муруктинского оледенения залегают в гляциодепрессиях и в бассейне верхнего течения р. Захарова Рассоха (И-155), а также на реках Ледяная (обн. А-301, 304, 324), Боярка (обн. К-66, А-225, 227), Правая Большая Россомашья (обн. И-3).

Во всех перечисленных обнажениях позднеледниковые озерные осадки представлены глинами и алевритами. Они залегают непосредственно на морене муруктинского оледенения и перекрыты более молодыми осадками каргинского и сартанского возраста.

На р. Правая Большая Рассомашья, в обнажении И-49, с высоты 16 м над рекой, сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песчано-алевритовые, субгоризонтальнослоистые отложения с линзами торфа, из которого получена радиоуглеродная дата 30 400 ± 700 л.н. (ГИН-1341) (каргинские отложения)	6,0
2. Глина ленточнослоистая. Мощность темных слойков от 0,5 до 1 мм, светлых — до 2 мм. С середины пачки в глине начинают появляться тоненькие присыпки песка (1—2 мм) протяженностью по 15—30 см. В 2 м от подошвы глина переслаивается со светло-серыми алевритами мощностью до 5 см. В нижних 1,5 м толщи присутствует единичная галька. По всему слою глин встречаются песчано-глинисто-известковистые конкреции. Подошва глин неровная, с пологими карманами. В понижениях подошвы мощность глинистых и алевритистых прослоев больше, чем на выступах (северококорские слои)	6,7
3. Суглинок серо-коричневый, комковатый, с рассеянной галькой и валунами (до 10%), встречаются мелкие обломки раковин. В верхней части суглинка линзовидные прослои светло-серого и желто-серого песка по 2—3 см мощности (северосибирские слои)	3,0 (видимая)

Налегание ленточных алевритистых глин и ленточных алевритов на морену по неровной границе наблюдалось на р. Ледяная, в 10 и 12 км от устья (обн. А-304, 301).

Морские позднемуруктинские отложения занимают небольшую площадь на востоке Северо-Сибирской низменности в бассейнах нижнего течения рек Хатанга, Малая и Большая Балахня. Они слагают пологонаклонную слабо всхолмленную поверхность, примыкающую с запада и северо-запада к трещинно-камовым и конечно-моренным водораздельным массивам. Абсолютные отметки ее поверхности снижаются с северо-запада на восток и юго-восток со 110 до 70 м.

Море заходило в конце муруктинского времени с востока, со стороны Хатангского залива в еще некомпенсированный гляциоизостатический прогиб, оказывая отепляющее действие и ускоряя таяние глыб мертвого льда.

Позднемуруктинские морские отложения представлены прибрежными и более глубоководными фациями: песками, глинами, реже — гравийно-галечными отложениями. Более грубые песчаные и песчано-галечные отложения перекрывают глинистые, особенно в пределах сниженных участков поверхности, отражая регрессивный цикл накопления осадков. Слоистость в песках и песчано-галечных отложениях, как правило, косая или волнистая, вогнутая или выпуклая, срезанная (рис. 26). Толща насыщена ракушняковым детритом, обломками раковин. Из песчаных отложений выделен очень бедный комплекс микрофауны (обн. А-456). В верховьях р. Никан-Юрях, на высоте 100 м, в обн. А-456 высотой 18,0 м, изучены прибрежные мелководные фации морских позднемуруктинских отложений. Здесь сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок серый с палевым оттенком, мелкозернистый, горизонтальнослоистый, сильно обохренный с окатышами и линзами торфа, с включениями единичной гальки и алевритов темно-серых, глинистых с мелким рассеянным ракушняковым детритом, горизонтальнослоистый. Мощность прослоев 0,2—0,5 м По неровной границе с карманами ложится на лежащий ниже слой.	2,4
2. Песок серый с зеленоватым оттенком, мелкосреднезернистый, хорошо отмытый, плотный, горизонтальнослоистый. Прослои подчеркиваются тонкими слоечками (1 мм) и линзочками тонкозернистых песков и угольной крошки. В нижней части в некоторых прослоях диагональная слоистость, бледные пятна гидроокислов железа, появляются линзочки алеврита	2,4
3. Песок серый мелкозернистый, хорошо отмытый, полимиктовый, хорошо сортированный с мелкой пологоволнистой срезанной слоистостью, по слоистости — тонкие линзочки угольной крошки. Постепенно вниз переходит в толщу чередования песков и алевритов темно-серых песчанистых. Мощность прослоев до 4 мм	13,0

В толще песков, в интервале 2,4—17,8 м, обнаружен бедный в количественном и видовом отношении комплекс микрофауны, по своей зоогеографической природе арктический и арктобореальный. Доминируют Protelphidium orbiculare (Brady), Pr. lenticulare Gud., Cribroelphidium granatum Gud., Alabaminoides mitis (Gud.).

В ряде обнажений в верховьях р. Никан-Юрях (А-451, 452, 453, 454), вскрывающих позднемуруктинские морские отложения, пески содержат большое количество растительного детрита и обломки раковин.

Аналогичные отложения вскрыты на правобережье р. Малая Балахня, в пределах поверхности высотой 70,0 м, на оз. Тигян, в обн. А-465.

Залегает эта толща на основной морене и водно-ледниковых отложениях максимального развития муруктинского оледенения (обн. А-410, 430, 434 и др.).

Непосредственно на толще морских позднезырянских отложений залегают каргинские осадки мелких озерных западин с радиоуглеродными датами: 28 800 ± 200 л.н. (ГИН-1532, обн. А-435), 32 700±2000 л.н. (ГИН-1550, обн. А-443).

Состав микро- и макрофауны, в которых присутствуют в основном арктические и бореально-арктические виды, позволяет предполагать формирование осадков в холодном морском бассейне. Об этом же говорит почти полное отсутствие (по сравнению с казанцевскими и каргинскими осадками) намывного растительного детрита в песчаных прибрежных фациях.

Возраст комплекса отложений эпохи муруктинского оледенения определяется положением этих осадков в разрезе. Они залегают на казанцевских морских и континентальных отложениях, из которых получены в основном запредельные даты. Перекрываются муруктинские отложения морскими и континентальными каргинскими осадками, из которых получено большое количество радиоуглеродных дат в интервале 50—26 тыс. л.н. (см. приложение в конце книги).

Авторы монографии считают возможным высказать предположение, что в юго-западной части Северо-Сибирской низменности (район, прилегающий к оз. Пясино, междуречье рек Пясина и Енисей) аналогичными только что рассмотренным отложениями муруктинского оледенения являются ямнинская, коевская, мостахсалинская и быхынская толщи, выделенные норильскими геологами (см. рис. 2).

Ямнинская морена по своему региональному распространению, залеганию как в основании гряд, так и в гляциодепрессиях на повсеместно развитых отложениях теплой морской трансгрессии (вологочанская толща) реальнее всего может быть скоррелирована с северосибирскими слоями. Интересно, что в этой морене отмечается присутствие пород Таймырской петрографической провинции. Коевские, мостахсалинские и быхынские осадки по геоморфологическому положению (слагают водораздельные гряды и примыкающие к ним высокие террасы) могут быть сопоставлены с отложениями времени деградации муруктинского ледникового покрова (янтардахские слои). Однако не исключена возможность, что при более детальном изучении из них могут быть выделены и отложения второй стадии муруктинского оледенения.

В 1980 г. авторы монографии имели возможность познакомиться с некоторыми разрезами в нижнем течении Енисея. Аналоги трещинно-камовых отложений они

увидели там в толщах немых песков и галечников, известных под названием "малышевские", или водораздельные. На правобережье Енисея, 4 км ниже устья р. Малышевка, они слагают основную по мощности среднюю часть разреза водораздельной гряды, перекрыты сверху мореной и дислоцированы: в них образована крутая лежачая складка.

Каргинские отложения

Каргинские отложения Северо-Сибирской низменности

В пределах Северо-Сибирской низменности развиты как морские, так и континентальные каргинские отложения. Впервые каргинские отложения были выделены В.Н. Саксом в нижнем течении р. Енисей [Сакс, Антонов, 1948; Сакс, 1953]. К ним были отнесены осадки, слагающие 30—40-метровую террасу. По мнению В.Н. Сакса, морские осадки в стратотипическом обнажении Каргинского мыса выше по течению фациально замещаются аллювиальными фациями, слагающими террасу той же высоты. Каргинский временной интервал оценивался им в пределах 20—30 тыс. л.н. и относился к поздне-послеледниковой эпохе. В.Н. Сакс указывал также на широкое распространение морских каргинских отложений в предгорьях гор Бырранга, где они развиты до высоты 90 м.

Морские каргинские отложения занимают значительную территорию в северо-западной и северной частях низменности, в бассейнах рек Енисей, Пясина, Верхняя Таймыра, Большая Балахня. Их распространение ограничивается с юга водораздельными Джангодо-Сынтабульской и Северококорской грядами ледникового происхождения, пересекающими низменность с юго-запада на северо-восток. На востоке, на побережье Хатангского залива и в бассейне нижнего течения р. Большая Балахня, каргинские осадки имеют ограниченное распространение. Кроме того, выходы их известны в долине р. М. Романиха и в приустьевой части р. Боярка. Они выполняют обширные плоские гляциодепрессии или слагают основания сартанских ледниковых гряд, залегая на абсолютных отметках от 0 до 90 м. В сартанских ледниковых грядах, где эти осадки имеют часто дислоцированное залегание, абсолютные высоты достигают 110—120 м (бассейн р. Луктах, водораздел рек Большая Балахня и Каламиссамо).

В пределах Северо-Сибирской низменности в развитии каргинской морской трансгрессии можно выделить два этапа: ранний, отложения которого имеют наиболее широкое распространение (50—39 тыс. л.н.), и поздний — время значительного сокращения трансгрессии по площади (38—26 тыс. л.н.).

Ранние каргинские морские отложения лучше всего изучены в бассейнах рек Пясина и Агапа, по рекам Боярка и М. Романиха, в нижнем течении р. Большая Балахня и по Хатангскому заливу. Они представлены мелководными фациями чередующихся глин, алевритов и песков с линзами и прослоями галечников.

Глины или не имеют слоистости, или горизонтальнослоистые с мощностью прослоев от 1 до 3 см; для песков и алевритов характерна волнистая вогнутая срезанная слоистость, причем мощность серий колеблется от 5 до 25 см. Иногда по разрезу слоистость сменяется параллельной горизонтальной. Часто в этих отложениях встречаются прослои и линзы (до 0,3 м мощности) намывного растительного детрита, обломки и целые ветки древесины, что является одним из характерных признаков каргинских отложений.

На востоке Северо-Сибирской низменности каргинские морские отложения выполняют гляциодепрессию в нижнем течении р. Большая Балахня, окруженную камовыми массивами и грядами, и слагают плоскую обширную террасу высотой 50—60 м над уровнем моря. Этот уровень прослеживается и к побережью Хатангского залива. Часто морские каргинские отложения вскрываются в цоколях более низких террас в интервале 5—20 м.

В долине р. Большая Балахня прослежено залегание морских каргинских отложений на морене зырянского оледенения (обн. А-81, см. рис. 7). Перекрываются они аллювием II и I надпойменных террас и пойм. Представлена эта толща песчано-алеврито-глинистыми лагунными отложениями. В долине р. Малая, впадающей в Хатангский залив, хорошо прослеживается смена трансгрессивной (обн. А-386, 383, 382) и регрессивной фаций (обн. А-422, 392). Фауна морских моллюсков, встреченная в раннекаргинских отложениях в больших количествах в разрезах по р. Большая Балахня, представлена комплексом аркто-бореальных, арктических и бореальных видов и характеризует неглубокий в пределах литорали—верхней сублиторали бассейн (табл. 5). В большом количестве встречаются такие мелководные бореальные

Таблица 5

Состав фауны моллюсков морских каргинских отложений Северо-Сибирской низменности

Вид	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Арктические и преимущественно арктические								
Portlandia arctica (Gray)	+		+	+		+	+	
P. arctica siliqua (Reeve)	+		+			+		
Astarte borealis placenta Mörch	+	+	+	+	+	+	+	
A. montagui montaqui (Dillwyn)	+					+	+	+
A. borealis (Schumacher)	+	+	+	+	+	+	+	+
Cyrtodaria kurriana Dunker		+	+		+			
Buccinum toten Stimps		+						
Astarte montagui Dillwyn		+	+	+	+	+	+	+
A. montagui striata Leach			+	+	+			
Trichotropis borealis Brod. et Sow.			+		+	+	+	
Buccinum polare Gray			+	+		+	+	+
Yoldiella lenticula (Möller)			+		+			+
Neptunea borealis Philippi			+	+				
Plicifusus kröyeri (Möller)			+	+		+	+	+
Bathyarca glacialis (Gray)				+				
Yoldia hyperborea (Lowen)				+		+		+
Ocnopota violacea Mighels				+				
Turritella reticulata Mighels				+				
Thyasira gouldi (Philippi)				+				+
Buccinum groenlandicus Chemnitz					+			
Nuculana pernula (ssp. costigera (Müller))						+		
Neptunea ventricosa (var. heros (Gmelin))						+	+	+
Бореально-арктические								
Astarte borealis borealis (Schum)	+	+	+	+		+		
Mysculus niger (Gray)	+							
Macoma calcarea (Gmelin)	+	+	+	+	+	+	+	+
Hiatella arctica (Linne)	+	+	+	+	+	+	+	+
Lyonsia arenosa (Möller)	+							+
Trychotrophis kröyeri Philippi	+							
Neptunea satura (Martyn)	+		+	+				
Natica clausa Brod. et Sow.		+	+	+	+			
Mya truncata truncata Linne		+	+	+	+	+	+	+
Euspira pallida (Broderip et Sowerby)		+	+	+	+		+	
Clinocardium ciliatum (Fabricius)		+	+	+	+	+	+	+
Astarte alaskensis Dall			+					
Diaphana globosa Lowen			+					
Astarte compressa Linne			+			+	+	
Mya pseudoarenaria Schlesch			+		+	+		
Neptunea communis (Middendorf)			+				+	
Nuculana pernula (Möller)			+	+		+		+
Tachyrhynchus erosus (Gonthony)			+	+			+	
Serrypes groenlandicus (Brugn.)			+	+	+	+	+	+
Admete viridula (Fabricius)				+				
Astarte elliptica (Brown)				+				
Amauropsis islandica Gmelin				+	+	+		+
Balanus balanus Linné				+		+	+	+
Margarites cinereus (Conthohy)				+				
Nucula tenius (Montagui)				+				+
Acribia islandica Gmelin					+		+	
Astarte crenata (Gray)					+			
Mya arenaria Linne					+			
Velutina undata (Brown)					+			
Buccinum ovum Turton					+		+	+
Buccinum cyaneum Brugniere					+	+	+	
Balanus crenatus Brugniere					+		+	+
Boreonatica clausa septentrionalis Beck					+	+	+	+
Bulbus smidtii Brown					+	+		
Gomphina fluctuose (Gould)						+	+	
Buccinum fragile G. Sars						+		+
Boreotrophon truncatus Ström						+	+	
Astarte borealis tipica (Schumacher)						+		
Buccinum elatius Middendorff						+	+	+
Buccinum tenui (Middendorff)						+		
Solariella varicosa (Mighels et Adams)						+	+	+
Lunatia pallida (Broderip et Sowerby)						+	+	+
L. tenue striata (Gray)						+		
Macoma moesta (Deshayes)						+		
Axinopsis orbiculata (G.O. Sars)						+		
Hemithyris psittacea (Gmelin)						+	+	
Nuculana minuta (Möller)						+		
Propeamussium groenlandicum Magor						+		

Таблица 5 (окончание)

Вид	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Nuculana pernule aff. lamellos (Möller)						+		
Buccinum sianeum tenebrosa Middendorff						+	+	
Cylichna scalpta (Reeve)							+	
Neptunea ventricose typica (Gmelin)							+	
Margarites striata var. cinerea (Broderip et Sowerby)							+	
Lepeta coeca (Müller)							+	
Pagurus ex. gr. pubescens (Broderip et Sowerby)								+
Polinices pallidus Broderip et Sowerby								+
Amaura candida Möller								+
Buccinum undulatum Linné								+
Admete conthonyi (Jay)								+
Cyclichna alba (Brown)								+
Thracia myopsis Möller								+
Mysculus discors (Linné)								+
Oenopota nobilis (Möller)								+
O. schmidtii (Friele)								+
Liocima fluctuosa (Gould)								+
Pseudophytina compressa (Dall)								+
Oenopota bicarinata (Couthony)								+
O. incisula (Verrill)								+
Бореальные и преимущественно бореальные								
Macoma balthica (Linné)	+	+	+	+	+	+	+	+
Mytilus edulis Linné	+	+				+		+
Astarte borealis arctica Gray	+					+		
Balanus hameri Askanius		+				+	+	+
Venericardia crebricostata Krause		+						
Crenella decussata (Montagui)			+	+				
Neptunea despecta Montagui				+			+	
Cyprina islandica Linné				+		+		
Buccinum undatum Linné				+		+	+	
Balanus balanoides Linné					+	+		
Chlamis islandicus (Müller)						+	+	
Количество видов	15	16	30	35	29	49	40	43

* I — верховье р. Б. Балахня; II — верховье р. Логата; III — нижнее течение р. Логата; IV — бассейны рек Горбита и Волчья; V — бассейны рек Онгуохтах Юрях и Тенгкен; VI — бассейны рек Диенебигай и Дямадыля; VII — междуречье рек Пур и Агана; VIII — Чугунковские яры.

формы, как Mytilus edulis Linné, Macoma baltica (Linné), а также арктические Portlandia arctica (Gray), P. arctica aestuariorum Mossev, P. arctica siliqua (Reeve). Эти формы указывают также на значительное опреснение бассейна.

Спорово-пыльцевые характеристики морских осадков удалось получить только в двух разрезах: на р. Большая Балахня, в 40 км выше устья, и на р. Малая, в 20 км выше устья (рис. 27, 28).

В обн. К-100 на р. Большая Балахня морские отложения вскрываются в цоколе надпойменной террасы высотой 12 м и представлены глинисто-алевритовой толщей с фауной моллюсков (см. табл. 5). В спорово-пыльцевом спектре доминируют древесные и кустарниковые породы, составляющие от 64 до 68%. Древесные породы представлены елью, лиственницей, березой, в меньшем количестве — сосной, единичными зернами кедра; кустарники — ольховником и кустраниковой березкой. Древесные составляют 20—25% от общей суммы с кустарниками. Довольно высокий процент приходится на папоротники и сфагновые мхи.

На р. Малая морские каргинские отложения вскрываются в цоколе II надпойменной 25—30-метровой террасы под толщей озерных позднекаргинских и сартанских озерно-речных осадков. В обн. А-386 они представлены песчано-алевритовой слоистой толщей, сменяющейся вверх по разрезу песками, которые, в свою очередь, снова венчаются алевритами и глинами. Здесь наблюдается цикл обмеления и вторичного углубления бассейна.

В спорово-пыльцевых спектрах верхней части глин (см. рис. 27) доминируют кустарники, среди пыльцы которых много мелких угнетенных зерен; древесные от общей суммы с кустарниками составляют в отличие от обн. К-100 от 5 до 10%, что, возможно, указывает на некоторое ухудшение климата. Из детрита в глинах получена радиоуглеродная дата 42 800 ∓ 1 300 л.н. (ГИН-1530). Континентальные верхнекаргинские отложения, перекрывающие морские в долине р. Малая, датированы в обн. А-383 по радиоуглероду в 26 900 ± 1 200 л.н. (ГИН-1554).

Вполне возможно, что спорово-пыльцевый спектр из обн. К-100 отражает ранне-

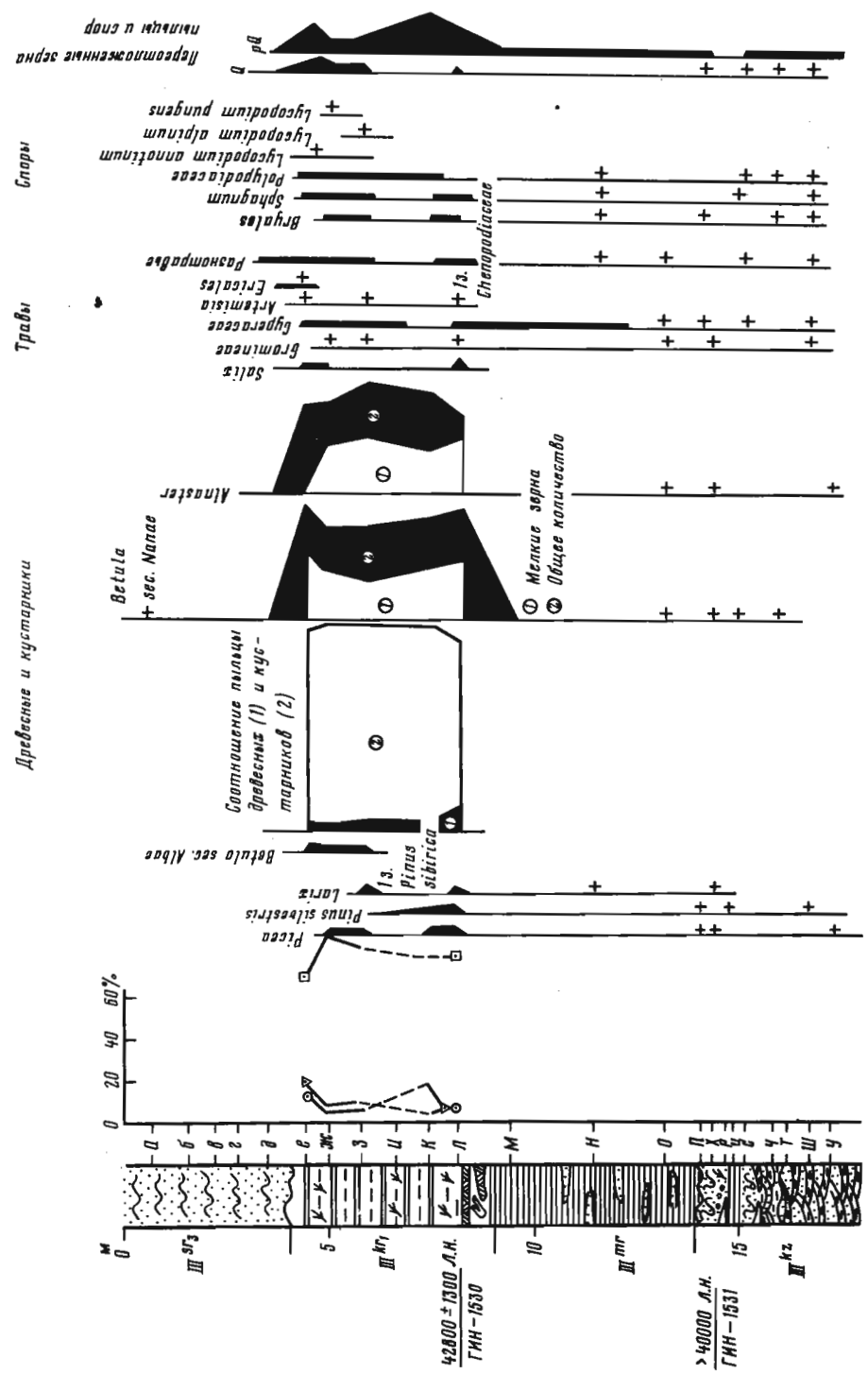


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма морских каргинских отложений на р. Малая, обн. А-386.
Составила М.В. Никольская
Условные обозначения к колонке см. рис. 7

каргинское потепление, что подтверждается радиоуглеродной датой 44 500± 1000 л.н. (ГИН-1004) по древесине, полученной в аналогичном разрезе из лагунных отложений с фауной в низовьях р. Большая Балахня (обн. К-84, см. рис. 7).

Отложения, формировавшиеся на ранних этапах каргинской ингрессии, наблюдались на южном побережье оз. Таймыр (обн. Р-98, рис. 28), западнее устья р. Ямо-Тарида. В песчано-алевритовых осадках с волнистой и косой слоистостью с намывным растительным детритом собрана обильная фауна, в которой преобладают Macoma balthica (Linné) и Mitilus edulis Linné (более 200 створок). Состав фауны, найденной на абс. отметках 85—90 м характеризует береговую линию раннекаргинского бассейна. Радиоуглеродное датирование растительного детрита из этих отложений дало возраст 46 700 ± 1200 л.н. (ГИН-1324).

Раннекаргинские морские отложения распространены также и в замкнутых гляциодепрессиях среднего и верхнего течения р. Большая Балахня, с юга окруженных краевыми ледниковыми валами зырянского оледенения, а с севера закрытых краевыми ледниковыми образованиями сартанского времени. Они вскрываются на левом берегу р. Большая Балахня, близ устья р. Бедербо-Тарида (обн. К-54, рис. 29).

Нижняя часть обнажения от уреза до 10 м представлена чередованием прослоев алевритов и косо- и волнистослоистых песков, насыщенных растительным детритом, из которого на высоте 2 м над уровнем воды получена радиоуглеродная дата 39 500 ± 2000 л.н. (ГИН-794). Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений (рис. 30) в нижней части характеризуются преобладанием пыльцы кустарников (в основном — Betula sec. Nanae), выше по разрезу увеличивается содержание пыльцы ольховника, появляются Picea, Pinus silvestris, Larix. В средней части разреза содержание Picea достигает 30%, в то время как содержание древесных пород по отношению к их сумме с кустарниковыми составляет 48%. По-видимому, этот спектр соответствует оптимуму межледниковья.

Фауна морских моллюсков из этих отложений (см. табл. 5) представлена в основном бореальными и аркто-бореальными видами, составляющими основу комплекса, найдены также единичные створки Hiatella arctica (Linné) и Astarte montagui montagui (Dillwyn). Фауна характеризует мелководный сильно опресненный, хорошо прогреваемый бассейн лагунного типа, с глубинами, не превышающими 20—30 м.

Выше по разрезу на эту пачку с внутриформационным размывом ложатся позднекаргинские алевриты темно-серые, песчанистые, с прослоями и линзами растительного детрита, с обломками раковин морских моллюсков. Для спорово-пыльцевого спектра этой части разреза характерно уменьшение пыльцы ели (до 10%); сосна, береза, лиственница встречаются спорадически. Радиоуглеродный возраст растительного детрита из этих отложений 26 000 ± 1000 л.н. (ГИН-999).

В депрессии верхнего течения р. Большая Балахня к отложениям раннекаргинского времени относятся глины с фауной, залегающие в основании сартанской озерной террасы с абс. отметками 60—80 м (обн. А-22, 24, К-22, см. рис. 29). Глины перекрываются озерно-аллювиальными песками с детритом, возраст которого по радиоуглероду 39 900±1500 л.н. (ГИН-784; обн. А-14).

В обн. А-22 (рис. 31) морские глины содержат пыльцу кустарников, преимущественно Betula sec. Nanae, в меньшем количестве Alnaster и Salix. Древесные породы составляют от суммы с кустарниковыми 30% и представлены березой, сосной, лиственницей, елью (до 10%). На втором месте — богатое разнотравье, злаки, осоки, а в верхней части толщи — ксерофиты, много мхов с папоротниками. Спектр так же, как и в вышеприведенных разрезах, может свидетельствовать о межледниковых климатических условиях. Фауна в этом разрезе представлена Portlandia arctica siliqua (Reeve), Astarte borealis (Suhumacher), Hiatella arctica (Linne).

Кроме этих видов, в аналогичных морских глинах из близлежащих обнажений К-22, А-24, 30 встречены Astarte montagui montagui (Dillw.) A. borealis borealis (Schumacher), Astarte borealis placenta Mörch.

В бассейне среднего течения р. Хета, по ее правым притокам Малая Романиха и Боярка, раннекаргинские морские отложения впервые выделены в начале 70-х годов [Кинд и др., 1974; Исаева и др., 1976] и представлены глинами или алевритистыми глинами с прослоями и линзами тонкозернистого песка, с обломками древесины. Они имеют мощность 8—15 м, залегают в основании сартанских ледниковых гряд и озерных террас.

Подстилаются морские раннекаргинские осадки мореной муруктинского оледенения либо континентальными казанцевскими отложениями, перекрываются с размывом залегающей песчано-алевритовой озерной толщей, насыщенной растительным детритом, с C^{14}-датами, которые определяют время накопления озерной толщи от 39 000 до 27 000 л.н.

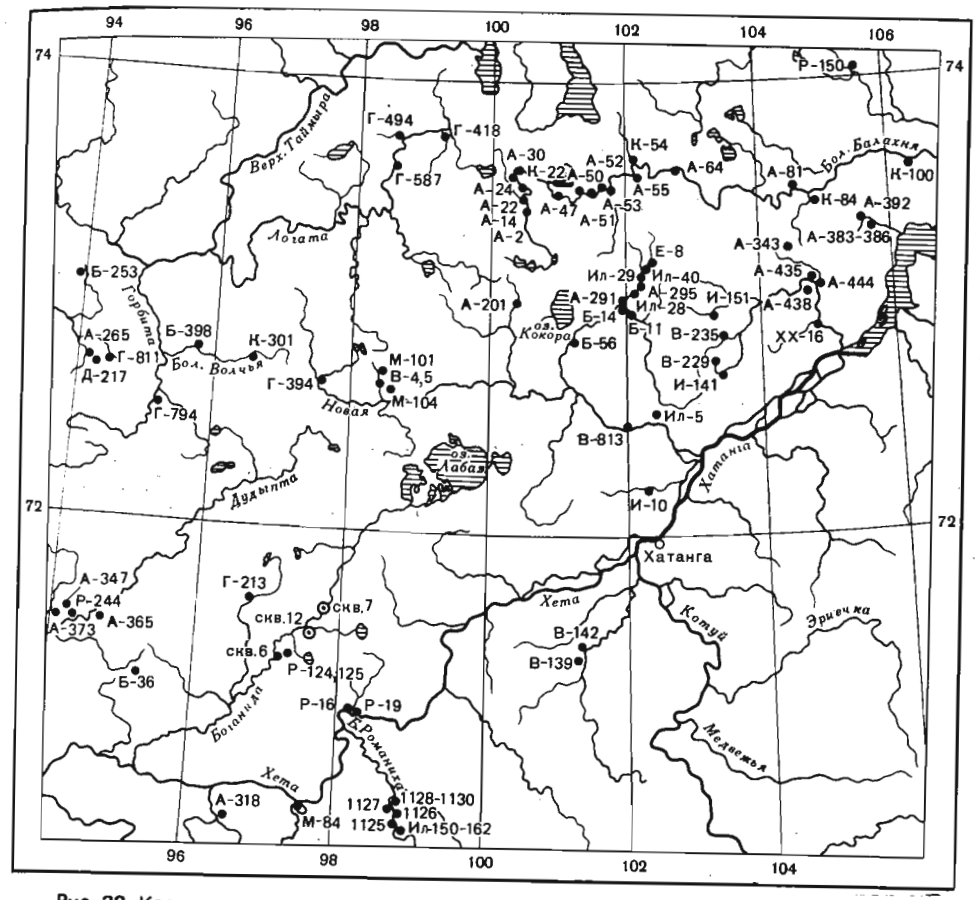


Рис. 28. Карта размещения упомянутых в тексте обнажений каргинских отложений

Комплекс морских моллюсков на р. Малая Романиха из раннекаргинских морских отложений характеризует неглубокий морской бассейн на границе верхней и средней сублиторали, несколько более глубоководный, чем в нижнем течении р. Большая Балахня, на что указывают повсеместно встречающиеся довольно глубоководная Bathyarca glacialis (Gray) и Ioldiella intermedia (M. Sars). Кроме того, в комплексе содержатся бореально-арктические астарты, портландии и другие виды. Встречены вымершие Cyrtodaria jenisseae (Sachs), Astarte invocata Merclin et Petrov. В низовьях р. Боярка, в обн. М-84, из раннекаргинских морских отложений выделен комплекс диатомей, содержащий 202 вида, из которых 68 — морские, остальные — пресноводные и пресноводно-солоноватоводные. Большинство морских видов — обитатели северных морей — арктические неретические планктонные виды, а также обитающие в литорали этих морей. Среди пресноводных диатомей 10—12% холодноводных видов.

C^{14}-дата по древесине из глин из обн. ХХ-34 на р. Боярка —41 300 ± 1500 л.н. (ГИН-673).

Выделенные геологами объединения "Аэрогеология" как раннекаргинские "боярские" морские слои под таким названием вошли и в Унифицированную стратиграфическую схему четвертичных отложений Средней Сибири (корреляционная часть).

Однако некоторые соображения в отношении палеогеографии, корреляции отложений, а также состава фауны моллюсков заставляют ставить под сомнение отнесение "боярских" слоев к раннекаргинскому возрасту. Соображения эти следующие:

1. Отсутствие в разрезе четвертичных отложений западнее, в бассейнах р. Хета и ее притоков Боганиды, Волочанки, Ледяной, и восточнее, по р. Хатанга и ее притокам, морских каргинских отложений.

2. Наличие континентальных раннекаргинских, датированных по радиуглероду отложений на низких гипсометрических отметках в долинах р. Хета и ее притоков:

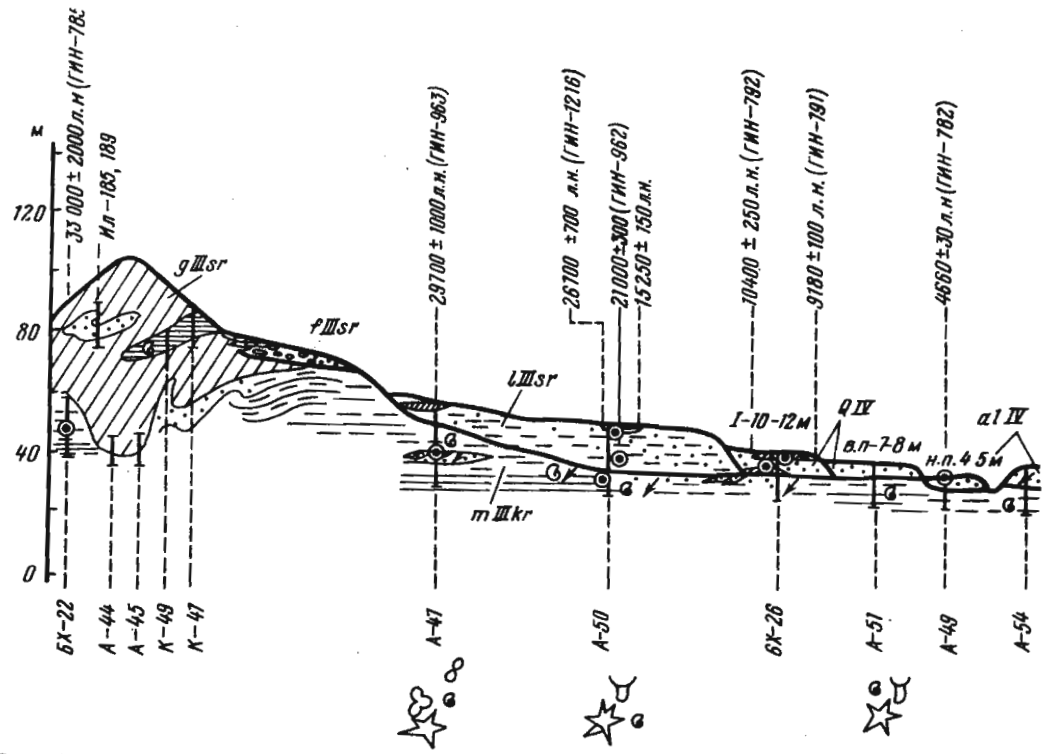
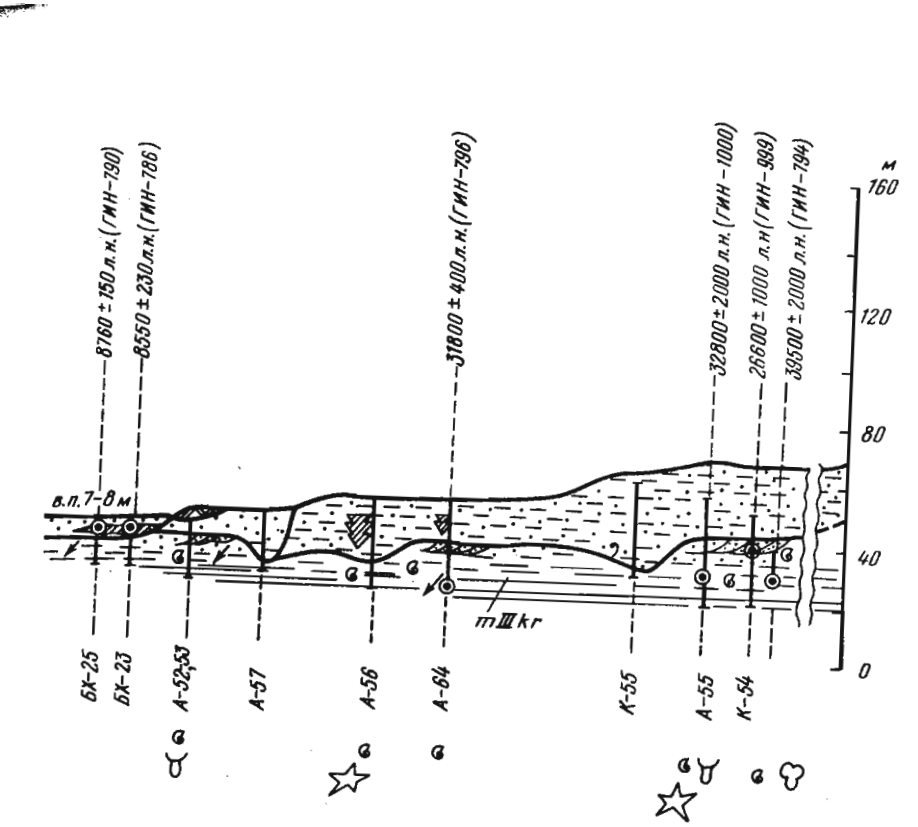


Рис. 29. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль четвертичных отложений среднего течения р. Б. Балахня

Условные обозначения см. рис. 7



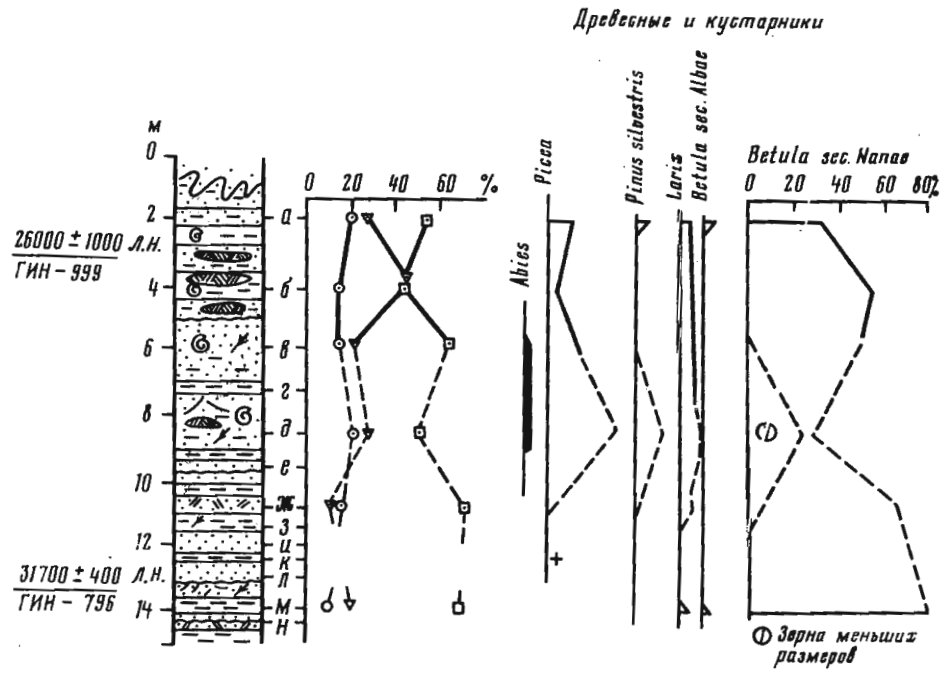
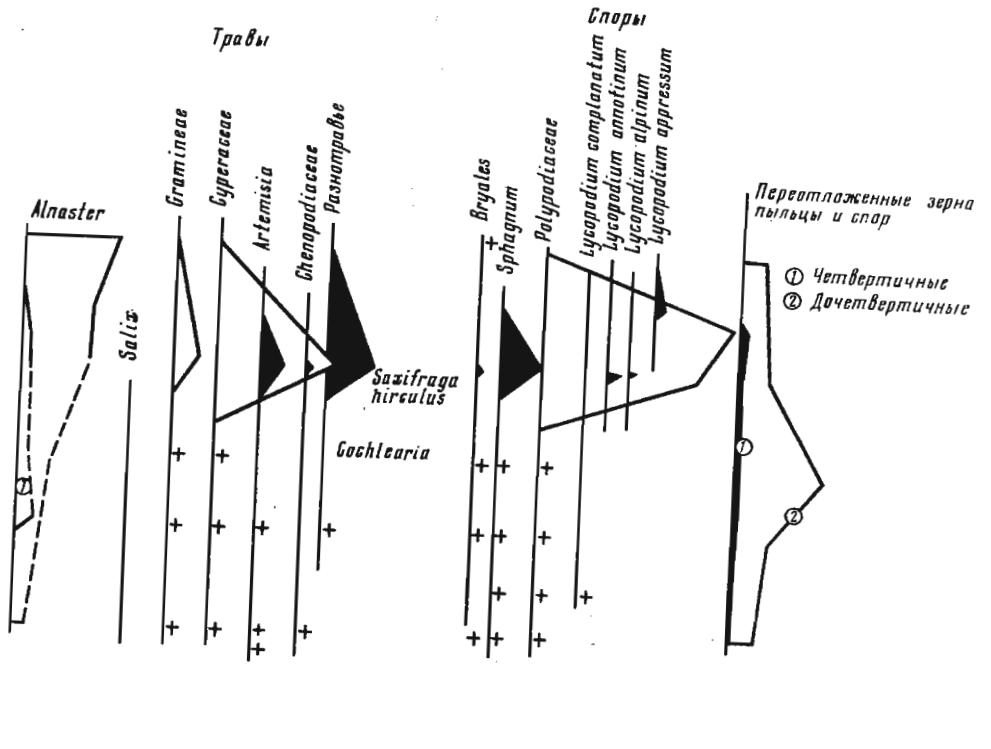


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских отложений, обн. К-54. Составила М.В. Никольская

Условные обозначения к колонке см. рис. 7



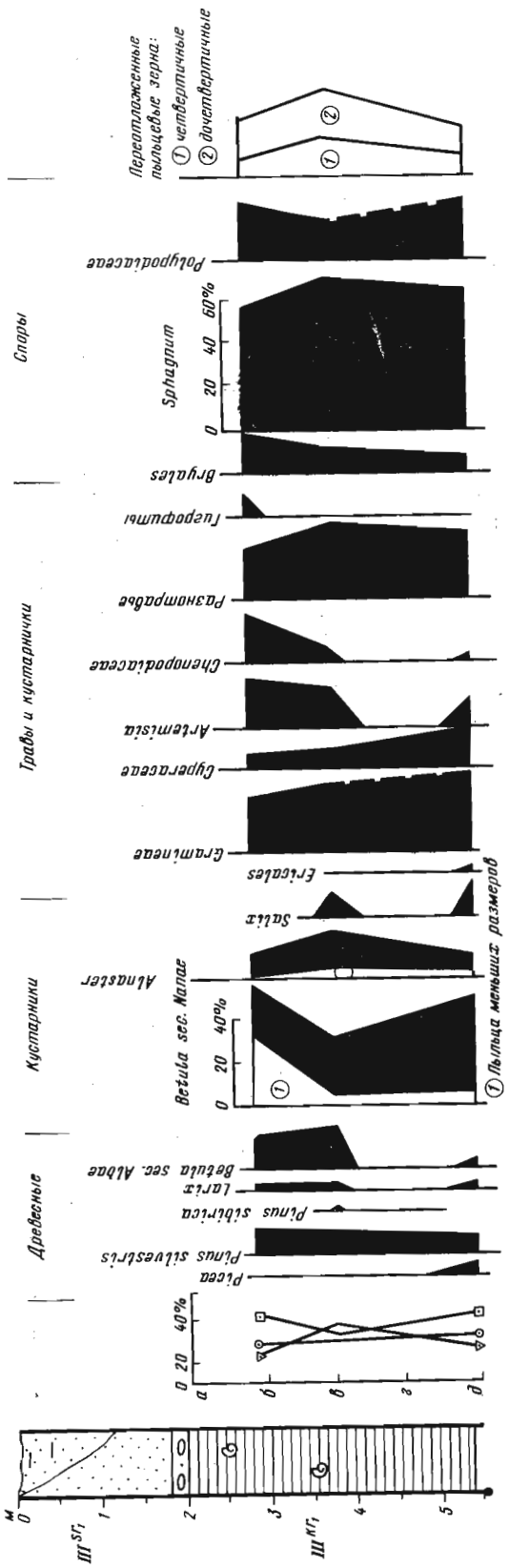


Рис. 31. Спорово-пыльцевая диаграмма морских каргинских отложений, обн. А-22. Составила М.В. Никольская
Условные обозначения к колонке см. рис. 7

Сабыды, Большой Романихи, Новой, т.е. в тех местах, которые должны были быть залиты морем во время проникновения его в бассейн р. Малая Романиха.

3. Большое сходство комплексов фауны моллюсков из морских отложений рек Малая Романиха и Боярка и из морских казанцевских отложений рек Горелая и Трафимова.

4. В комплексе фауны моллюсков присутствуют вымершие ныне виды: Cyrtodaria jenisseae (Sachs) (обн. Н-93, XX-34) и Astarte invocata Merclin et Petrov (обн. Ил-159), распространенные в отложениях восточной части Северо-Сибирской низменности только в казанцевских осадках.

Таким образом, вопрос о возрасте боярских слоев требует изучения дополнительного материала.

В бассейне р. Пясина раннекаргинские отложения детально изучали С.Л. Троицкий, В.И. Гудина (обн. Т-26, 27, 33, 34 — Чугунковские яры, р. Агапа); А.И. Спиркин (обн. 4101 — Чугунковские яры; обн. 4172 — р. Джангода). Представления этих исследователей о возрасте вскрытых в обнажениях осадков неоднозначны, и поэтому материал по этим обнажениям будет рассмотрен подробно.

На р. Агапа (обн. 4101) и в долине р. Джангода (обн. 4172, устье р. Буро, правый берег), в нижней части разреза, вскрываются алевриты глинистые буроватого цвета, неслоистые, в разрезе на р. Агапа — с единичной редкой галькой. В обнажении на р. Джангода в верхней части глин появляются прослои мелкозернистого песка мощностью до 2 см. В глинах (мощностью 5,8 м) наблюдается большое количество раковин морских моллюсков (до 43 видов), представленных в основном аркто-бореальными, в меньшей степени — арктическими и бореальными видами. По данным С.Л. Троицкого, вверх по разрезу видовой и количественный состав фауны уменьшается, происходит обеднение биоценозов. В интервале высот от уреза воды 0—1 м количество экземпляров на 1 м^2 — 2400, в интервале 1—2 м — 2000; 3—4 м — 1200; 4—5 м — 800; 5—5,8 м — 640 экз. Фауна характеризует неглубокий (до 50 м) бассейн, береговая линия которого находилась около 70 м над современным уровнем моря.

Микрофауна из нижней части разрезов Чугунковских яров (обн. 4101, Т-26, 27, 33, 34) представлена 35 видами фораминифер. Численность их в образце — первые сотни экземпляров, видов до 10. Доминируют Retroelphidium hialinum Brodn., Elphidium subclavatum Gud[1]. Protelphidium orbiculare (Brady), Pr. asterotuberculatum (Voorth). Из бореальных и аркто-бореальных видов присутствуют Retroelphidium boreale Nuzhdina, R. hialinum Gud., Protelphidium parvum Gud., Pr. asterotuberculatum (Voorth), Buccella troitzkyi Gud., Cribrononion insertus (Williamson). Встречен лузитанский вид Elphidium excavatum (Terquem). В комплексе преобладают в основном представители нонионид и эльфидиид. Присутствуют представители дискорбид: букцеллы и дискорбисы. Небольшое содержание кассидулинид и исландиеллид свидетельствует о неглубоком опресненном бассейне. Тепловодные формы составляют 69%, на остальные 31% приходятся арктические и бореально-арктические. Комплекс в целом аркто-бореальный, он характеризует глубины верхней сублиторали (до 50 м), воды несколько пониженной солености (30—32%), низкие положительные придонные температуры [Гудина, 1969, 1974].

Верхняя часть разреза морских осадков Чугунковских яров существенно отличается от нижней и отделена от нее гравийно-галечным прослоем (мощностью в одну гальку), по нашему мнению свидетельствующим о внутриформационном размыве. В обн. 4101 из морских моллюсков в верхней толще присутствует только вид Portlandia arctica (Gray), количество створок которого уменьшается вверх по разрезу. Изменяется и комплекс микрофауны в разрезах Т-26, 27, 33, 34: количество видов уменьшается до 12, исчезают стеногалинные формы исландиеллид и кассидулинид. Комплекс представлен в основном эльфидиидами: Retroelphidium hialinum Brondiewicz, Elphidium subclavatum Gud., Cribroelphidium goesi Stchedrina, Elphidiella groenlandica (Gushman), Protelphidium orbiculare (Brady) и нонионидами; арктический вид Elphidiella groenlandica присутствует в значительном количестве. В целом комплекс бореально-арктический. Исчезновение стеногалинных форм, уменьшение количества видов фораминифер, а также изменение зоогеографической структуры комплекса указывают на некоторое похолодание. Об этом же говорит и исчезновение комплекса фауны, характерного для нижних слоев, а также развитие колоний Portlandia arctica (Gray).

Разрез нижней части Чугунковских яров С.Л. Троицкий и В.И. Гудина в 1969 г.

[1] В некоторых местонахождениях он переопределен как Retroelphidium propingleum Gud. [Гудина и др., 1979] и считается руководящей формой казанцевского комплекса.

[Гудина, 1969] выделили как один из стратотипических разрезов с казанцевским комплексом микрофауны. Комплекс микрофауны из верхней толщи Чугунковских яров был назван "дюрюсским" и отнесен к позднесартанскому времени. По мнению В.И. Гудиной, прослой гравийно-галечных отложений мощностью в одну гальку свидетельствует о значительном размыве, уничтожившем отложения нижнезырянского оледенения.

Как представляется геологам объединения "Аэрогеология", проводившим здесь аэрофотогеологическую съемку (М.С. Долотов, А.И. Спиркин и др.), а также авторам монографии, разрез отложений Чугунковских яров можно рассматривать как единую одновозрастную толщу с внутриформационным размывом, накопившуюся в постепенно мелеющем и опресняющемся лагунном бассейне. Об этом говорит постепенное закономерное уменьшение видового и количественного состава фауны моллюсков, начиная от уреза воды и выше. В интервале 5,8—14 м остаются только раковины Portlandia arctica (Gray), тенденция уменьшения количества створок которого также сохраняется вверх по разрезу.

В комплексе микрофауны верхней морской части разреза также прослеживается унаследованность от нижней: исчезают бореальные и аркто-бореальные виды, а также кассидулины и исландиеллиды, что свидетельствует о похолодании и опреснении.

В водной флоре в Чугунковских ярах (обн. 4101, рис. 32) 205 видов диатомей, из них 29 морских и 12 солоноватоводных и пресноводных галофильных видов, причем снизу вверх в интервале высот 0—5,8 м содержание морских диатомовых водорослей падает от 37,8% до 0, солоноватоводных — от 26—20 до 12,4%, а пресноводных увеличивается от 35 до 58—70%. Сопоставление этих данных с данными распределения фауны моллюсков и микрофауны свидетельствует об обеднении морского биоценоза по разрезу.

Таким образом, сумма палеоботанических и палеофаунистических данных свидетельствует о постепенном обмелении и опреснении морского бассейна с одновременным похолоданием, постепенный переход морских отложений в континентальную озерную песчаноалевритовую толщу с прослоями растительного детрита, по которому определена радиоуглеродная дата 37 000 ± 1000 л.н. (СО АН-834), дает основание предполагать, что возраст морской толщи раннекаргинский.

В спорово-пыльцевых спектрах обн. 4101 преобладает пыльца древесных пород (40—50%) и спор (30—40%). В группе древесной пыльцы господствуют Picea (20—40%) и Betula (20—50%), принадлежащая в основном кустарниковой форме. Среди трав преобладает пыльца осок (30—40%) и полыни (25—30%). Из спор господствует Bryales (30—60%) и Polypodiaceae (20—40%) (определение Е.С. Малясовой, НИИГ ЛГУ).

Спорово-пыльцевые спектры могут свидетельствовать о более теплой климатической обстановке времени осадконакопления, чем современная. Аналогичные палеофлористические характеристики получены из морских раннекаргинских отложений на р. Джангода.

Комплекс диатомей по р. Джангода (обн. 4172) беднее комплекса Чугунковских яров. Здесь 82 вид диатомей, из которых морские составляют 17, солоноватоводные и эвригалинные — 12 и пресноводные — 53. Карпологическим анализом в толще глин обнаружены остатки Picea sp. (cf. P. obovata), Larix sp., Betula sec. Albae, B. sec. Nanae, Alnaster, Bryales, Sphagnum sp. sp.?, Carex sp. sp., Ranunculus hyperboreus.

Интересную характеристику морских слоев дает разрез 4141 на р. Кыстыхтах (бассейн р. Дудыпта), литологически сходный с двумя предыдущими. В диатомовом комплексе 227 видов, среди которых 25 морских и 16 солоноватоводных. Фауна морских моллюсков в нижней части отложений представлена в основном видами Macoma balthica (Linné) и Mytilus edulis Linne и отражает условия существования более мелководного бассейна, чем фауна Чугунковских яров. В верхней части морских отложений присутствует только Portlandia arctica (Gray). В обн. 4141 морские глины также постепенно переходят в пачку континентальных озерных отложений с растительным детритом, по которому определена радиоуглеродная дата 36 420 ± 700 л.н. (СО АН-1075).

Как в обн. 4172 на р. Джангода, так и в обн. 4141 на р. Кыстыхтах каргинские отложения перекрыты моренным суглинком с валунами и озерными отложениями сартанского возраста.

Интересно отметить, что в разрезах по р. Буро (приток р. Джангода) наблюдаются пески с фауной Macoma balthica (Linné) и Mytilus edulis Linné, залегающие на валунных суглинках зырянской морены на абсолютных отметках 60—70 м. Они, по-видимому, являются прибрежными фациями раннекаргинского морского бассейна,

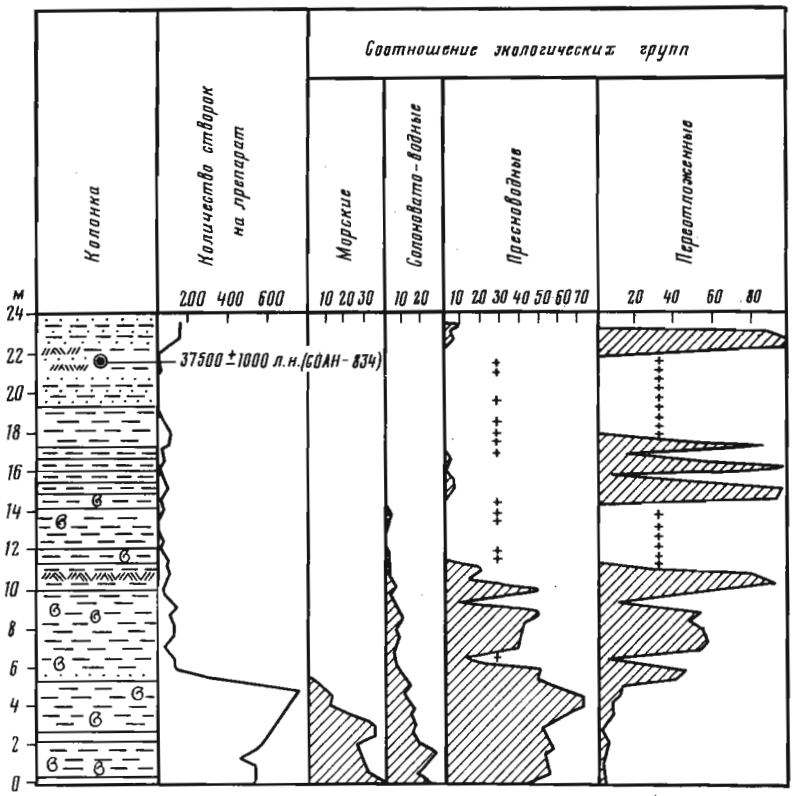


Рис. 32. Распределение диатомей по экологическим группам в каргинских отложениях Чугунковских яров (обн. 4101). Составила Г.И. Вишневская

более глубоководные отложения которого представлены в нижних частях разреза Чугунковских яров и на р. Джангода.

Позднекаргинские морские отложения наиболее полно изучены в пределах Северо-Сибирской низменности в верхнем и среднем течении р. Большая Балахня.

В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений... они выделены как верхнебалахнинские слои. Они выполняют замкнутую гляциодепрессию. Вскрываются эти отложения в основании речных и озерных террас, а также ледниковых гряд сартанского времени и перекрыты аллювиальными и озерными осадками.

Наиболее представительный разрез позднекаргинских морских отложений изучен в обн. А-47 на левом берегу р. Большая Балахня, в ее среднем течении, южнее оз. Долгое. Здесь, в основании озерной сартанской поверхности с абсолютными отметками 60 м, под толщей озерных отложений, снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Пачка глин с прослоями (1—2 мм) тонкозернистых песков, переходящих выше по разрезу в ритмично чередующиеся глины и алевриты. В основании разреза (0,5 м от уреза) присутствует фауна морских моллюсков, в которой наряду с арктическими и аркто-бореальными видами Portlandia arctica (Gray) Astarte montagui montagui (Dillwyn), A. borealis borealis (Schumacher) Musculus niger (Gray), Lyonsia arenosa (Moller) и др. встречена бореальная Macoma balthica (Linné). Видовой состав фауны позволяет предполагать глубину бассейна порядка 50 м. В этих слоях собран также сильно обедненный комплекс микрофауны, который содержит 11 видов (табл. 6). По своей зоогеографической природе комплекс аркто-бореальный. Доминируют эльфидииды: Protelphidium orbiculare (Brady), Pr. asterotuberculatum (Voorth), Retroelphidium ex. gr. boreale Nuzhdina, Protelphidium parvum Gud., Elphidiella groenlandocum (Cushman), кроме того, в значительном количестве присутствует Buccella ex gr. troitzkyi Gud., как акцессорные встречаются нонионииды, милиолиды (см. табл. 6). Стеногалинные формы исландиеллид и кассидулинид отсутствуют, комплекс в целом характеризует глубину бассейна в пределах 40—50 м и низкие положительные придонные температуры. В нижней части разреза найдены сингенетичные конкреции "геннойше" [Рентгартен, Бродская, 1976]. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца кустарников с примесью ели (от 4 до 12%), сосны, березы, единична пихта, причем

Мощность

содержание древесных снизу вверх в общей сумме с кустарниками увеличивается от 24 до 56% . . . . . 8,5—10

2. Пески мелкозернистые светло-палевые, волнисто-косослоистые, послойно насыщенные растительным детритом. В комплексе морских моллюсков присутствуют Portlandia arctica (Gray), Astarte borealis (Chemn.), A. borealis borealis (Schumacher), A. montagui montagui (Dillwyn), Hiatella arctica (Linne) и др., доминирует Mytilus edulis Linne, наряду с которыми присутствует и Macoma balthica (Linne), характеризующая некоторое обмеление бассейна, о чем свидетельствует и литологическая смена пород. Из фораминифер в этих слоях остается всего один вид — Protelphidium orbiculare (Brady), легко переносящий изменения как температуры, так и глубин. По детриту получена радиоуглеродная дата 29700 ± 1000 л.н. (ГИН-963).

3. Пачка глин темно-серых с прослоями алевритов. Мелководная фауна: Macoma balthica (Linne), Mytilis edulis Linne, Portlandia arctica (Gray), Portlandia arctica siliqua (Reeve) (А-47, см. табл. 5, I) — свидетельствует о существовании неглубокого опресненного бассейна со средними глубинами верхней сублиторали.

Комплекс фораминифер из этой пачки содержит 18 видов, среди которых доминируют аркто-бореальные: Retroelphidium hiallinum Brodn. и Protelphidium parvum Gudina. Кроме того, единично присутствуют эльфидииды: Protelphidium orbiculare (Brady), Cribroelphidium goesi (Stshedrina), Elphidiella groenlandica (Cushman), дискорбиды: Buccela frigida (Cushman), Buccella ex gr. troitzkyi Gud., нониониды, милиолиды, из полиморфинид — глобулины: Globulina glacialis Cushman et Ozawa и G. inaequalis. Reuss — лузитанский вид, проникший из Атлантики. Комплекс в целом аркто-бореальный; в нем преобладают тепловодные виды. Он характеризует глубины в пределах 50 м, несколько пониженную соленость и положительные придонные температуры.

В верхней части этой пачки микрофауна исчезает (см. табл. 6), но появляются "геннойше" (на глубине 4,5 м от бровки), которые указывают на морской генезис осадков . . . . . 6,5—7,0

4. Пески коричневато-серые, алевритистые, не содержащие органических остатков, с сингенетичными ледяными клиньями сартанского времени 4,0

Таблица 6

Распределение микрофауны по разрезу А-47*

Вид	Верхняя пачка глин					
	57	58	59	60	61	
Cribrononion insertus (Williamson)						
Buccella ex. gr. troitzkyi Gud.						
Protelphidium orbiculare (Brady)	1		1	1		
Elphidiella groenlandica (Cushman)				1		
Quinqueloculina longa Gudina	1		1	1		
Q. deplanata Gudina						
Protelphidium asterotuberculatum (Voorth.)						
Retroelphidium ex. gr. boreale Nuzhdina						
Nonion depressulus (Walter et Jacob)						
Pseudopolymorphina novanglia (Cushman)						
Elphidiella groenlandica (Cushman)						
Protelphidium parvum Gud.	3	4	5	5	2	
Retroelphidium hyalinum Brodniewicz	3	4	4	5	3	
Cribrononion obscurus Gud.					1	
C. incertus (Williamson)				1	1	
Quinqueloculina sp.					1	
Asterigerinata pulchella (Parker)					1	
Globulina glacialis Cushman et Ozawa				1		
Buccella troitzkyi Gud.	1				1	
Cribroelphidium subarkticum (Cushman)				1		
Buccella frigida (Cushman)			1			
Planocassidulina norcrossi (Cushman)		1				
Cribroelphidium sp.		1				
Acarinina umbilicata Gud.		1				
Globigerina bulloides d'Orb.		1				
Cribroelphidium goesi goesi (Stscnedrina)	1					
Gordiospira arctica Cushman	1					
Globulina inaequalis Reuss	1					
Lagena sp.	1					
Число видов	9	6	6	11	6	
Количество экземпляров	88	320	224	435	85	

*1 — 1—10 экз.; 2 — 10—20 экз.; 3 — 30—50 экз.; 4 — 60—100 экз.; 5 — 100—200 экз.

Сравнивая нижний и верхний комплексы фораминифер обн. А-47, можно сказать, что формирование последнего происходило в более теплых условиях, нежели первого, так как доминирующую роль играют аркто-бореальные виды, в то время как в первом — бореальные наряду с арктическими. Кроме того, в верхнем комплексе увеличивается общее количество видов и появляется лузитанский вид. Таким образом, в разрезе наблюдается переход от похолодания к потеплению с обмелением бассейна к концу похолодания. Радиоуглеродная дата из слоя 2 дает возможность отнести толщу разреза А-47 к концу конощельского похолодания и липовско-новоселовскому потеплению [Кинд, 1974]. "Геннойше" в низах и верхах разреза фиксируют существование однородных климатических условий при переходе от конощельского похолодания к липовско-новоселовскому потеплению и от последнего — к сартанскому оледенению.

Морские каргинские отложения в среднем течении р. Большая Балахня прослеживаются еще в целой серии разрезов, радиоуглеродные даты из них колеблются в интервале 33 000—26 000 л.н. (см. рис. 29).

Несколько ниже по течению, в обн. А-50, обнаружен небогатый комплекс микрофауны, сходный с комплексом обн. А-47, содержащий, в основном эльфидииды и нонионид и отражающий условия мелководного опресненного бассейна. Интересно отметить, что на границе морских позднекаргинских отложений и озерных сартанских в ряде обнажений (А-50, 53, 55, 64) собраны остатки фауны млекопитающих, представленные Mammuthus primigenius (Blum) позднего типа (мелкая форма), Rangifer tarandus L., Equus caballus sub sp., Bison sp., характерной для верхнепалеолитического комплекса позднего типа. По костному веществу бивня мамонта из обн. А-50 получена радиоуглеродная дата 26 700 ± 700 л.н. (ГИН-1216). По-видимому, это свидетельствует об отступании береговой линии морского позднекаргинского бассейна к этому времени значительно севернее р. Большая Балахня.

Пески								Нижняя пачка глин			
62	63	64	65	66	68	69	70	71	72	73
										1
						3	1	3	1	
3		1	1		2	3	3		1	
						1	1	2		
								1		
								1		
				1		3		1		
							1	1		
							1			
							1			
						1				
	1			1						1
1										
1										
1	1	1	1	2	1	5	6	6	2	2
32	3	4	1	3	16	108	54	78	8	4

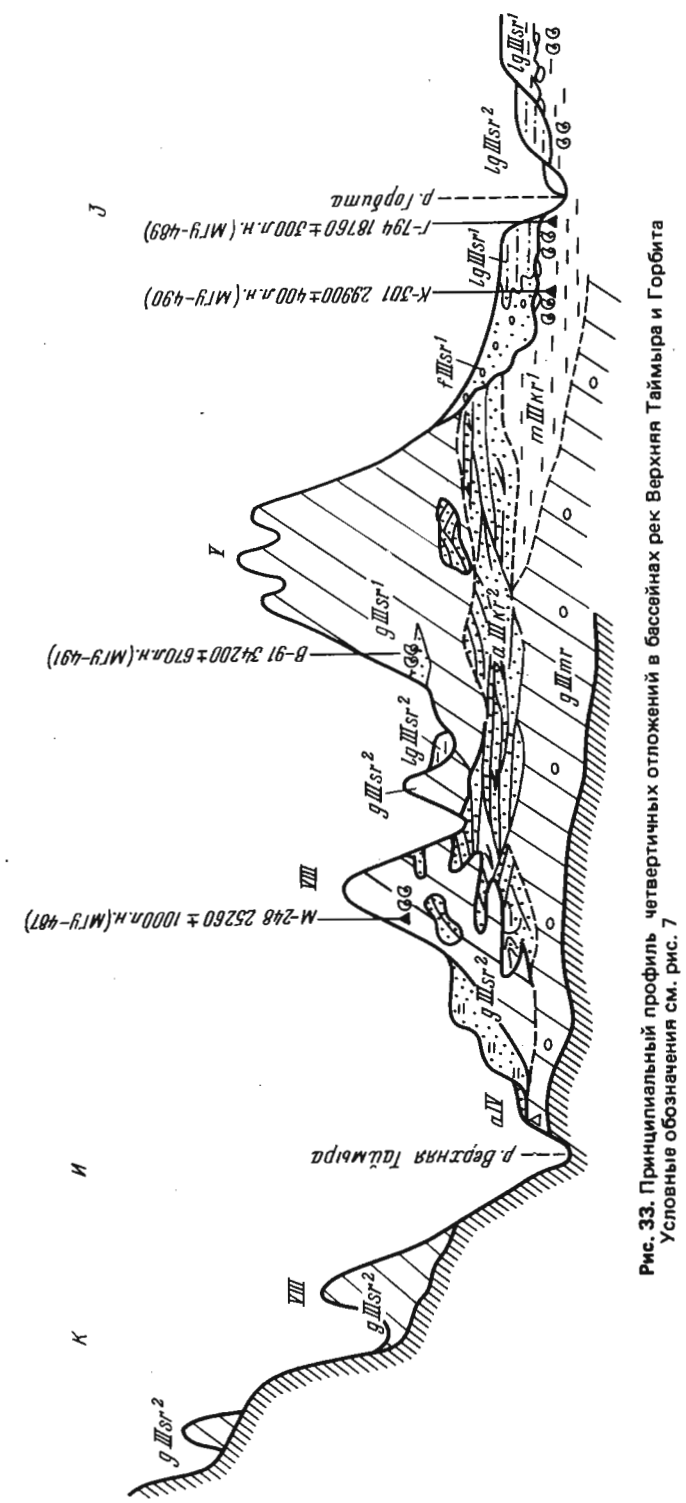


Рис. 33. Принципиальный профиль четвертичных отложений в бассейнах рек Верхняя Таймыра и Горбита
Условные обозначения см. рис. 7

Морские каргинские отложения широко развиты также в бассейне р. Горбита и нижнего течения р. Логата. Они вскрываются в основании озерных сартанских уровней и голоценовых террас гляциодепрессий. Отсутствие достаточно надежных возрастных определений в этом районе не позволяет отнести эти отложения к раннеили позднекаргинскому времени, поэтому они рассматриваются как нерасчлененные. Кровля морских осадков располагается на отметках 30—35 м, подошва в центральных частях гляциодепрессий не вскрыта, в прибортовых частях достигает 50—55 м. Осадки представлены как прибрежными фациями песков, так и более глубоководными песчано-алеврито-глинистыми отложениями с раковинами моллюсков, иногда с единичными валунами и галькой (рис. 33).

На правом берегу р. Горбита, в 8 км к югу от устья р. Синеда-Тари (обн. Г-794), вскрыта песчано-глинисто-алевритовая толща с фауной морских моллюсков мощностью 6,2 м. В районе устья р. Большая Волчья (обн. Б-36) морские осадки представлены пачкой серых с синеватым оттенком алевритистых глин, также с раковинами моллюсков, редкими гальками и валунами.

В верховьях р. Тенгкен (бассейн р. Луктах) морские каргинские осадки залегают в цоколе озерного сартанского уровня с абс. отметками 90 м и представлены прибрежно-морскими фациями. В обн. Г-811, под водно-ледниковыми песками с галькой и валунами, залегают:

	Мощность, м
1. Пески светло-серые, мелко-тонкозернистые, горизонтально- и волнистослоистые, с редкой галькой и створками морских моллюсков	4,2
2. Пески буро-коричневые, тонкозернистые с пятнами и прослоями глинистого песка с горизонтальной или пологоволнистой слоистостью с нечеткими размазанными контактами. По всему слою рассеяны створки раковин морских моллюсков . . . В слоях 1—2 определены следующие виды морских моллюсков: Macoma balthica (Linne), Acribia islandica (Gmelin), Mya truncata truncata Linne, M. pseudoarenaria Schumacher, Hiatella arctica (Linne), Macoma calcarea (Gmelin), Serripes groenlandicus (Brugniere), Astarte borealis placenta Morch, A. montagui striata (Leach), Buccinum groenlandicus Chemn., Clinocardium ciliatum (Fabricius). С неровным контактом слои 1—2 залегают на сл. 3.	1,3
3. Суглинки темно-серые с галькой и валунами — муруктинская морена	2,1

В разрезах в бассейне р. Большая Волчья (обн. Б-253, Д-265; Д-217), кроме упомянутых выше моллюсков, встречены: Mytilus edulis Linné, Astarte borealis borealis (Schumacher), Natica clausa Broderip et Soverby, Cyrtodaria curriana Dunker.

В бассейне р. Логата и ее притока р. Кантуда-Тари (обн. Н-164, Г-418, Г-494, Г-587) морские каргинские отложения представлены алевритами и глинами с прослоями песков, с фауной морских моллюсков, с галькой и валунами. Алевриты и глины вверх по разрезу сменяются более грубыми песчаными фациями, что указывает на обмеление бассейна. По левым (обн. Г-418) и правым (обн. 494) притокам р. Логата максимальные абсолютные отметки морских отложений 70—80 м.

В бассейнах рек Горбита и Логата по раковинам морских моллюсков из глин получены радиоуглеродные даты 29 900 ± 450 л.н. (обн. К-301) (МГУ-49) и 29 700 ± ± 1000 л.н. (обн. Г-494; МГУ-494).

Если проанализировать списочный видовой состав морских моллюсков по мере продвижения с востока на запад по Северо-Сибирской низменности, то можно отметить следующую закономерность. На востоке, в бассейне р. Большая Балахня, количество видов в комплексе невелико и достигает 15—17 (см. табл. 5). При этом, если в нижнем течении р. Большая Балахня к наиболее часто встречающимся видам относятся Macoma balthica (Linne), Mytilus edulis Linne, Portlandia arctica (Gray), характеризующие мелководную лагуну, а также Astarte montagui montagui (Dillw.) и повсеместно встречающаяся Hiatella arctica (Linne), то в верхнем течении р. Большая Балахня увеличивается встречаемость форм, обитающих на бо́льших глубинах верхов верхней сублиторали (60—70 м): Astarte borealis placente Mörch, A. borealis (Schumacher), A. borealis borealis (Schumacher). В бассейнах рек Верхняя Таймыра и Логата количество видов увеличивается до 52. При этом в среднем течении р. Логата добавляются такие новые виды, как Clinocardium ciliatum (Fabricius), Cyrtodaria kurriana Dunker, Buccinum toteni Stims, Natica clausa Broderip et Sowerby, Euspira pallidus Broderip et Sowerby, Venericardia crebricostata Crause. Еще западнее, в нижнем течении р. Логата, прибавляются не встреченные в каргинских отложениях на востоке Северо-Сибирской низменности виды: Astarte montagui striata Leach, A. alaskensis Dall., A. compressa Linne, Diaphana globosa Lowen, Mya pseudoarenaria Schlesch, Crenella decussata (Montagui), Neptunea communis (Middendorf), N. borealis Philippi, Nuculana pernula Müller, Tachirhinchus erasus (Gontho-

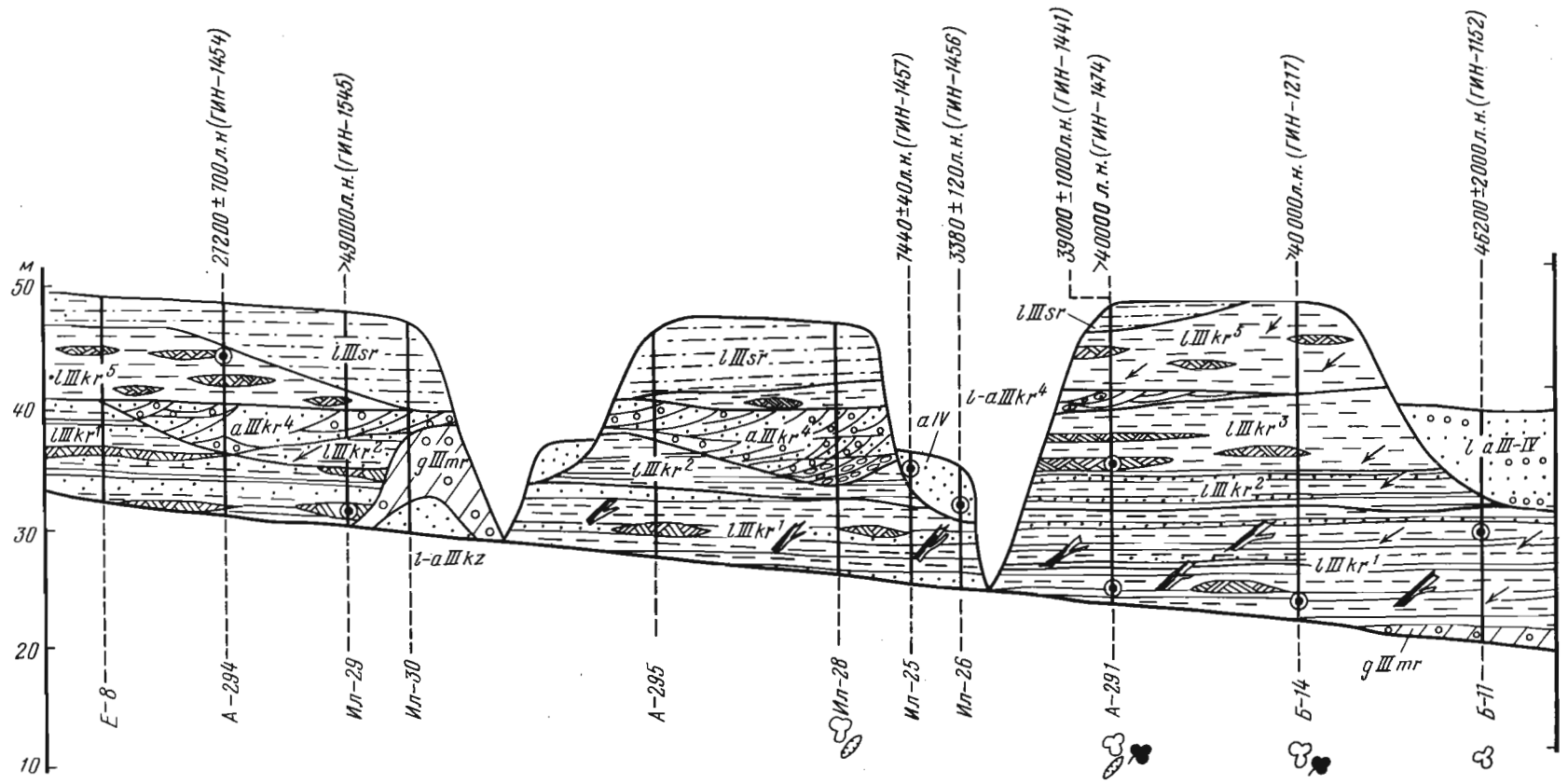


Рис. 34. Принципиальный геологический профиль р. Б. Баты-Сала
Условные обозначения см. рис. 7

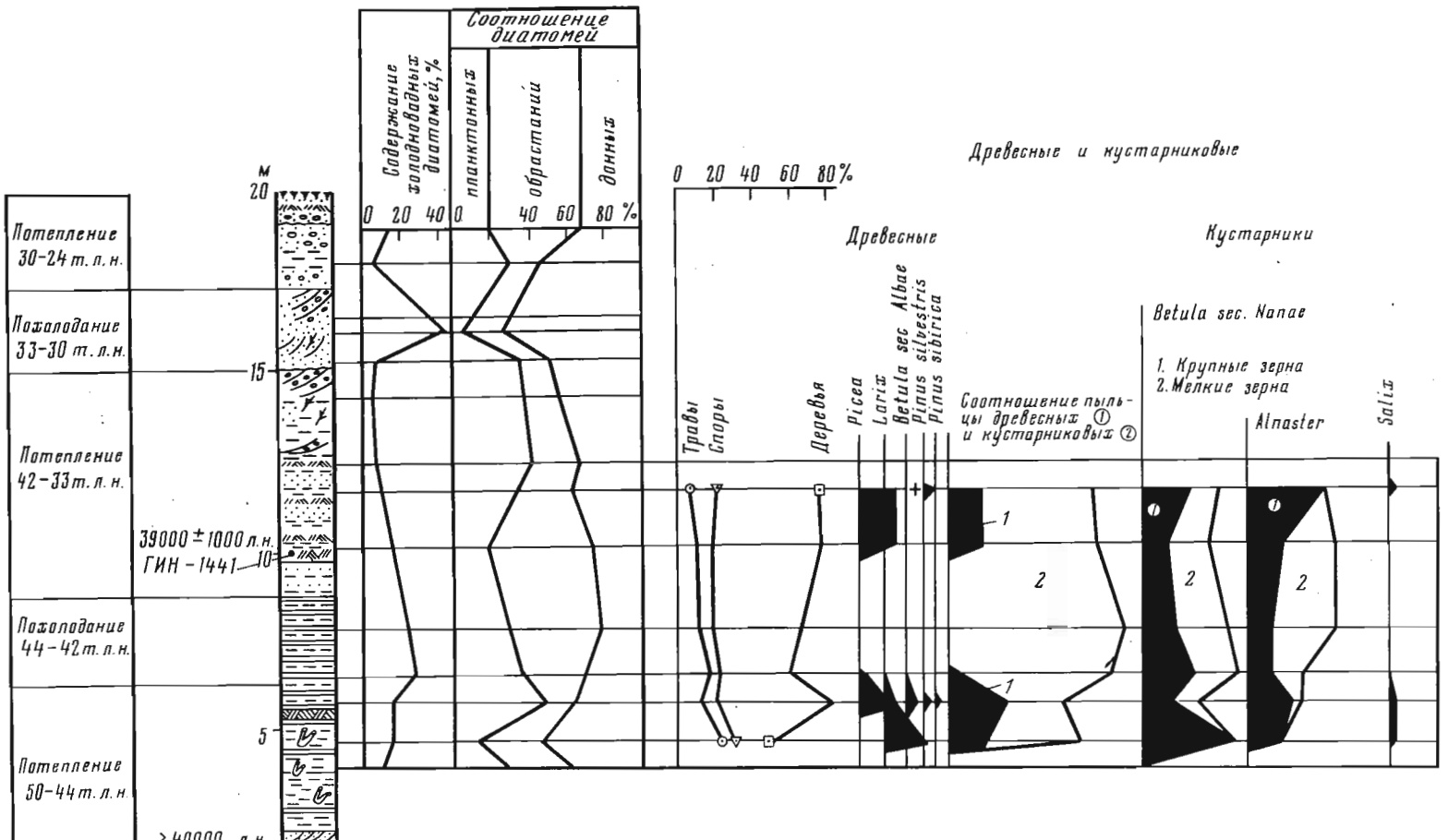


Рис. 35. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских озерно-речных отложений и распределение диатомей по экологическим группам, обн. А-291 на р. Б. Баты-Сала. Составили М.В. Никольская и М.Н. Черкасова
Условные обозначения к колонке см. рис. 7

ny), Serripes groenlandicus (Brugniere), Trohotrophis borealis Broderip et Sowerby, Buccinum polare Gray, Yoldiella lenticulare (Möller), Plicifusus cröyeri (Möller).

Еще западнее, в сторону открытого моря, в бассейнах рек Горбита и Волчья, видовой состав фауны моллюсков еще богаче. Появляются такие формы, как относительно глубоководная Bathyarca glacialis (Gray), Yoldia hiperborea (Loven), Admeta viridula (Fabricus), Amauropsis islandica Gmelin, впервые появляются балянусы; Balanus balanus Linne, Margaritus cinereus (Conthony), Nucula tenius (Montagui), Neptunea despecta Montagui, Buccinum undatum Linne, Cyprina islandica Linné и другие виды (см. табл. 5).

В бассейне р. Луктах, по его притокам Тэнгкэн-Тас, Дямадыля, а также по р. Онгуохтах-Юрэх, притоку р. Янгода, в видовом составе появляются еще 33 вида. Увеличивается видовое разнообразие балянусов, букцинумов, астарт, нептуней (см. табл. 5). Обилие балянусов указывает на сильное придонное течение. Общее число видов в этом бассейне достигает 80—85. На водоразделе рек Агапа и Пура видовой состав фауны незначительно шире, чем в бассейнах рек Луктах и Янгода.

Таким образом, с востока на запад видовой состав фауны моллюсков становится более разнообразным, что, по-видимому, связано с некоторым углублением бассейна и его приближением к открытому морю.

Континентальные каргинские отложения в Северо-Сибирской низменности представлены озерно-речными и озерными фациями. В центральной части депрессии, не заливавшейся морем, формирование каргинских отложений происходило преимущественно в замкнутых котловинах (бассейны рек Захарова Рассоха и Большая Баты-Сала, в верховьях рек Малая Балахня, Массонов, Боганида, Хета, Малая Романиха и др.). Каргинские озерные отложения, как правило, выполняют гляциодепрессии и приурочены к озерным террасам, расположенным на абсолютных отметках 50—60 м. Иногда они перекрыты сартанскими озерными отложениями.

Наиболее представительный разрез озерно-речных каргинских отложений, формирующих поверхность с абс. высотой 50 м, изучен на р. Большая Баты-Сала (рис. 34). В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений... эта пачка выделяется под названием "батысалинской", формировавшейся на протяжении всего каргинского времени. Здесь, в основании разреза на морене зырянского оледенения (обн. Б-11), залегает озерно-аллювиальная толща, представленная чередованием темно-серых алевритов и светлых песков, мелко- и среднезернистых, косо- и волнистослоистых. Мощность толщи достигает 10 м. Порода насыщена остатками растительного детрита в виде палочек, веточек, листьев и мелкой трухи. В этих же слоях, в обн. 291, обнаружена богатая диатомовая флора (от 100 до 29 таксонов; рис. 35). Флора характерна для пресных озер. Планктонная группа представлена родами Cyclotella, Stephanodiscus, Tabellaria, содержание ее колеблется от 7 до 58%, что, по-видимому, связано с фациями отложений или с колебаниями уровня бассейна.

В составе бентоса значительную роль (до 50%) играют эпифиты: Diatonia, Fragillaria, Ceratoneis, Achnanthes, Cymbella, Gomphonema, Synedra, Eunotia, Cocconeis, Epithenia, что свидетельствует о значительных площадях мелководий, занятых макрофитами. Донные диатомеи присутствуют в меньшем количестве (до 19%) и представлены Diploneis, Stauroneis, Navicula, Pinnularia. О проточном режиме ископаемого озера свидетельствуют реофилы (14—25%): Cyclotella meneghiniata, Meridion cinulare, Ceratoneis arcus и др. По системе галобности и отношению pH среды соотношения групп диатомей указывает на низкую минерализацию и слабощелочную реакцию. Господствуют космополиты и бореальные виды. Холодноводных 4,5—12%.

В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений (обн. А-291, Ил-28, Б-11, 14; рис. 36—38) доминирует пыльца древесных и кустарниковых пород, составляя в сумме от 60 до 90%. Кустарники в целом преобладают над древесными и представлены Betula sec. Nanae и Alnaster. Древесные от общей суммы с кустарниковыми не превышают 40%. Содержание пыльцы ели достигает 20—30%, незначительна примесь пыльцы сосны, лиственницы, березы, единична пыльца кедра. На втором месте споры папоротников, плаунов таежных и тундровых видов, мхов. Травы немногочисленны и представлены осоками, злаками, лебедовыми, полынью.

Из этих отложений получены радиоуглеродные даты по древесине, не несущей следов переотложения. Две даты — запредельные (обн. А-291, Б-14) > 40 000 л.н. (ГИН-1217, 1474) и одна конечная (обн. Б-11) — 46 200 ± 2000 л.н. (ГИН-1152), (см. рис. 34).

В обн. Б-11 из слоя с датированной древесиной Е.П. Метельцевой определены чешуйки, листья и семена: Alnaster fruticosa Rupr. Betula exilis Sukacz., Betula sec. Nanae, листья Salix arctica Pall., S. hastata L., S. reptans Rupr., S. reticulata L., Dryas cf. intergrifolia C.A.M., Arctous alpina (L.) Niedenzu, Carex sp., Compositae,

Heleocharis sp., Hippurus vulgaris L., Ledum palustre L., Lepidium sp., Menyanthes trifoliata L., Myriophillum spicatum L., Polygonum viviparum L., Potamogeton natans (L.), P. vaginatus Furcz., Potentilla sp., Rubus saxatilis L., Rumex acetosa L., R. crispus L., Sparganium sp., неопределимая древесина.

Флора в основном представлена тундровыми видами, но с элементами таежной, не произрастающей в настоящее время в рассматриваемом районе: Menyanthes trifoliata (L.) — вахта, Potamogeton vaginatus Turcz. — рдест, Rumex acetosa L., Rumex crispus L.— щавели, Myriophillum spicatum L. — уруть.

На этих отложениях в обн. А-291 залегает ритмичнослоистая глинисто-алевритовая темно-серая с коричневым оттенком пачка; в верхней части ее появляются песчаные прослои. Она прослеживается также выше по течению р. Большая Баты-Сала, в обн. Ил-28 и А-295, а также в обн. Ил-29, где она представлена прибрежными фациями тонко- и мелкозернистых песков. Мощность пачки 4,0—4,5 м, отличительная особенность — отсутствие в ней органических остатков.

Анализ диатомовой флоры из этих отложений (обн. А-291) показал увеличение планктонных и донных видов в низах толщи с одновременным сокращением эпифитов, что, по-видимому, говорит об углублении бассейна; к верхам этой толщи количество планктонных видов сокращается, а эпифитов увеличивается, что, так же как и литология, указывает на обмеление бассейна. Количество холодноводных видов колеблется от 13 до 21%, что свидетельствует о более холодных условиях ее накопления по сравнению с лежащими ниже слоями.

Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений (обн. А-291, см. рис. 35) также указывают на похолодание: сначала содержание пыльцы ели сокращается до 10%, потом исчезает пыльца древесных и остается только пыльца кустарниковых.

На ритмичнослоистых глинисто-алевритовых породах в обн. А-291 согласно залегает пачка чередующихся алевритов и тонкозернистых серых песков (мощность прослоев 5—20 см). В верхней части мощность алевритовых прослоев увеличивается, и пачка сменяется алевритами с редкими прослоями и линзами песка. Такая смена литологии говорит о некотором углублении бассейна. Выше по течению р. Баты-Сала эти отложения фациально замещаются аллювиальными косослоистыми песками с гравием, с мощностью серий 50 см и наклоном слоев в них до 35°. Отличительная особенность этих отложений — насыщенность их намывным растительным детритом; в озерной толще (обн. А-291) большое количество прослоев торфа небольшой (до 10 см) мощности. Мощность всей пачки достигает 5,0—5,5 м.

Анализ диатомовой флоры из разреза А-291 также указывает на некоторое углубление бассейна от нижней пачки к средней; планктонные виды в ней составляют до 50%, а содержание эпифитов резко уменьшается; число холодолюбивых видов, содержание которых колеблется от 3 до 0%, резко сокращается.

В спорово-пыльцевых спектрах ель составляет 20%. В синхронных отложениях из обн. Б-14 в спорово-пыльцевых спектрах содержание ели достигает 40%, березы — 20%, присутствуют пихта, сосна, лиственница; среди кустарников увеличивается содержание Alnaster, более термофильного, чем березка.

В низах этой толщи из торфяного прослоя (обн. Б-14) выделены макроостатки, в основном тундровой флоры: Betula nana L., Alnaster sp., Comarum palustre L., Hippurus vulgaris L., Potentilla sp., Ranunculus hyperboreus Rottb., Fungi. Alnaster в настоящее время в долине р. Большая Баты-Сала не растет, граница его распространения находится южнее, в бассейнах рек Новая и Хатанга. Из этого же слоя в обн. А-29 получена радиоуглеродная дата 39 000 ± 1000 л.н. (ГИН-1441), соответствующая интервалу малохетского потепления. В обн. Ил-40 для синхронного этой толще торфа получена радиоуглеродная дата 35 100 ± 1000 л.н. (ГИН-1458).

Выше по разрезу с размывом залегают аллювиальные косослоистые пески, гравийники или галечники мощностью от 1,0 до 4,0 м (обн. А-291, Ил-28, Ил-40).

Диатомовая флора из этих отложений характеризует речные условия. В разрезе А-291 содержание планктонных видов сокращается до 10%, зато донных увеличивается до 60%; присутствуют реофилы и почвенные; в разрезе Ил-28 в старичной фации аллювия преобладают озерно-болотные виды (до 60%). В климатическом отношении флора характеризует обстановку похолодания, так как содержит от 30 (обн. Ил-28) до 43% (обн. А-291) холодноводных видов. По-видимому, формирование этой толщи относится ко времени конощельского похолодания.

Залегающая еще выше озерно-аллювиальная толща (обн. А-291, Б-14, Е-8, Ил-40) представлена песками с прослоями мелких гравийников, алевритов с линзами намывного детрита; слоистость горизонтальная, волнистая, иногда косая. Мощность этой пачки достигает 7,0 м. В разрезе А-291 в ней увеличивается содержание планктонных диатомовых водорослей, но содержание донных диатомей также значительно. Количество холодноводных форм резко сокращается. Это говорит об углублении

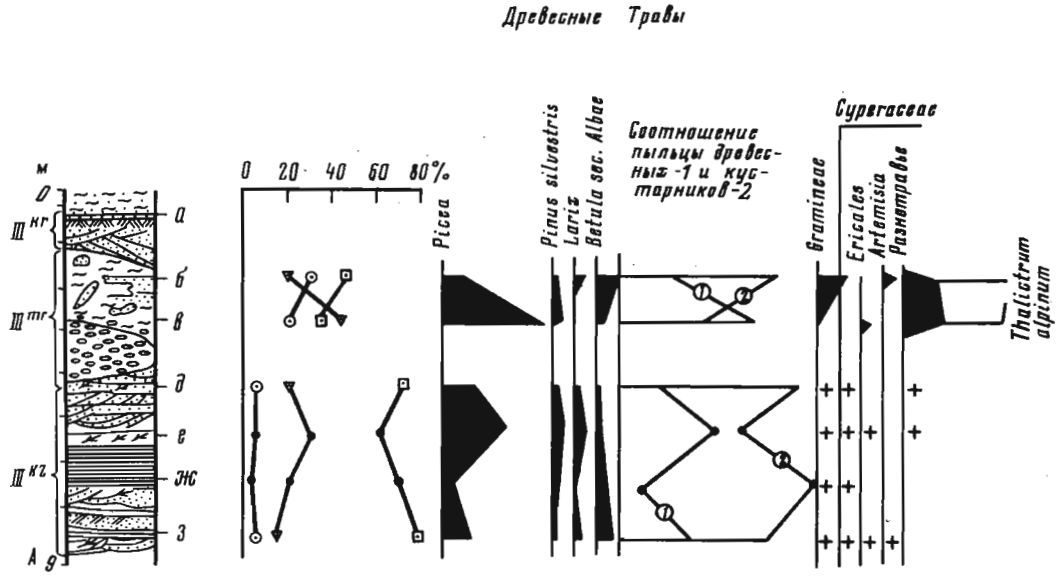
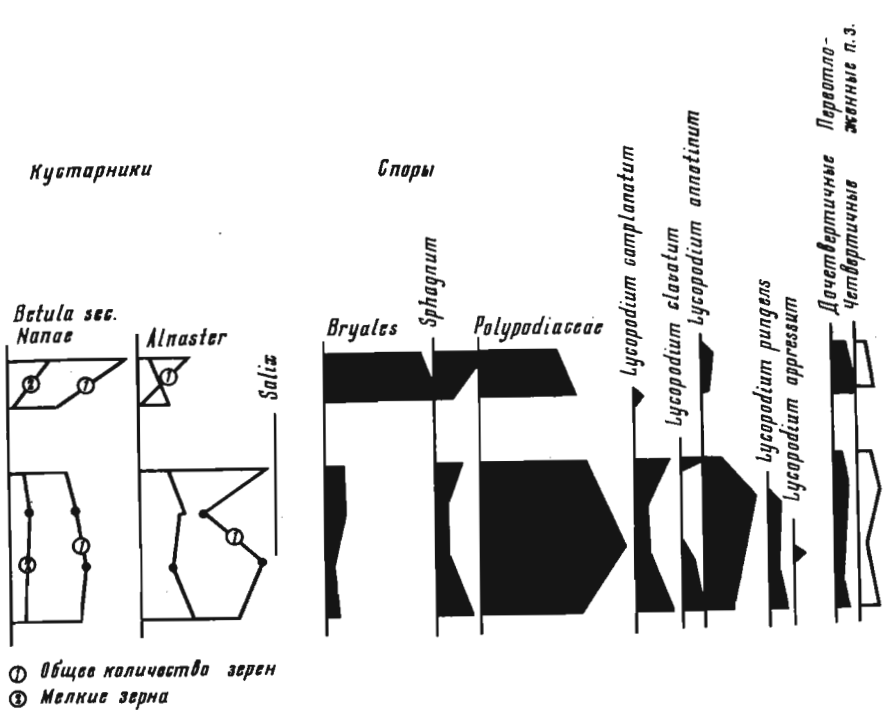


Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских озерно-речных отложений, обн. Ил-28. Составила М.В. Никольская

Условные обозначения к колонке см. рис. 7



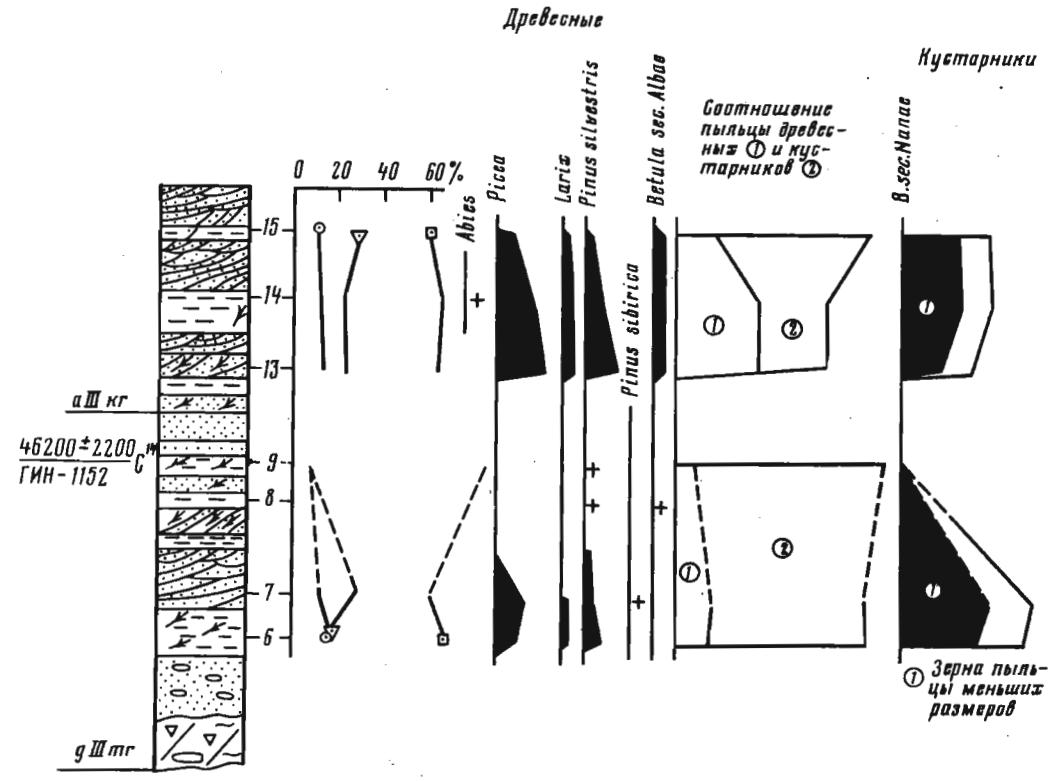
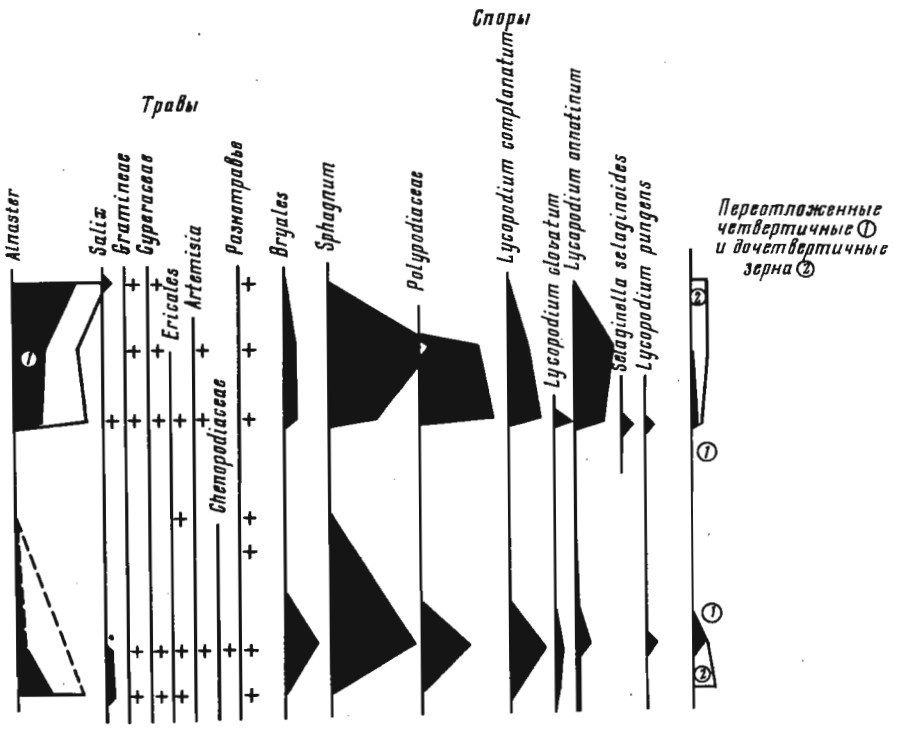
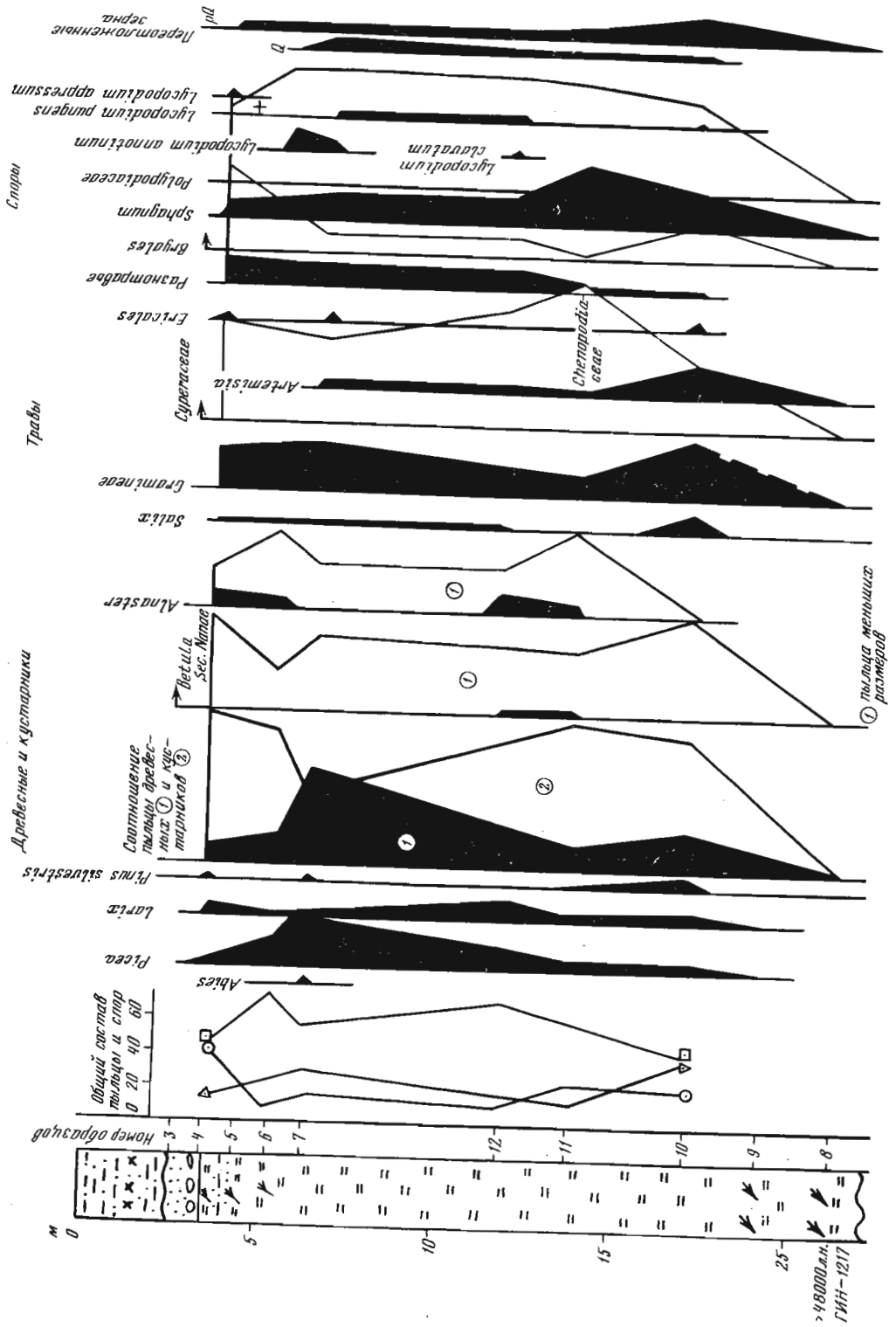


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских озерно-речных отложений, обн. Б-11. Составила М.В. Никольская

Условные обозначения к колонке см. рис. 7





бассейна и потеплении климата. В обн. Ил-40 из детрита этой пачки получена радиоуглеродная дата 27 200 ± 700 л.н. (ГИН-1454), характеризующая время липовско-новоселовского потепления.

Таким образом, в долине р. Большая Баты-Сала в каргинской озерно-аллювиальной толще выделяются три потепления и два похолодания, установленные для каргинского времени в других районах. С ними связаны, по-видимому, и колебания уровня озерного бассейна. Этот разрез можно рассматривать как своего рода стратотипический для каргинских отложений.

Отложения озерного бассейна, формировавшего батысалинскую толщу, вскрыты также в разрезах по рекам Захарова Рассоха (обн. Б-56) и Джеробуйодаху (обн. И-155). Они представлены здесь песчано-глинисто-алевритовыми разностями и залегают в основании озерного уровня с абсолютной отметкой 40–50 м. Из растительного детрита и древесины этих отложений получены радиоуглеродные даты 40 000 ± ± 1200 л.н. (ГИН-1221) и 35 800 ± 1000 л.н. (ГИН-1331).

Наиболее древние каргинские озерные отложения отмечаются также в долине р. Новая, в урочище Ары-Мас (обн. В-213). Здесь, в цоколе 12-метровой террасы, вскрываются глины темно-серые мощностью 6,0 м, залегающие на отложениях мела с базальным горизонтом галечников в основании. В глинах найдена пресноводная фауна. В урочище Ары-Мас время формирования каргинских отложений определено по трем датам от 46 до 23 тыс. л.н. Две из них получены по торфу и растительному детриту из обн. В-213 (X-4) – 23 200 ± 500 л.н. (ГИН-930), 24 500 ± 500 л.н. (ГИН-932), третья – по древесине из глин в основании II надпойменной террасы – 46 200 ± ± 2200 л.н. (ГИН-935 II).

Аналогичные глины вскрыты в 25 км к югу, в долине р. Улахан-Юрях (приток р. Хатанга), в основании II надпойменной террасы высотой 30–35 м относительно уреза р. Хатанга (обн. И-10). Они имеют мощность 2,0 м и с постепенным переходом сменяются горизонтальнослоистой песчано-алевритовой, а затем песчаной толщей общей мощностью 6,0 м. В глинах обн. И-10 обнаружены пресноводные моллюски: Valvata ssoreisis W. Dyb., V. aliana West, V. comfesa West, Ambsoda sibirica Martins, характеризующие, по заключению В.И. Курсаловой (МГУ), прибрежье озерного бассейна или мелководный участок реки. Диатомовая флора, обнаруженная в глине и песках, по разрезу насчитывает 32 таксона пресноводных, преимущественно тепловодных диатомей. Преобладают бентосные формы: Navicula, Pinnularia, Caloneis, Amphora и эпифиты Fragilaria, Achnanthes. Планктонные диатомеи малочисленны и представлены Melosira granulata (Ehr.) Ralfs, Cyclotella ocellata Pant. и Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kutz. Подобный состав диатомовой флоры свидетельствует о формировании осадков в условиях неглубокого олиготрофного (бедного питательными веществами) слабо минерализованного озера в довольно теплой климатической обстановке (присутствуют только две холодноводные формы).

Спорово-пыльцевые спектры из озерной толщи в обн. В-213 и И-10 идентичны и характеризуются абсолютным преобладанием пыльцы древесной и кустарниковой растительности, в сумме которых древесные достигают 20%, а ель составляет в них до 15% (рис. 39).

Из глин обн. И-10 по древесине получена радиоуглеродная дата 43 800 ± 1000 л.н. (ГИН-1154).

Озерные раннекаргинские отложения выполняют замкнутую котловину в нижнем течении р. Малая Балахня, в 4,5 км выше устья р. Мосун (обн. XX-16), образовавшуюся, по-видимому, в результате вытаивания глыбы льда. Они слагали здесь террасу с абсолютными отметками поверхности 50 м. Представлены эти отложения горизонтально- и волнистослоистыми серыми песками и алевритами с растительным детритом (рис. 40), вскрытая мощность которых 18 м. Возраст этих отложений по растительному детриту 42 800 ± 1000 л.н. (ГИН-941).

В бассейне верхнего течения р. Большая Балахня в замкнутой гляциодепрессии каргинские озерные отложения наблюдаются в цоколе озерной сартанской террасы с абсолютными отметками 60–80 м. В обн. А-14 они представлены песками с линзами торфа мощностью 10–15 см, залегающими на морских каргинских глинах и перекрытых озерными сартанскими и голоценовыми осадками. Радиоуглеродный возраст этих песков 39 900 ± 1500 л.н. (ГИН-784). В песках наблюдаются псевдоморфозы по эпигенетическим ледяным клиньям. В прослое торфа встречена хвоя Picea obovata L., семена Alnaster fruticosa Rupr., Alnaster sp., чешуйки Betula humi-

Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских озерно-речных отложений, обн. Б-14. Составила М.В. Никольская

Условные обозначения к колонке см. рис. 7

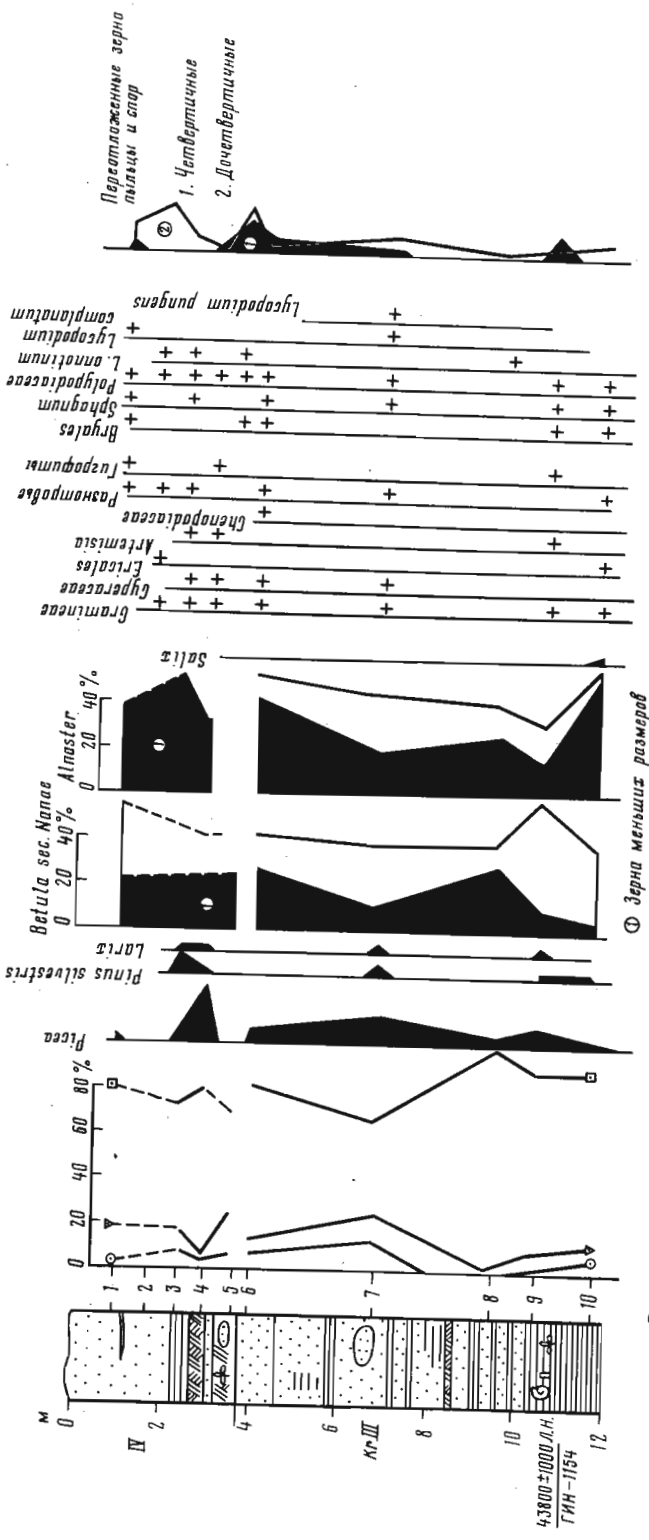


Рис. 39. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных каргинских отложений на р. Улахан-Юрях (обн. И-10). Составила М.В. Никольская

Условные обозначения к колонке см. рис. 7

Ф Зерна мельчайших размеров

lis Schrank и Betula nana L., листья Salix arctica Pall., Dryas octopetata L., Salix sp., семена Carex sp., Potentilla kuznetzowii (Gower), Potentilla sp., Ranunculus sp., плоды и семена Rumex sp., Fungi.

Более поздний этап формирования озерных каргинских отложений, фиксирующих переход от климатического оптимума к внутрикаргинскому похолоданию, наблюдался в разрезе на р. Большая Балахня в 6,5 км выше устья р. Тина-Туркуяму, на правом берегу (обн. А-2). Здесь, в 18-метровом уступе 30-метровой озерной сартанской террасы, вскрывается толща ритмичнослоистых алевритов и тонкозернистых песков темно-серых с зеленоватым оттенком, с вкрапленностью вивианита, окислов железа с марганцевыми включениями с редкими тонкими линзочками растительного детрита. Общая вскрытая мощность отложений 16,5 м. В верхней части обнажения — линза торфа мощностью 1,0 м над прослоем льда. Возраст торфа по радиоуглероду 31 500 ± 500 л.н. (ГИН-1450). По всему разрезу спорадически прослеживаются пыльца ели, лиственницы, сосны, злаков, осок, полыни и споры папоротников.

В нижнем течении р. Большая Балахня и в долине р. Малая (приток р. Хатанга) озерные каргинские отложения прослеживаются в основании террасы с абсолютными отметками 20—30 м. Они представлены песками, серо-палевыми, мелко- и среднезернистыми, волнистослоистыми, с линзами растительного детрита. В обн. А-383 в основании 20-метровой террасы на морских раннекаргинских отложениях залегает толща волнистослоистых песков с детритом, из которого получена по радиоуглероду дата 26 900 ± 1200 л.н. (ГИН-1554).

В верховьях р. Малая Балахня озерные каргинские отложения также слагают основание озерной террасы с абсолютными отметками поверхности 50—60 м. Осадки представлены песками, переслаивающимися с алевритами, слоистость волнисто-горизонтальная, с тонкими прослоями растительного детрита и гумусированными песками, для отложений характерны пятна гидроокислов железа. Выше устья р. Арылах-Сээнэ (обн. В-235) в этих отложениях из торфяного прослоя получена радиоуглеродная дата 28 400 ± 500 л.н. (ГИН-1218). Максимальная наблюдавшаяся мощность этих отложений 12 м.

В центральной части Северо-Сибирской низменности в бассейнах рек Хета и ее притоков Романиха, Трафимова, Боярка и Ледяная широко развита озерно-речная толща, залегающая с размывом на морских каргинских и зырянских отложениях. Эта толща выполняет гляциодепрессию, залегая в основании сартанского озерного уровня с абсолютными отметками 50—60 м, а также в основании сартанских ледниковых гряд. Представлены эти отложения косослоистыми песками, иногда с гравием, галькой и алевритами с характерной косой слоистостью, мелкой волнистой срезанной вогнутой или выпуклой, горизонтальной. В 1975 г. эти отложения были выделены как малороманихинские [Исаева и др., 1976] и под этим же названием помещены в Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири.

На р. Малая Романиха, непосредственно выше слияния ее с р. Большая Романиха, в ряде обнажений (И-159 — И-162, 1125, 1126, 1127—1130, см. рис. 11) вскрывается пачка континентальных алеврито-песчаных образований с детритом, древесиной, торфами, залегающая с глубоким размывом на лежащих ниже отложениях. Так, в 20 км выше устья (по прямой) на р. Малая Романиха (обн. И-162) под раннесартанскими отложениями залегают:

	Мощность, м
1. Пачка переслаивающихся песков и алевритов. Пески светло-коричневые, от крупно- до мелкозернистых, алевриты серые с коричневым оттенком. В песках и алевритах слоистость тонкая линзовидно-горизонтальная и волнистая. Мощность слойков от 1 до 3 мм. Послойно в толщу включены линзочки растительного детрита мощностью до 3 см	4,5—5
2. Алеврит светло-коричневый с четырьмя прослоями торфа (от 5 до 15 см), переходящий ниже (1 м) в алеврит темно-серый, массивный, с единичными сучками и обломками древесины	3,0
3. Алеврит и мелкозернистый песок, линзовидно переслаивающиеся (7—10 см мощности). В линзах тонкая (2—3 см) слоистость волнистая, часты тонкие линзы растительного детрита. Сверху вниз происходит угрубление толщи	2,5
4. Песок черный, крупнозернистый, слоистый, чисто отмытый, с гравием и мелкой, хорошо окатанной галькой. Слоистость диагональная, серии по 20—30 см	1,5

Диатомовая флора в слое 2 содержит 38 таксонов и состоит в основном из пресноводных, преимущественно индиферентных видов с небольшим количеством галофилов и галофобов. Преобладают бентосные. Виды в основном широко распространенные, встречен только один арктический вид. Из нижней линзы торфа слоя 2 получена радиоуглеродная дата 36 600 ± 1100 л.н. (ГИН-1142), из верхней — 33 300 ± 300 л.н. (ГИН-752б).

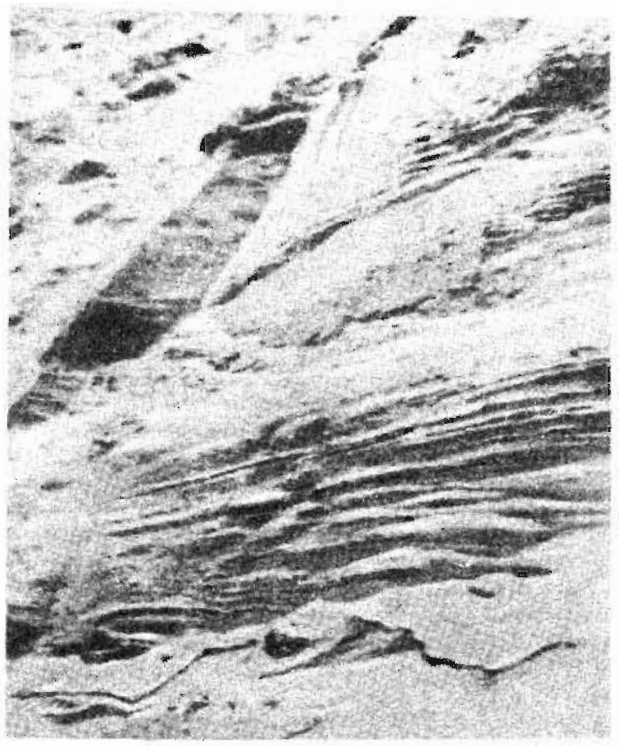


Рис. 40. Озерные каргинские отложения на р. М. Балахня. Фото Л.М. Романовой

Диатомовая флора из слоя 3 насчитывает 70 таксонов и идентична флоре из слоя 2 по экологическому составу. Здесь также преобладает бентос, основу которого составляют реофилы и примесь почвенных и озерно-болотных. Планктонных видов всего 3. Холодноводных содержится 8—9%.

Пески по неровной границе размыва лежат на раннекаргинских морских алевритах. Диатомовая флора характеризует неглубокий проточный бассейн с сильными течениями, существовавший в довольно теплой обстановке межледниковья (холодноводные не превышают 9%).

Из обнажений М-1130 и 1132 (малороманихинские слои) также выделена диатомовая флора (45 и 30 таксонов — табл. 7, 8), представленная пресноводными, преимущественно бентосными видами и характеризующая мелкий заболоченный водоем.

В разрезе обн. Ил-161 (см. рис. 11) малороманихинские слои представлены русловыми и пойменными фациями мощностью 17 м. Из детрита этих отложений получена радиоуглеродная дата 39 700 ± 700 л.н. (ГИН-753). Приведенные и другие (см. рис. 11) радиоуглеродные даты позволяют отнести малороманихинские слои к малохетскому оптимуму.

Озерно-речные каргинские отложения изучены также по правым притокам р. Хета—Боярка, Ледяная. Из этих отложений по детриту получены радиоуглеродные даты 38 500 ± 1000 л.н. (ГИН-667) из обн. А-199 и 29 500 ± 1200 л.н. (ГИН-1014) из обн. А-318. Диатомовая флора из этих осадков — пресноводного облика, более холодноводная, чем современные комплексы, содержание холодноводных диатомей достигает 16%.

Озерные и озерно-речные отложения каргинского времени развиты также в депрессиях по долинам рек Дудыпта и Боганида, где они вскрываются в основании озерных сартанских уровней с абс. отметками 50—60 м. Они представлены толщей песков серых, с горизонтальной или пологоволнистой слоистостью, с большим количеством намывного растительного детрита. Возраст их колеблется в пределах от 29 000 до 24 000 л.н. Эти отложения при геолого-съемочных картировочных работах были выделены как чайкинские слои и под таким же названием включены в Унифицированную стратиграфическую схему четвертичных отложений Средней Сибири.

Таблица 7

Состав диатомовой флоры в каргинских отложениях на р. Малая Романиха (обн. М-1132) *

Вид	Количество экземпляров
Fragillaria pinnata Ehr.	2
Synedra ulna (Nitzch.) Ehr.	2
S. ulna var. danica (Kütz)	2
Eunotia lunaris (Ehr.) Grun.	2
E. pectinalis (Dillw., Kütz)	2
Achnanthes biasolettiana (Kütz.) Grun.	1
A. lanceolata (Breb.) Grun.	2
A. linearis (W.Sm.) Grun.	2
Diploneis ovalis (Hilse.)	1
Stauroneis phenicenteron Ehr.	1
S. anceps Ehr.	2
Navicula cryptocephala Kütz	2
N. cryptocephala var. intermedia Grun.	2
N. pupula var. rectangularis (Greg) Grub.	1
N. radiosa Kütz.	1
N. simplex Krasske	1
N. viridula var. abbreviata Grun.	1
Pinnularia divergens W. Sm.	2
Coloneis bacillum (Grun.) Mer.	1
Cymbella aegualis W. Sm.	1
C. affinis Küst.	2
C. amphicephala Näg.	2
C. naviculiformis Auersw.	2
C. ventricosa Kütz.	1
Gomphonema angustatum var. productum Grun.	2
Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.	1
H. kutzingiana Hilse	2
Surirella angustate Kütz.	1

Стратотипы чайкинских слоев выделены на р. Боганида близ устья р. Чайкина (обн. Р-125, 124, скв. 12).

В обнажении Р-124 на р. Боганида, в 14,0 км ниже устья р. Чайкина, под голоценовым торфом, вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок светло-серый, тонкозернистый с ржавыми пятнами в верхней части слоя, вниз становится более алевритистым	1,3
2. Песок темно-серый, тонкозернистый, глинистый с прослоями (1—2 см) торфа, имеющего радиоуглеродный возраст 23 800 ± 500 л.н. (ГИН-988)	1
3. Песок светло-серый с тонкими (1—3 см) линзовидными слойками пелитоморфного органического вещества, подчеркивающего горизонтальную слоистость, переходящую местами в пологоволнистую, в средней части прослой торфа (20 см) темно-коричневого, волокнистого, в основании которого наблюдается включение мелкого гравия	1,0
4. Песок темно-серый до ржаво-бурого, в нижней части с прослоями светло-серого, тонкозернистого, слегка глинистого песка, с пологоволнистой слоистостью, с прослоями темно-коричневого пелитоморфного органического вещества в верхней части	2,0
5. Алеврит темно-серый с голубоватым оттенком, с линзочками органического детрита (до 1 см мощности) и песка светло-серого, тонкозернистого	3,0
6. Песок темно-серый с голубоватым оттенком, книзу постепенно переходящий в серый мелкозернистый, с песчано-известковистыми конкрециями неправильной формы, с линзами и прослоями алеврита (1—3 см). Слоистость в песке волнистая, срезанная, вогнутая	6

Общая вскрытая мощность 14,6 м.

В 3,5 км по р. Боганида (обн. Р-125) в разрезе аналогичных отложений растительные остатки имеют радиоуглеродный возраст 26 300 ± 1200 л.н. (ГИН-984).

В устье р. Чайкина скв. 12 вскрыла чайкинские слои в интервале 4—9 м от поверхности низкой террасы. Здесь они с размывом залегают на муруктинской морене, перекрыты сартанскими озерными отложениями, представлены горизонтальнослоистым песком тонкозернистым с линзами и прослоями торфа и растительного детрита до 30 см, содержащим пресноводно-болотные и речные диатомеи четвертичного возраста. Радиоуглеродная дата по растительному детриту из торфа в интервале 4,0—4,3 м — 26 400 ± 1000 л.н. (ГИН-1156).

Аналогичные отложения вскрыты также скв. 6 (р. Боганида) близ обн. Р-125,

Таблица 8

Состав диатомовой флоры в каргинских отложениях на р. Малая Романиха (обн. М-1130)*

Вид	Пробы		
	д	е	ж
Melosira ignota Rubina	1		
M. italica var. valida (Grun. et Hust)			1
Tetracyclys lacustris Ralfs.	1		
Tabellaria fenestrata (Zyngb.) Kütz.			1
Fragillaria pinnata Ehr.	2		
Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz.	1		
Synedra ulna (Nitzch.) Ehr.	2	1	1
Eunotia praerupta Ehr.	1	1	
Eunotia sp.		1	
Diploneis interrupta (Kűtz.)		1	
D. ovalis (Hilse) Cl.		1	
Stauroneis anceps Ehr.		1	
S. phaenicenteron Ehr.			1
Navicula amphibola Cl.		1	
N. bacillum Ehr.		1	
N. menisculus Schum.	1		
N. peregrina var. asiatica Skv.		1	
N. peregrina var. lanceolata Skv.	2		
N. placentula f. minuta Boye, P.			1
N. placentula f. rostrata A. Mayer		1	
N. radiosa Kütz.	1		
N. rhyncocephala Kütz.			1
N. viridula var. pamirensis Hust.	1		
Pinnularia mesolepta (Ehr.) W.Sm.		1	
P. microstauron var. brebissinii (Kütz.) Hust.	1		
P. viridis (Nitzsch.) Ehr.	1		
P. viridis var. dispar Schum.		1	
P. viridis var. intermedia Cl.	1		
P. sudetica (Hilse) Hust.			1
Neidium bisulcatum (Zegerst.) Cl.		1	
Caloneis bacillum (Grun.)	1		
Amphora ovalis Kütz.		1	
Cymbella cistula (Hemp.) Grun.		1	
C. ventricosa Kütz.	1	1	
Didymosphena geminata (Zyngb.) M. Schmidt			1
Gomphonema acuminatum var. Brebissonii (Kütz.) Cl.		1	
G. angustatum var. undulatum Grun.		1	
G. longiceps var. subclavatum f. gracilis (Hust.)	1		
Epithemia turgida (Ehr.) Kütz			1
Rhopalodia gibba (Ehr.) O. Müll.		1	
Nitzschia obtusa var. scalpeliformis Grun.		1	
N. thermalis Kütz.	1		
Cymatopleura solea (Breb.) W.Sm.		1	
Surirella angustata Kűtz.		1	

* 1 — 1–10 экз.; 2 — 10–20 экз.

между осадками голоценового возраста и мореной муруктинского горизонта. Залегание чайкинских слоев на морене муруктинского горизонта фиксируется также скв. 7. Прослеживаются эти отложения по р. Боганида и выше устья р. Чайкина во многих разрезах (рис. 41). Толща чайкинских слоев всюду перекрыта озерными или аллювиальными сартанскими и голоценовыми отложениями.

На р. Хета к чайкинским слоям относятся отложения, вскрытые в обн. Р-19 и 16, в районе фактории Карго, где они залегают на муруктинских озерно-ледниковых образованиях. Представлены эти отложения толщей светло-серого песка, мелкозернистого, волнистослоистого. Растительные остатки из этих отложений (обн. Р-19) имеют радиоуглеродный возраст 25 600 ± 500 л.н. (ГИН-985). Диатомовая флора из обн. Р-19 содержит 47 таксонов, встречающихся с количественными оценками "единично" и "редко". Все виды олигогалобы, т.е. виды, населяющие пресные воды, но способные жить в условиях некоторой солености. Флора характерна для старичного зарастающего озера. Из 47 форм диатомовой флоры — 5 холодолюбивых.

В бассейне р. Дудыпта каргинские озерные осадки широко развиты и залегают

в цоколе сартанской озерной поверхности. Так, на р. Тундровая Дудыпта и в районе сопки Чигидай (обн. А-373, А-365, А-347, Р-244) вскрыты песчано-алевритовые отложения с волнистой слоистостью (диагональная, волнистосрезанная, косая), растительным детритом и торфами, залегающие на ленточных глинах зырянского возраста и перекрытые сартанскими озерно-ледниковыми и озерными образованиями (сопка Чигидай, обн. А-347, Р-244). Подобные отложения прослеживаются по всей котловине бассейна р. Дудыпта.

В бассейне р. Агапа озерные каргинские отложения также залегают в пределах 50–60-метрового уровня гляциодепрессии, согласно перекрывая морские каргинские осадки (обн. 4172). Они представлены алевритами и тонкозернистыми песками с прослоями и линзами детрита и были сформированы в замкнутом озерном бассейне, возникшем в результате отшнуровывания морской лагуны. Из этой толщи по растительному детриту получена радиоуглеродная дата 37 000 ± 1000 л.н. (СОАН-834).

Аналогичные озерные отложения каргинского времени, залегающие на морских, изучены на р. Кыстыхтах. Здесь получена по детриту радиоуглеродная дата 36 420 ± ± 700 л.н. (СОАН-1075). Перекрыты они ледниковой и озерно-ледниковой толщами сартанского времени.

Каргинские отложения не только выполняют крупные гляциодепрессии, но и слагают озерные террасы небольших термокарстовых западин, расположенных в пределах развития зырянских ледниковых отложений. Они распространены практически повсеместно в пределах трещинно-камовых гряд и массивов, на камовых террасах и залегают на разных гипсометрических уровнях. Эти отложения встречены в бассейнах рек Большая Балахня (обн. Р-150, А-343), Малая Балахня (обн. А-443, 438, 435), на водоразделе рек Малая Балахня и Захарова Рассоха (обн. И-141, 151, В-229), на левобережье р. Хатанга (обн. Ил-5), в бассейне среднего течения р. Массонов (обн. А-201), по притоку р. Хатанга — р. Сабыда (обн. В-139, 142), на возвышенности Большой Камень (обн. Б-59), в урочище Сампеса (обн. Г-213), в бассейне верхнего течения р. Новая (обн. В-5, 4, М-101, 104, Г-394, Б-348).

Представлены эти отложения слоистыми песками и алевритами серыми, часто с коричневым оттенком, тонкогоризонтально- или волнистослоистыми, с линзами и прослоями намывного детрита, часто с яркими пятнами гидроокислов железа. Интенсивная обохренность — характерная черта толщи каргинских озерных отложений.

Спорово-пыльцевые спектры из озерных каргинских отложении характеризуются преобладанием пыльцы кустарниковой растительности (60–80%), состоящей из Betula sec. Nanae, Alnaster, Salix. Пыльца древесных — Picea, Pinus silvestris, Larix — присутствует в единичных зернах. Среди пыльцы трав встречены осоки и разнотравье. В незначительных количествах присутствуют опоры мхов (обн. И-141).

Диатомовые водоросли из озерных отложений (обн. И-141, Бр-59) характеризуют бассейны различных типов и глубин. В обн. И-141 диатомовый комплекс отражает условия неглубокого бассейна с широким развитием группы обрастаний, составляющей 40–60%, холодноводные виды — от 12 до 20%, бореальные — до 40%. Комплекс диатомей обн. И-141 свидетельствует о том, что климат времени накопления осадков был более благоприятным, чем современный.

В комплексе диатомей из обн. Бр-59 (возвышенность Большой Камень) присутствуют 113 видов и разновидностей. По представлению М.Н. Черкасовой, изученная флора относится к двум классам: Centrophyceae (11 видов) и Pennatophyceae (102 вида), причем почти все представители сугубо пресноводные. В основном — это галофилы, т.е. пресноводные диатомеи, способные переносить некоторую соленость: Stephanodiscus dubius var. sibirica Scabitch., Fragilaria pinnata Ehr., Nitzschia palea var. debilis (Kutz.), Grun., N. frustulum (Kutz.) Grun. и др. Кроме того, присутствуют галофобы, виды, для которых наличие солей губительно: Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kutz., Meridiom circulare Ag., Achnathes lanceolata (Breb.) Grun., Amphora ovalis Kutz., Cymbella ventricosa Kutz., а также индифференты — Pinnularia subcapitata Greg. и др.

Все это свидетельствует о том, что водоем был пресноводный, озерного типа. Последнее подтверждается наличием озерных и озерно-болотных форм: Melosira scabrosa Oestr., Eunotia praerupta Ehr., Achnanthes lanceolata var. minuta (Skv.), Navicula lacus baicali Sav. et Meyer, N. verecunda Hust., Pinnularia lata (Breb.) W. Suc. и др. Довольно большое число планктонных видов (представители р. Melosira, р. Cyclotella, р. Stephanodiscus, Tabellaria fenestrata (lyngb.) Kutz. свидетельствует о значительной глубине озера. Следуя типологической классификации озер А. Тиннемана, данная флора характеризует тип озера, в основном эвтрофный, с высокой концентрацией питательных веществ, с содержанием солей кальция, переходящий к дистрофному типу озера (в более мелководной части) с кислой реакцией среды, со слабой минерализацией воды. Поэтому флора, с одной стороны, характеризуется

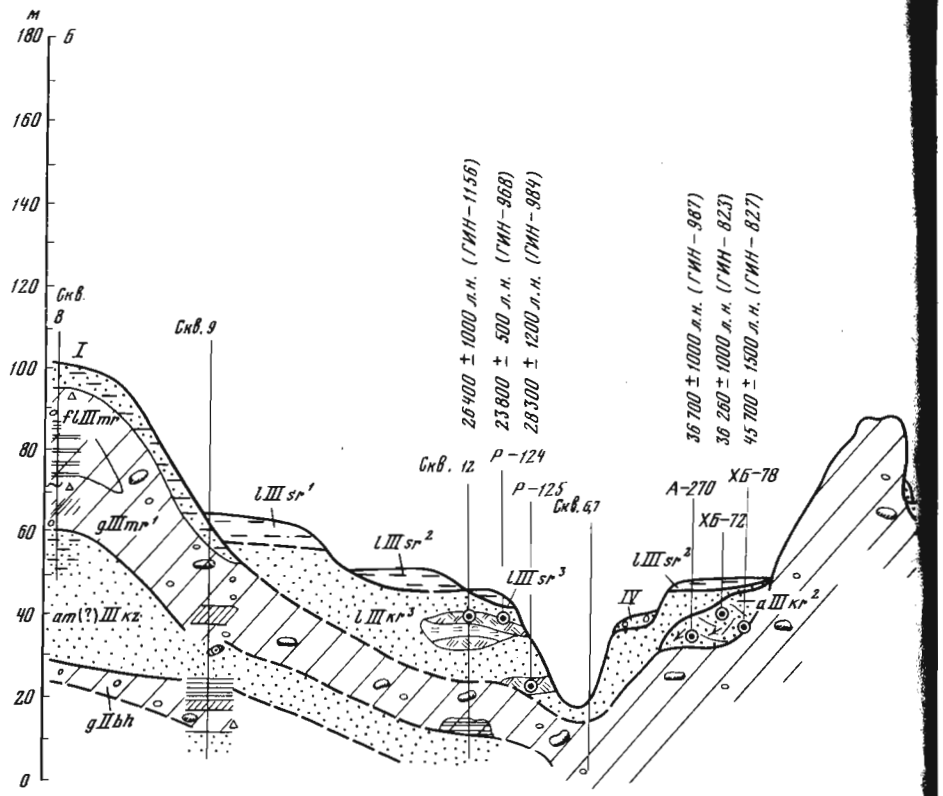


Рис. 41. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль бассейна р. Боганида
Условные обозначения см. рис. 7

пышно развитыми донными диатомеями pp. Navicula, Pinnularia, Nitzshia, с другой — планктонными видами pp. Melosira, Stephanodiscus, Cyclotella, Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kutz.

Говоря о климатических особенностях периода формирования отложений в разрезе Бр-59, можно отметить, что флора содержит в основном широко распространенные виды, но есть один южно-бореальный вид — Stauroneis acuta W. Sm., а также холодноводные виды (северо-альпийские, аркто-бореальные, субальпийские) : Eunotia bidentula W.Sm., E. biggiba var pumila Kutz., E. papilio (Grun.) Hust., E. suecica A.Cl., Achnanthes lanceolata var. elliptica Cl., Navicula amphibola Cl., Pinnularia borealis et var., P. lata (Breb.) W. Sm., P. nodosa Ehr.

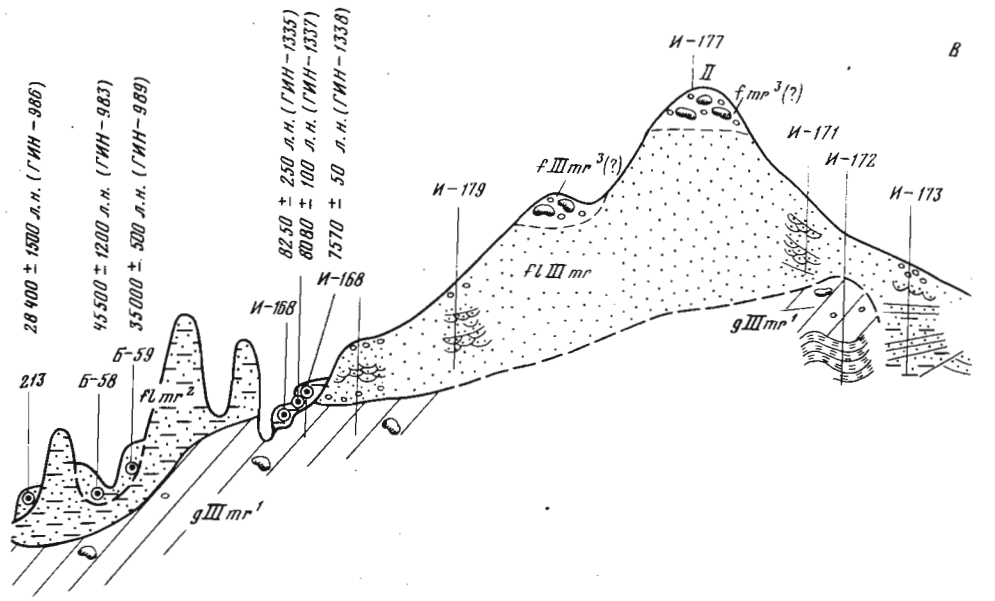
Учитывая эти данные, можно предположить, что диатомовая флора формировалась в довольно прохладный период каргинского межледниковья. Макроостатки флоры из отложений мелких озерных бассейнов представлены ее тундровыми разновидностями с элементами таежной — Menyanthes trifoliata L. — вахта (обн. Р-150, А-438). Из этих отложений по растительному детриту и торфу получено большое количество радиоуглеродных дат (Приложение).

Таким образом, в пределах Северо-Сибирской низменности широко развиты как морские, так и континентальные каргинские осадки. Отложения морской трансгрессии, особенно широко развитой на севере территории, охарактеризованы радиоуглеродными датами в интервале 50 000—26 000 л.н.

Изучение континентальных каргинских отложений подтвердило точку зрения о неоднократных климатических колебаниях в каргинское время на севере Сибири [Кинд, 1974], о наличии трех потеплений и разделяющих их двух похолоданий.

Каргинские отложения в Горном Таймыре (бассейн р. Нижняя Таймыра)

Нижняя Таймыра вытекает из оз. Таймыр и прорезает вкрест простирания бырранг-ские палеозойские структуры на юге и докембрийские на севере. Они образуют ряд возвышенных гряд, разделенных депрессиями, ограниченными мощными региональными разломами субширотного простирания. Этим обусловлена крайняя неодно-



родность строения самой долины Нижней Таймыры. При пересечении гряд она сужается, имеет скальные берега, на которых развиты местами низкие скульптурные террасы. В депрессиях долина резко расширяется и появляются несколько уровней позднe- и послеледниковых аккумулятивных террас. Именно в этих депрессиях наиболее полно сохранились морские каргинские отложения. Как и в Северо-Сибирской низменности, высота их залегания здесь весьма различна, заметно возрастает к западу в сторону предгорий, где ледниковая нагрузка во время предшествовавшего зырянского оледенения была наибольшей.

Особенно широко каргинские отложения развиты в северной субширотной депрессии, в которой расположены долины рек Шренка (левого притока р. Нижняя Таймыра) и Траутфеттера (ее правого притока).

Долина р. Шренк. В наиболее полных разрезах морские каргинские отложения залегают здесь на ледниковых отложениях зырянского возраста и перекрываются ледниковыми, флювиогляциальными и озерными отложениями последнего сартанского оледенения, оставившего свежие следы своей деятельности на всех междуречьях. Формирование долины р. Шренк началось в позднесартанское время, что нашло отражение в образовании двух надпойменных террас и поймы, особенно хорошо выраженных в ее расширенных участках.

Приведем описание нескольких наиболее типичных разрезов каргинских отложений, охарактеризованных палеонтологически и частично датированных по радиоуглероду (рис. 42, вкл.).

В самой верхней части изученного отрезка долины р. Шренк (выше устья р. Посадочная), на высоте 100—105 м над уровнем моря (обн. 20, 22), морские отложения залегают на валунно-галечной толще предположительно позднезырянского возраста и представлены темно-серыми плотными песчанистыми алевритами с рассеянной в них галькой, мелкими валунами и обломками коренных пород. Последнее заставляет относить эту пачку к ледово-морским отложениям, что объясняется близостью горных возвышенностей, еще не успевших полностью освободиться от ледникового покрова во время наступления каргинского моря. В этой пачке присутствуют в большом количестве целые створки Hiatella arctica (L.). В верхней части залегает маломощный прослой песчано-галечных и гравийных отложений, насыщенных остатками морской фауны, в которой резко преобладает Hiatella arctica (L.), встречены Astarte borealis (Chamn.), A. borealis (Chemn.) var. placenta Mörch., A. montagui Dillw., Mya truncata L?, Chlamys islandicus Müll., Balanus hameri Ass. и др. По заключению С.Л. Троицкого, подобный состав фауны характерен для верхней—средней сублиторали арктического моря с нормальной соленостью вод и температурой, близкой к современной или несколько выше. Полученный по раковинам радиоуглеродный возраст 27 200 ± 800 л.н. (ГИН-947) не противоречит каргинскому возрасту морских отложений, хотя его и следует рассматривать как минимальный.

Обн. 34 расположено на правом берегу р. Шренк, в 2 км ниже устья р. Начальная. Здесь в уступе высотой около 20 м снизу вверх вскрываются:

Мощность, м

1. Темно-серые слабо сортированные песчанистые алевриты, содержащие гальку и обломки разнообразных пород, а также раковины морских моллюсков в прижизненном залегании, среди которых преобладают Astarte borealis (Chemn.) var. placenta Morch. и Astarte montagui Dillw., в подчиненном количестве встречены Mya truncata L. Такой состав фауны по заключению С.Л. Троицкого, свидетельствует об отложении осадка в пределах средней сублиторали арктического бассейна. Вверх по разрезу количество обломков уменьшается, алевриты становятся более песчанистыми с заметной слоистостью . . . . . 10—12
Сл. 1 постепенно переходит в сл. 2

2. Горизонтально-слоистая толща, состоящая из прослоев коричневато-серых тонкозернистых песков и серых песчанистых алевритов, местами обогащенных растительным детритом, по которому получена радиоуглеродная дата 29 500 ± 1200 л.н. (ГИН-953). По всей толще изредка встречаются мелкие очень хрупкие двустворки, которые оставались неопределенными 7

Вся толща морских (сл. 1) и лагунно-озерных (сл. 2) отложений с поверхности покрыта белесыми выцветами солей.

Сходный разрез наблюдался в обн. 38 (см. рис. 42,*В*), где каргинские отложения перекрыты флювиогляциальными песчано-галечными отложениями. Здесь с высоты 15 м над урезом реки по растительному детриту из лагунно-озерных отложений была получена радиоуглеродная дата 33 500 ± 1000 л.н. (ГИН-954). Обе приведенные даты могут свидетельствовать о раннекаргинском возрасте нижних — собственно морских — отложений.

Наиболее полный разрез морских и лагунных отложений вскрывается в обн. ТХ-73 (в 12 км выше устья р. Мамонтова), которое протягивается вдоль правого берега р. Шренк более чем на 1 км (см. рис. 42, *А*). В нем вскрываются снизу вверх:

1. Довольно однородная толща темно-серых горизонтально- и косослоистых хорошо промытых среднезернистых песков с линзовидными гравийно-галечными прослоями. Она вскрывается только в средней части обнажения . . . . . 5—6
Вверх и вниз по течению кровля ее постепенно погружается и уходит под урез реки. На ней, как бы облекая ее, залегает сл. 2

2. Слой темных серо-бурых суглинков с обильной галькой и валунами разнообразных пород, среди которых резко преобладают гранитоиды. В этой толще встречены довольно обильные раковины фораминифер, несущих отчетливые следы переотложения 2,0
Выше по ровной границе на нее ложится сл. 3.

3. Слой темно-серых песчаных алевритов, содержащих внизу обильную фауну моллюсков, среди которых преобладает Macoma calcarea Chemn. и в меньшем количестве встречается Hiatella arctica (L.). Присутствуют также единичные представители Natica clausa Brod. et Sow., Nucula tenius Montagui, Yoldia sp. и Portlandia sp. (определения С.Л. Троицкого).

Этот комплекс также, как и в обн. 34, характерен для средней сублиторали арктического бассейна. Здесь же присутствует очень богатый (до 1000 экз.) и разнообразный комплекс фораминифер, состоящий из 43 видов и подвидов. В нем доминируют Retroelphidium hialinum (Brodniewicz) и Cribroelphidium granatum (Gudina). Довольно много в комплексе содержится стеногалинных форм — Cassidulina subacuta (Gudina), C. sp., Islandiella islandica (Norwang), Cassandra nelenae Feyl. Hanss. и Planocassidulina norcossi (Cuschman). Они встречаются 200—300 экз. в образце. Наряду с ними очень многочисленны и представители семейств Elphidiidae и Discorbidae. Разнообразие комплекса составляет ряд видов, которые присутствуют в очень небольшом количестве: Lagena laevis (Montagui), L. semilineata Wright, L. foveolata Reuss., Dentalina baggi Gall et Wiss. и др. По заключению Л.К. Левчук, набор видов и их количественное соотношение свидетельствуют о положительных придонных температурах, глубинах в пределах 100 м и нормальной солености бассейна [Кинд, Левчук, 1981].

Такое обилие морской микро- и макрофауны наблюдается особенно в нижней части морских осадков. Выше по разрезу отложения становятся более песчанистыми и обнаруживают горизонтальную слоистость, особенно хорошо выраженную в верхней части толщи. В этой части разреза сокращается как численность, так и видовой состав фораминифер, и в частности число видов кассидулинид и исландиеллид. Доминируют в комплексе Retroelphidium hiall. и Cribroelphidium granatum. Состав и структура свидетельствуют об обмелении бассейна, в котором несколько понижается соленость, а придонная температура остается положительной. В целом, по мнению Л.К. Левчук, состав фораминифер лагунных отложений достаточно тепловодный — аркто-бореальный и бореальный . . . . . 10—15 м

С резким несогласием на лагунных отложениях в нижней по течению части обнажения залегают сл. 4.

4. Морена, представленная валунными суглинками с большим количеством очень крупных валунов разнообразного состава, в изобилии присутствующих и на пабереге реки . . . . . до 10 м

Несколько иное и более сложное строение морские каргинские отложения имеют на правом берегу р. Шренк, в 1,5—2 км ниже р. Мамонтовая (обн. ОТ69 и 70), где

они залегают под флювиогляциальными валунно-галечными отложениями, слагающими поверхность высотой 35—40 м.

Верхняя часть морской толщи представлена в обоих обнажениях в основном песчаными отложениями с прослоями темно-серых алевритов и содержит местами гальку и даже небольшие валунчики (до 20 см), а также в изобилии — раковины моллюсков, среди которых резко преобладает Hiatella arctica L., но присутствует также и Astarte borealis (Hemn.) (сл. 2—4 обн. 69; сл. 7 обн. 70). Эта пачка подстилается серыми среднезернистыми песками с косой и волнистосрезанной слоистостью, подчеркнутой включениями мелкой угольной крошки (сл. 6 обн. 69 и 70). Еще ниже залегает пачка, состоящая из чередующихся прослоев почти черных алевритов, коричневато-серых песчаных алевритов и светло-серых песков мощностью от 1—2 до 10 см (сл. 8 обн. 69; сл. 4—5 обн. 70). В обн. 70 подобные отложения более маломощные и присутствуют только в нижней части пачки (сл. 4). Выше, в сл. 5, признаки слоистости отсутствуют, появляются включения гальки и мелких валунчиков, которые вверх по разрезу исчезают. Здесь же, в средней части слоя, в песчаных алевритах, содержатся целые створки Macoma calcarea Chemn.

Изученная в этих разрезах фауна фораминифер особенно богата в верхних частях морских отложений (сл. 2—4, обн. 69; сл. 7 обн. 70). Здесь обнаружен разнообразный (до 30 видов и подвидов) и обильный (до 1500 экз.) комплекс, в составе которого доминируют эльфидииды (Retroelphidium atlanticum (Gudina), R. ex. gr. boreale (Gudina), Cribroelphidium granatum (Gudina), Protelphidium lenticulare Gudina, P. orbiculare (Brady) и нонионицы (Cribrononion obscurus Gud.). В отдельных пробах значительно увеличивается содержание Buccella frigida (Cushman). Стеногалинные кассидулины и исландиеллы практически отсутствуют. Разнообразие комплекса создают в основном теплолюбивые (бореальные и аркто-бореальные) формы: Fissurina marginata (Walker et Boys), Buccella troitzki Gud., Cibicides rotundatus Stchedrina, Pseudopolymorphina novanglia (Cushman), Quiqueloculina longa Gudina, Discorbis punctatus (d'Orb.), D. deplanatus Gud., Trifarina angulosa (Williamson) и некоторые другие.

В более нижних частях разреза (верхняя часть сл. 8 в обн. 69 и сл. 6 в обн. 70) число видов значительно беднее. Здесь присутствует бореально-арктический комплекс фораминифер, в котором преобладают эльфидииды Retroelphidium atlanticum (Gudina), R. hialinum (Brodniewicz), Cribroelphidium granatum (Gudina), C. goesi goesi (Stchedrina), Protelphidium lenticulare Gud., P. orbiculare (Brady), Elphidiella groenlandicum (Cushman) и нонионицы Carbononion obscurus Gudina, Nonioniella labradorica (Dowson). Из стеногалинных видов в небольшом количестве присутствуют Cassidulina subacuta (Gudina), Islandiella islandica (Norwang) и Cassandra helenae Feyling—Hanssen. Видовой состав фораминифер свидетельствует о пониженной солености вод, глубинах в пределах 50 м и придонной температуре — низкой положительной летом и отрицательной зимой. По видовому составу изученный комплекс наиболее близок к харсоимскому комплексу Нижнего Приобья [Гудина, 1976]. В косослоистых песках с угольной крошкой (сл. 6.7, обн. 69; сл. 6 обн. 70) фораминиферы практически отсутствуют.

Соотношение морских каргинских отложений с перекрывающими их ледниковыми образованиями хорошо видно не только в обнажении ТХ-73, но и в ряде других разрезов ниже по течению. Так, в обн. 46 (см. рис. 42, *В*) слоистые песчаные алевриты лагунного типа на контакте с мореной подвержены гляциодеформациям, а в нижних горизонтах самой морены видны текстуры захвата.

В обн. 54 можно видеть и более древнюю морену, залегающую ниже морских каргинских отложений в самом основании 30-метрового ступенчатого обнажения и представленную грубовалунными суглинками. Сами морские отложения залегают здесь на высоте около 25 м от уреза и представлены песчаными алевритами с рассеянной в них галькой и раковинами Astarte borealis (Chemn.) var. Placenta Mörch., а также створками Mya truncata L. Между этими отложениями и нижней мореной залегает довольно сложно построенная толща песчаных аллювиальных и глинистых озерных осадков, возраст которой остается не вполне ясным.

В обн. 58 (см. рис. 42, *В*) морские отложения слагают цоколь II надпойменной террасы, верхнюю часть которой слагают грубые песчано-галечные отложения. Морская толща представлена песчаными алевритами, содержащими обильные раковины Mya truncata L. и в меньшем количестве Hiatella arctica (L.).

На продолжении депрессии к востоку, в долине р. Нижняя Таймыра (обн. ОТ-21), морские каргинские отложения слагают самую нижнюю часть разреза и подстилаются мореной, обнажающейся на пабереге и уходящей под урез реки (см. рис. 42, *В*). Сами морские отложения представлены темно-серыми песчанистыми алевритами, содержащими обильную фауну морских моллюсков, среди которых резко преобладают

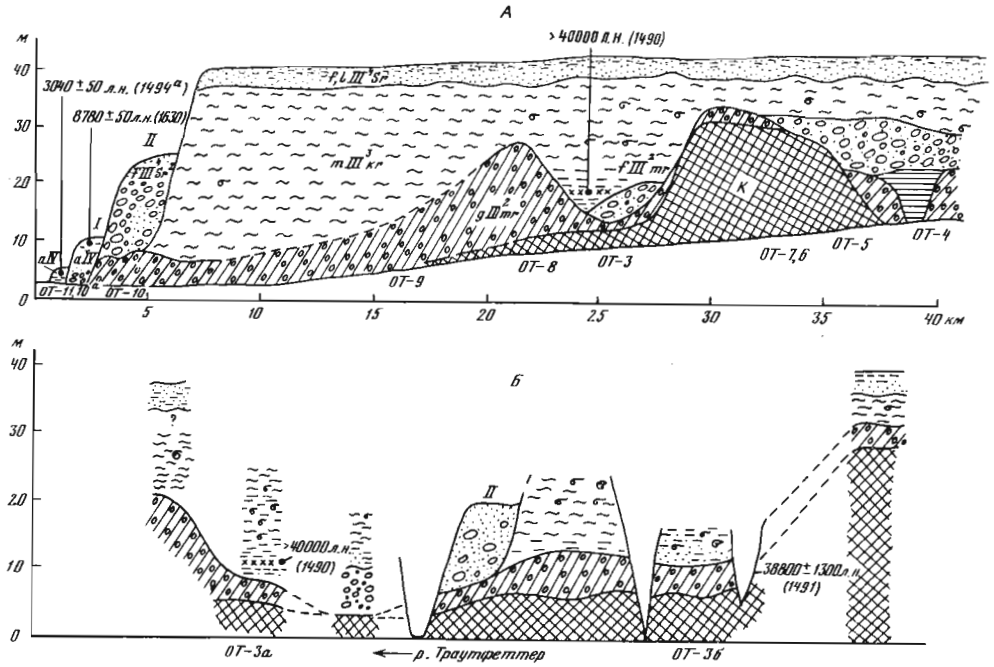


Рис. 43. Залегание четвертичных отложений в долине р. Траутфеттер (*А*) и разрезы обнажений (*Б*)
Условные обозначения см. рис. 42

Macoma calcarea Cemn., Astarte borealis (Chemn.), A. montagui Dillw., Clinocardium ciliatum Fabr., Nucula tenius Montagui, Bathiarca glacialis (Gray) Neptunea sp. (определения С.Л. Троицкого и О.М. Петрова). Подобный состав фауны свидетельствует, по мнению указанных исследователей, о накоплении осадков в пределах верхней — средней сублиторали арктического моря. Здесь же обнаружен сравнительно небогатый комплекс фораминифер, в котором число теплолюбивых и холодолюбивых форм примерно одинаково [Кинд, Левчук, 1981].

Долина р. Траутфеттер использует ту же субширотную депрессию, что и р. Шренк, в которой расположен описанный разрез ОТ-21, в ней широко развиты меловые отложения, на которых с глубоким размывом залегает комплекс верхнеплейстоценовых отложений. Морские каргинские отложения ложатся здесь на зырянские ледниковые образования (морену, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения) и перекрываются на высоте 30—40 м озерными осадками приледниковой равнины мощностью 40—50 м. К морским отложениям прислоняется II надпойменная терраса, сложенная валунно-галечными флювиогляциальными отложениями.

Наиболее представительный разрез изучен в обн. ОТ-3, на правом берегу р. Траутфеттер в 25 км выше устья. Соотношение представленных здесь верхнеплейстоценовых отложений можно видеть на рис. 43.

Каргинские морские и озерные отложения залегают на высоте от 8—10 до 30 м над урезом реки и сложены преимущественно темно-серыми песчаными алевритами с обильной фауной морских моллюсков. Так, в основании обн. ОТ-3б (см. рис. 43,*Б*), в преимущественно песчаных отложениях, вскрыты в большом количестве Astarte eliptica (Brown) и в значительно меньшем —A.montagui Dillw., A. invocata Merclin et Petrov и мелкие раковины Portlandia arctica Gray.

Выше по разрезу содержится более богатый комплекс моллюсков, представленный главным образом Astarte invocata и Astarte Leffingwelli Dull., присутствуют также Astarte montagui Dillw., A. montagui striata Leach., A. borealis (Chemn.), Portlandia arctica siliqua (Reeve). В осыпи найдено большое количество Mya truncata L. и Bathyarca glacialis (Gray). По заключению О.М. Петрова, этот комплекс, в котором преобладают арктические и аркто-бореальные виды, характеризует условия верхней и средней сублиторали и в целом (за исключением Astarte leffingwelli и A. invocata) сходен с комплексом из современных арктических морей, в частности Карского моря.

В обн. ОТ-3а (см. рис. 43) каргинские отложения ложатся на морену, у которой прекрасно выражены текстуры захвата подстилающих меловых пород. На морене

залегает слоистая песчано-алевритистая толща, содержащая внизу прослои, обогащенные растительным детритом, по которому получена радиоуглеродная дата > 40 000 л.н. (ГИН-1490). На высоте около 8 м от подошвы лагунных отложений в них начинают попадаться раковины морских моллюсков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Комплекс в целом сходен с описанным выше из обн. ОТ-3б. В нем также преобладают Astarte invocata Merclin et Petrov, A. borealis (Chemn.), Cyrtodaria curriana Dunk. и в меньшем количестве присутствуют Hiatella arctica (L.), Portlandia arctica siliqua (Reeve), Natica clausa Br. et Sow. В этом же разрезе изучена фауна фораминифер, число которых возрастает снизу вверх до 500 особей. В комплексе, который в целом состоит из 30 видов и подвидов, преобладают Retroelphidium hyallinum (Brodniewicz), R. atlanticum (Gudina), Cassidulina subacuta Gud., Protelphidium orbiculare (Brady), Cribroelphidium granatum (Gud.) и др. Снизу вверх увеличивается число теплолюбивых видов: Asterigerina pulchella (Parker), Stainforthia loeblich Feyl.-Hanss.; Elphidiella tumida Gud. etc. В целом, по заключению Л.К. Левчук, изученный комплекс аркто-бореальный и может характеризовать условия верхней сублиторали с соленостью, близкой к нормальной, низкими положительными температурами придонных вод летом и близкими к нулю — зимой.

Сходные условия залегания морских каргинских отложений наблюдаются в обн. ОТ-4 и 5 с той лишь разницей, что они залегают здесь на флювиогляциальных отложениях, которые, в свою очередь, ложатся местами непосредственно на морену, местами на ледниково-озерные ленточные глины (см. рис. 43).

В целом стратиграфические соотношения позднеплейстоценовых образований в долине р. Траутфеттер однозначно подтверждают каргинский возраст морской толщи, начало отложения которой падает, по-видимому, на раннекаргинское время, о чем может свидетельствовать и дата > 40 000 л.н. (ГИН-1490). Залегающие с размывом на морской толще озерные отложения морфологически приурочены к обширной приледниковой равнине. Распад ледниковых шапок привел к образованию мощных потоков, результатом деятельности которых был интенсивный врез и образование II террасы р. Траутфеттер, покрытой валунно-галечными флювиогляциальными отложениями.

Морские отложения вне депрессии встречены только в одном месте — в 20 км ниже оз. Энгельгардт (обн. ТХ-32), на правом берегу р. Нижняя Таймыра, которая прорезала здесь верхнепалеозойские карбонатные породы, образующие скалистые обрывы по ее берегам.

Нижняя часть морской толщи вскрыта в 10-метровом уступе левого борта небольшой речки в ее приустьевой части. Здесь с высоты 15 м над урезом р. Нижняя Таймыра обнажается толща переслаивающихся алевритов и песков мощностью около 8 м, с большим количеством двустворок Hiatella arctica (L.) и единичными представителями Astarte и Mya. Встречена также одна раковина Chlamys sp.

Выше по склону коренного берега наблюдается серия пологих уступов и широких террасовидных поверхностей, на которых среди обломков и щебня коренных пород встречаются в большом количестве створки и обломки Hiatella arctica. Самая высокая террасовидная поверхность расположена на абс. высоте — около 60 м.

Створки Hiatella arctica с высоты 20 м над урезом р. Нижняя Таймыра датированы по радиоуглероду: для внешнего слоя раковин получена дата 23 900 ± 900 л.н. (ГИН-1308 I), для внутреннего — 36 700 ± 1000 л.н. (ГИН-1308 II). Значительное расхождение обеих дат заставляет рассматривать последнюю из них как минимальный возраст.

В уступе из нижней обнаженной части разреза изучены фораминиферы. Внизу обнаружен сравнительно небогатый комплекс, в котором присутствует незначительное число теплолюбивых видов и который по составу близок к аркто-бореальному. Вверх по разрезу число видов увеличивается и достигает 37, а количество экземпляров — 3150. Ядро комплекса (более 80%) составляют здесь Cibicides rotundatus Stchedrina, эльфидииды, нонионины и кассидулины. В нем доминируют тепловодные (бореальные и аркто-бореальные) виды, составляющие более 50% всего комплекса. К этой же группе относятся лузитанские и бореально-лузитанские виды: Gutulina lacta (Walter et Jacob), Trifarina angulosa (Williamson), Discorbis punctatus (d'Orbigny). Группа холодноводных видов представлена Protelphidium orbiculare (Brady), Cassidulina subacuta (Gudina), Nonionellina labradorica (Dawson) и др.; их несколько меньше как по числу видов, так и по числу экземпляров. В целом — это бореальный комплекс, состав которого свидетельствует о солености, близкой к нормальной, и положительных придонных температурах. По заключению Л.К. Левчук, этот комплекс — самый тепловодный из известных плейстоценовых комплексов Таймырской низменности. Характерным и отличающим его от других

комплексов (туруханского и казанцевского), известных в приенисейской части Западной Сибири и в Северо-Сибирской низменности, является присутствие в нем значительного числа особей Cibicides rotundatus Stch. и Trifarina angulosa (Will.), а также видовое разнообразие оолин, лаген, фиссурин и дискорбид [Кинд, Левчук, 1981].

На склоне в 5 м выше уступа, в алевритах со щебнем и раковинами морских моллюсков, обнаружен более бедный и существенно отличный комплекс фораминифер. Число теплолюбивых видов здесь значительно меньше, а число холодноводных видов, наоборот, увеличивается. Соотношение их примерно одинаково (соответственно 49 и 51%), однако численность холодноводных видов гораздо выше, чем тепловодных. В целом комплекс здесь аркто-бореальный и свидетельствует о придонных температурах, близких к нулю, даже отрицательных.

Заканчивая описание этого в своем роде уникального разреза нельзя не отметить, что морские отложения здесь не могут быть однозначно отнесены к каргинскому времени из-за полного отсутствия как подстилающих, так и перекрывающих их плейстоценовых образований. Нельзя поэтому исключить и более древний возраст нижней части разреза, которая могла быть срезана при последующих ледниковых подвижках и погребена под соответствующими ледниковыми отложениями, позднее уничтоженными эрозионно-денудационными процессами, особенно интенсивно протекавшими в возвышенных участках Горного Таймыра. Совсем недавно эта толща была вскрыта небольшой речкой, в борту которой она и оказалась обнаженной. В пользу такого предположения может говорить не только несколько необычный состав присутствующих в ней фораминифер, но и резкое несоответствие комплексов, обнаруженных в самых ее верхах и в делювиированных морских осадках на первом уступе склона, всего на 5 м выше верхней части обнажения, с наиболее богатыми и теплолюбивыми комплексами фораминифер. Таким образом, здесь как бы внезапно обрывается нормальное развитие бассейна, которое прослеживается в обнажении снизу вверх.

С другой стороны, нельзя исключить возможность перерывов в развитии единого каргинского бассейна, которые могли быть обусловлены как климатическими колебаниями, так и неравномерным поднятием при деградации зырянского ледникового покрова. Что касается присутствия в морских осадках теплолюбивых и даже лузитанских видов, то этот факт также не исключает их каргинский возраст. Его не следует связывать непосредственно с климатом соответствующего интервала каргинского времени. В данном случае решающим могло быть влияние теплого течения на состав микрофауны, так же, как это установлено, например, для о. Октябрьской Революции на Северной Земле [Арсланов и др., 1980] и для о. Баффинова Земля [Feyling-Hanssen, 1976], где лузитанские виды присутствуют в каргинских (и соответственно в средневисконсинских) морских отложениях.

Сартанские отложения Северо-Сибирской низменности

Переходя к описанию сартанских отложений и связанных с ними форм рельефа, авторы испытывают некоторое затруднение, связанное с противоречивыми данными о границах распространения последнего ледникового покрова северного центра питания. По этому вопросу до настоящего времени не существует единого мнения. В настоящем разделе будет изложена одна из возможных концепций, согласно которой граница сартанского оледенения проходила по Джангодо-Сынтабульской гряде на западе и Байкуранерской на востоке Северо-Сибирской низменности (см. рис. 14) [Исаева и др., 1980; Исаева, Крауш, 1979].

К сартанским отложениям на Северо-Сибирской низменности принадлежат отложения, формирование которых происходило во время последнего позднеплейстоценового оледенения. Они представлены находящимися в строгих парагенетических связях ледниковыми, водно-ледниковыми, озерными, а также речными осадками, формировавшимися по мере деградации ледниковых покровов и после спуска приледниковых озер.

Строение рельефа большей части территории низменности обусловлено развитием и деградацией последнего оледенения. Анализ строения отдельных форм рельефа, их взаимоотношения между собой и распространения по площади служит практически единственным критерием для стратиграфического расчленения осадков этого времени, а вернее — ключом для восстановления последовательности хода осадконакопления.

Наиболее четкие формы рельефа, образовавшиеся во время последнего оледенения, представляют собой фронтальные краевые образования, оставленные, судя по их морфологии и составу морен, двумя покровами: покровом, распространявшим-

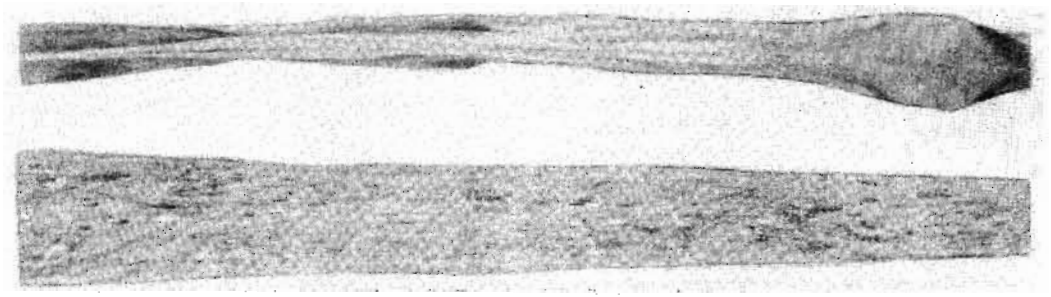


Рис. 44. Ледниковый рельеф на поверхности межлопастного массива Байкуранерской гряды, п-ов Матуда-Ямy-Мала. Фото Л.М. Романовой
В правой части снимка виден оз

ся на низменность с севера, и покровом, спускавшимся с плато Путорана. Длительное, относительно стабильное положение края северного ледникового покрова в максимуме его продвижения зафиксировано образованием мощной Джангодо-Сынтабульско-Байкуранерской краевой постройки. Она представляет собой водораздельную гряду шириной 20—50 км, протянувшуюся через всю низменность по диагонали с юго-запада на северо-восток (см. рис. 14). Именно к этой гряде приурочены максимальные высотные отметки низменности — 200—250 м. Это краевое образование отличается сочетанием таких типов рельефа, которые свидетельствуют о длительном стоянии края активного ледника. Основные члены ледникового комплекса, образующие гряду, — моренный вал и примыкающий с внешней, фронтальной, стороны, флювиогляциальный шлейф, а с внутренней (проксимальной) — пониженные плоские поверхности камовых и озерных террас. В связи с этим поперечный профиль вала асимметричен — его внешний (дистальный) склон пологий, внутренний — крутой. Вал состоит из нескольких более мелких (от 1 до 3) гряд, параллельных друг другу, дугообразно изогнутых к югу выпуклой стороной. На сочленении больших и малых дуг вала расположены крупные возвышенности межлопастных и межъязыковых массивов, отходящих от вала к северу в перпендикулярном ему направлении (рис. 44). Такие межлопастные массивы и конечно-моренные гряды ограничивают вытянутые субмеридионально гляциодепрессии, свидетельствуя о формировании их различными ледниковыми лопастями.

Детали морфологии и конфигурации конечноморенного вала меняются по простиранию, очевидно, отражая различную динамическую активность отдельных ледниковых лопастей. На западе вал монолитен, тремя плавными дугами он окаймляет Пясинскую, Янгодскую и Горбитскую гляциодепрессии. Здесь количество осложняющих его в привершинной части мелких гряд не превышает двух. Очевидно, сравнительно узкие лопасти, зажатые выступами доледникового рельефа, обладали интенсивной выпахивающей силой и сооружали по периферии единый, но очень мощный и монолитный вал. Логатская депрессия ограничена конечноморенным валом, состоящим из большого количества мелких фестонообразных, но сопряженных гряд, разделенных маргинальными ложбинами стока ледниковых талых вод. Очевидно, Логатская лопасть имела широкий фронт растекания, не обладала выпахивающей силой, но была динамически активной.

Расположенная далее к востоку Байкуранерская гряда плавной дугой, осложненной серией мелких дугообразных изгибов, окаймляет депрессию оз. Таймыр. На западе она образована двумя сближенными грядами, которые далее к востоку становятся трудно различимыми. Одновременно на северо-восток расширяются площади, занятые озерно-холмистым рельефом мертвых льдов, которые на крайнем северо-востоке сливаются с рельефом поздней стадии муруктинского оледенения, образуя здесь самое большое для Северо-Сибирской низменности сплошное поле ледникового рельефа. Вероятно, Байкуранерская лопасть была все еще динамически активной, но уже менее, чем Логатская, в то время как Таймырская лопасть была пассивной.

Максимальное продвижение путоранского ледникового покрова на западе низменности также зафиксировано конечноморенным валом (см. рис. 14) высотой до 100 м, шириной до 12 км. В центральной части низменности от него сохранились отдельные фрагменты в виде участков холмистого рельефа.

В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири весь комплекс отложений, связанный с максимальной фазой сартанского оледенения, назван караульской ледниковой толщей по одноименным краевым об-

разованиям на правобережье нижнего течения р. Енисей, правда относимых ранее [Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Стрелков, 1963, 1965] к зырянскому (раннему позднеплейстоценовому) оледенению. Радиоуглеродное датирование отложений, подстилающих караульские в бассейне Енисея, показало послекаргинский возраст последних [Троицкий, 1967б, Кинд и др., 1974].

Караульская ледниковая толща

Толща включает в себя основную морену, сложно построенные краевые образования, водноледниковые и озерные отложения.

Основная морена представлена суглинками и супесями, темно-серыми и серо-коричневыми, содержащими несортированный по слоистости каменный обломочный материал (галька, валуны, щебень и гравий), катуны и оборванные линзообразные включения рыхлых глин, алевритов, песков, обломки, а иногда и целые створки раковин морских моллюсков. В морене преобладает массивная текстура, реже встречается псевдослоистая. Выходы основной морены на дневную поверхность известны во многих пунктах на дне гляциодепрессий, хотя и далеко не повсеместно. Так, в Горбитской депрессии она представлена только слоем валунов и галек, утопленных в подстилающие морские каргинские отложения, перекрытые озерными тонкими песками. А в западной части низменности на дне некоторых гляциодепрессий на отдельных участках на дневную поверхность выходят ничем не перекрытые морские каргинские отложения.

Для иллюстрации обнажений основной морены можно привести несколько разрезов. В южной части Верхнелогатской депрессии, в обрыве к озеру (в 2 км севернее оз. Янтардах), под озерными отложениями мощностью 15 м, обнажены (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Мелкая галька, поверхностный слой в одну гальку	
2. Песок светло-серый мелко- и тонкозернистый с чешуйками слюды. В толще единичные линзы тонкозернистого глинистого песка и линзы гравия и гальки мощностью от 2 мм до 5 см. Слоистость горизонтальная, на подстилающих породах лежит по наклонной границе	12–15
3. Морена — супесь с комковатой и оскольчатой отдельностью, неслоистая, с рассеянными по породе гравием, валунами, галькой. Размер валунов до 1 м по длинной оси	3–13 (видимая)

В северной части той же Верхнелогатской гляциодепрессии морена, вскрытая шурфами на склоне к оз. Нада-Турка (северное), представлена суглинками темно-серыми с включениями разнозернистых песков, имеющих неправильную форму, с рассеянными по породе галькой и гравием, составляющими 37% от общего объема породы, мощностью до 5 м. Суглинки лежат на горизонтальнослоистых песках и ленточнослоистых озерно-ледниковых муруктинских алевритах. На р. Логата, в 6 км выше р. Песцовая, в подстилающих морену алевритах наблюдаются мелкие складчатые дислокации, затягивание алевритов в морену, отторжение их и развальцовывание в придонной части морены (рис. 45).

В северной части Горбитской гляциодепрессии морена обнажается по р. Бонато на протяжении 3 км (14–17 км от устья), также под озерными отложениями — алевритами и глинами. Морена представлена суглинками темно-серыми, почти черными, неслоистыми, содержащими рассеянные в породе валуны, гальку, гравий и раковины пелиципод. Видимая мощность морены (до уреза воды) до 3 м. Суглинок проанализирован на соотношение поглощенных комплексов в соляных вытяжках (Na^+/Ca^{2+} и $Na^+ + K^+/Ca^{2+} + Mg^{2+}$), которое показало континентальные условия осадконакопления.

Для петрографического состава обломочного материала основной морены характерно абсолютное преобладание пород Быррангской и Таймырской петрографической провинций (пермские песчаники и алевролиты, слагающие гряду гор Быранга, каменноугольные известняки, гранитоиды и метаморфизованные протерозойские известняки, развитые к северу от Быррангской гряды). Постоянно присутствуют также местные мезозойские юрские и меловые рыхлые песчаники. Количество обломочного материала не превышает 4% от общего объема породы[1]. Абсолютно преобладает субмеридиональное направление ориентировки длинных осей обломков, всегда совпадающее с ориентировкой гляциодепрессий.

Основная морена Путоранского ледникового покрова ранней (караульской)

[1] Валунное опробование производилось по методике, разработанной А.С. Лавровым [1976].

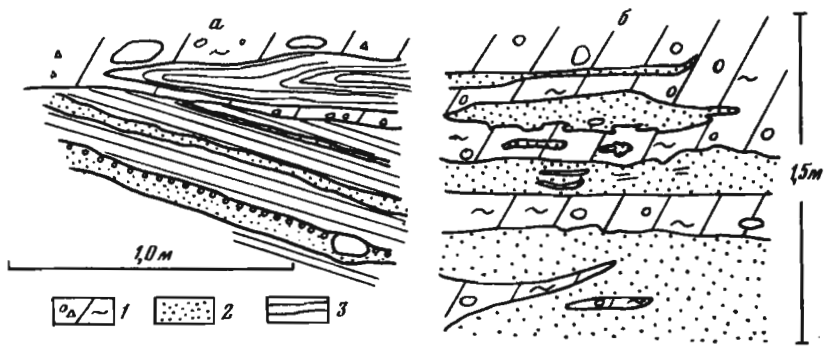


Рис. 45. Зарисовки текстур затягивания в приподошвенной части караульской ледниковой толщи и дислокаций подстилающих пород:
а — правобережье р. Логата, ниже р. Сырута-Яму; *б* — водораздел рек Малая Логата и Массонов
1 — морена; *2* — песок; *3* — алеврит

фазы сартанского оледенения присутствует на сравнительно ограниченной площади на самом юге Северо-Сибирской низменности. Она также представлена суглинками, содержащими каменный обломочный материал. От морены северного центра оледенения она отличается содержанием большего количества обломков и абсолютным преобладанием в них пород Путоранской трапповой петрографической провинции. Описание ее положения в разрезе давалось в литературе ранее [Исаева и др., 1976].

Краевые образования Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской гряд имеют сложное строение. В грубом приближении можно говорить об их трехчленном сложении: досартанские дислоцированные породы, образующие ядро гряды, собственно морена, абляционный ледниковый комплекс.

Досартанские породы представлены разновозрастными отложениями от меловых до четвертичных каргинских. Так, на левобережье р. Пясина Джангодская часть гряды почти целиком образована породами мелового возраста, слои которых имеют крутое, почти вертикальное залегание. На правобережье р. Пясина, в гряде до высот 150–180 м, отмечены выходы дислоцированных морских отложений, отнесенных геологами объединения "Аэрогеология" к нерасчлененным казанцевскому и санчуговскому горизонтам. В верховье бассейна р. Новая, в Сынтабульской части гряды, отмечены обнажения песков (возраст по C^{14} 29 800 ± 600 л.н., ГИН-1155), дислоцированных ленточнослоистых алевритов и глин. Выходы досартанских пород, как и максимально высокое положение их кровли, приурочены к внешней, периферической части Сынтабульской гряды. Это особенно отчетливо зафиксировано профилем ВЭЗ, пройденным через Сынтабульскую гряду, в верховье р. Астрономическая. Можно предполагать, что аномальное высокое положение кровли досартанских, в том числе дочетвертичных, пород в гряде обусловлено напорным действием ледникового покрова, хотя не исключено, что первопричиной его активной напорной деятельности были доледниковые неровности рельефа. Характер дислокаций в досартанских четвертичных отложениях может быть проиллюстрирован обнажением в гряде на правобережье Енисея, в 9 км ниже устья р. Малышевка. Здесь залегающие под мореной пески и галечники смяты в лежачую складку амплитудой 3 м. Крылья складки сложены галечниками, ядро — тонкослоистыми песками, раздробленными на серию блоков.

Дислоцированные доледниковые отложения слагают целиком отдельные гряды, развитые по внешней окраине Байкуранерской гряды, наблюдаются и в центральных частях краевых ледниковых гряд. Так, в Байкуранерской гряде (бассейн р. Каламиссамо) в обрывах обоих берегов реки, врезанной в дно ложбины стока талых ледниковых вод, на протяжении нескольких километров обнажены:

	Мощность, м
1. Галечник с валунами в грубом разнозернистом песке. В галечниках периодически появляются линзы песка хорошо отмытого, желто-серого, мелко- и среднезернистого, горизонтальнослоистого. Протяженность линз до 30 м	3–5 (видимая до бровки)
2. Морена — суглинок темно-серый, до черного, вязкий содержащий рассеянные каменные обломки — валуны, гальку, щебень до 2% от объема породы. В суглинке обломки и целые створки раковины моллюсков. Местами морена размыта, и галечно-валунные отложения ложатся на сл. 3.	до 4
3. Алевриты и глины ленточнослоистые	9,0 (видимая до уреза)

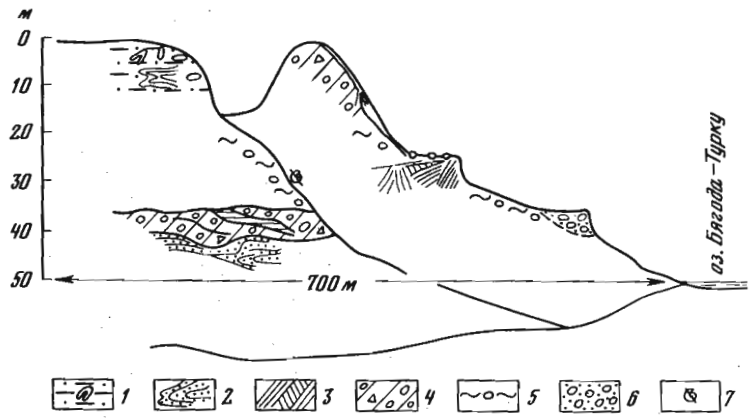


Рис. 46. Зарисовки строения Байкуранерской конечноморенной гряды по нескольким обнажениям и горным выработкам

1 — песчанистый алеврит с оборванными и дислоцированными линзами песка; *2* — дислокации в подморенных глинистых песках; *3* — дислоцированная ленточная глина; *4* — морена — суглинок с галькой и валунами; *5* — суглинок с галькой и валунами, вскрытый шурфами в пологой части склона; *6* — галечно-валунные отложения; *7* — обломки раковин в промоинах ручьев

Ленточнослоистая толща на отдельных участках деформирована — смята в почти вертикальные или слабо наклонные складки, имеющие амплитуду 3–5 м. Верхняя, шарнирная часть некоторых складок срезана.

Доледниковые породы обнажаются в конечноморенных грядах и по крутым склонам эворзионных и криокарстовых озер. Обнажения их располагаются на высотах свыше 100 м, что разрешает предполагать напорное образование ядра гряд.

Строение конечноморенной гряды может быть проиллюстрировано разрезами по юго-западному склону Байкуранерской гряды к оз. Бягода-Турка, занимающему узкую ложбину, вытянутую вдоль внешнего склона гряды, который осложнен двумя уступами. Выше нижнего уступа расположена ровная площадка на высоте 15–20 м над озером. Выше верхнего уступа, находящегося в средней части склона гряды на высоте 35–40 м, имеется площадка, которая наклонена от озера к гряде. Серией шурфов, расчисток, канав, перемежающихся с обнажениями, выявлен следующий разрез пород, слагающих гряду (рис. 46).

В привершинной части уступа вскрыт алеврит песчаный, серый, массивный, содержащий линзовидные, округлые, изогнутые включения песка желтого, мелко- и среднезернистого. Размер включений от 5 до 10 см в поперечнике, до 0,5 м протяженности. У линзовидных включений оборванные, незавершенные края. Видимая мощность до 3 м. Ниже склон выполаживается. Примерно в 100 м северо-западнее в прибровочной части гряды обнажен песчанистый суглинок, плотный, коричневато-серый, с рассеянными галькой, валунами, щебнем, гравием, составляющими до 3% от объема породы. Валуны до 0,4 м в поперечнике с ледниковыми штрихами на поверхности. В породе видны оборванные слои светло-желтого и белого песка мощностью от нескольких мм до 3 см. Слои песка то вертикально поставлены, то изогнуты в причудливые складки. Мощность суглинка около 4 м.

Ниже склон выполаживается, задернован. В промоинах мелких ручейков найдены створки раковин. Горными выработками на пологом склоне вскрыт суглинок с галькой и валунами.

В куэстообразном уступе в юго-восточной части гряды обнажена ленточная глина, плотная, с тонкой миллиметровой слоистостью. Глина деформирована, залегание слоев вдоль стенки обнажения неоднородно изменяется от пологонаклонного до вертикального.

В этом же уступе, на 500 м северо-западнее, обнажен суглинок песчанистый плотный с оскольчатой отдельностью, содержащий гальку, гравий, валуны, линзу светло-серых и желтых песков и прослой серых тонкослоистых алевритов. И линза и прослой имеют наклонное залегание, у линзы песков оборванные края, слоистость пород и в линзе и в прослое разорвана, раздавлена. Песок и алевриты внедрены в суглинок, в последнем содержатся их отторгнутые "обломки". Мощность около 3 м.

Под суглинком лежит алеврит зелено-серый, переслаивающийся с тонким серым песком. Слоистость в породе разорвана, слойки смещены, образована лежачая складка с амплитудой 0,5 м. Видимая мощность около 1,0 м.

Ниже уступа — вновь пологий задернованный склон, сложенный с поверхности

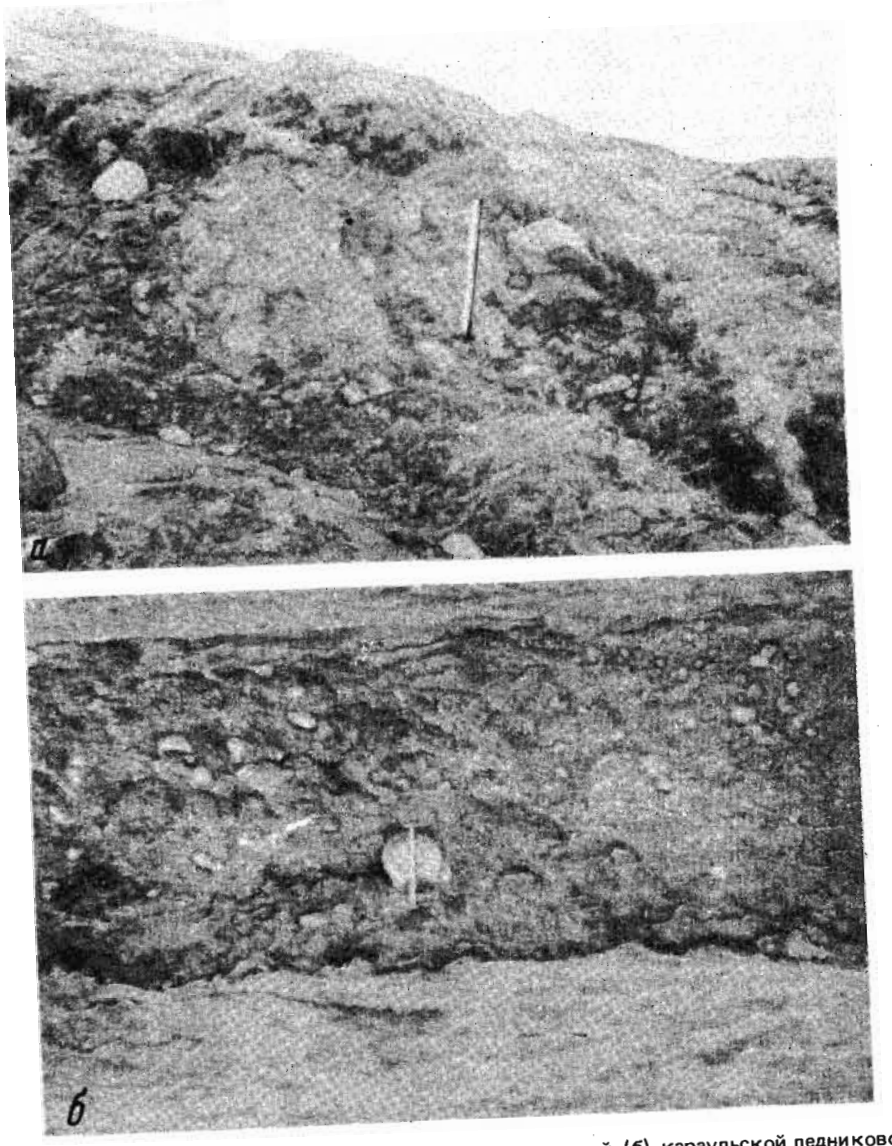


Рис. 47. Обнажение морены (*а*) и водно-ледниковых отложений (*б*) караульской ледниковой толщи в истоках р. Кубалах. Фото Т.П. Борисовой

суглинком с гравием, валунами и галькой. Уступ над озером образован грубыми валунно-галечными наносами в крупном песке, являющимися, вероятно, водно-ледниковыми отложениями ложбины стока ледниковых вод, дно которой в настоящее время занято оз. Бягода-Турку.

Морена в краевых образованиях караульской ледниковой толщи лежит на досарганских отложениях и обнажается на разных высотах (от 70 до 250 м абс. высоты), как на вершинах, так и на склонах Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской гряд. Она представлена суглинками и супесями, содержащими рассеянный каменный обломочный материал (рис. 47), в том числе глыбы до нескольких метров в поперечнике. На отдельных участках морена содержит обломки и целые раковины морских моллюсков.

Текстура морены различна: массивная, послойная пластичного течения льда, чешуйчатая, псевдослоистая. На многих участках обнажены подстилающие породы, между мореной и лежащими ниже образованиями существует динамический контакт.

Максимальная наблюдавшаяся в обнажениях видимая мощность морены 12 м, об ее истинной мощности судить невозможно. На отдельных участках под мореной

вскрыт лед. Максимальная наблюдавшаяся видимая мощность погребенного льда 4,0 м.

Приведем описание нескольких обнажений морен на Сынтабульской гряде. В истоках р. Кинту-Юрях на левом берегу, на высоте 12 м над урезом реки, обнажен суглинок серый, содержащий обломки различных размеров от гравия до валунов. В верхней части разреза в суглинках присутствуют тонкие оборванные линзы светлых мелкозернистых песков, нижняя часть разреза массивна. Видимая мощность до уреза 12 м.

В истоках р. Астрономическая, в обрыве к небольшому озеру, обнажен суглинок темно-коричневый с комковатой отдельностью, массивный. Обломочный материал, рассеянный в суглинках, представлен гравием, галькой, валунами, составляющими 3% объема породы. Среди галек и валунов много с притертыми отшлифованными поверхностями, на которых отчетливо видны борозды, шрамы. Некоторые обломки имеют специфическую утюгообразную форму. Видимая мощность 10 м.

На возвышенности Нере-Ходя (водораздел рек Горбита и нижнего течения р. Логата) в центре и южной стенке циркообразного 5-метрового обрыва к руслу небольшого ручья обнажен лед видимой мощностью 4 м, лед перекрыт суглинками с валунами и галькой, мощность которых в северной стенке цирка, где лед отсутствует, достигает 5 м.

На возвышенности Янгода-Тас, на правом склоне истоков р. Горбита, в циркообразном обнажении, вскрывается лед видимой мощностью 3,0 м. В северной стенке вверху лежит песок разнозернистый, насыщенный беспорядочно расположенными валунами и галькой мощностью от 0,1 до 0,9 м. Ниже обнажен суглинок темно-серый с гальками и валунами, распределенными по породе неравномерно, "обломками" светло-коричневого алеврита и его окатышами. В верхней части суглинков присутствуют тонкие оборванные слойки песка, а ниже чередуются более глинистые и более песчанистые суглинки, в различной степени насыщенные обломочным материалом. В восточной стенке цирка суглинок массивен и включает в себя неправильную линзу галечно-гравийного материала. Видимая мощность 2,2–3,0 м.

На водоразделе рек Малая Логата и Массонов, в верховье р. Ныбоба-Тари, с высоты 17 м, обнажаются:

	Мощность, м
1. Суглинок темно-серый с гравием, галькой, валунами, массивный. Суглинок внедрен в подстилающий песок в виде острых горизонтальных клиньев и линз. В нижних 1,5 м в суглинке присутствуют линзы и прослои песка, аналогичного подстилающему. Линзы неправильные, с оборванными краями, слойки в них изогнуты, иногда в песок включены валуны. На продолжении крупных линз расположены более мелкие включения песка, как бы оторванные от более крупных линз	8,5
2. Песок светло-серый тонкозернистый с тонкими прослоями илов	1,5
3. Песок светло-серый мелкозернистый с крупной параллельной слоистостью, подчеркнутой угольной крошкой. Слоистость наклонная под углом 50°, толща разбита трещинами, по которым наблюдаются смещения слойков. Песок содержит детрит раковин	7 (видимая)

Динамические контакты морены с подстилающими породами и дислокации последних отмечены и в других местах. Так, на правобережье р. Логата, ниже впадения в нее р. Сырута-Яму, в приподошвенную часть морены (ее видимая мощность 3,0 м), включены алевриты, изогнутые в крутую лежачую складку. Лежащие ниже переслаивающиеся алевриты и пески на контакте с мореной ожелезнены, слои их наклонены под углом 20° по азимуту 225° (т.е. вкрест простирания гряды, в основании которой они обнажаются).

На возвышенности Аярдах-Тас (междуречье рек Малая Логата и верховья р. Новая), в обрыве к протоке, вытекающей из небольшого термокарстового озера, сверху вниз обнажаются:

1. Суглинок серый вязкий с валунами и галькой. В нижней части разреза присутствуют линзовидные оборванные прослои светло-серых глинистых песков, аналогичных подстилающим мощностью 1 м. В некоторых линзах содержится мелкий растительный детрит	2,5
Ниже — 1 м и непрокапывающейся осыпи	
2. Ниже по склону песок, серый, мелкозернистый, глинистый, с прослоями алевритов, растительного детрита и намывного торфа, по которым получена радиоуглеродная дата 29 800 ± 600 л.н. (ГИН-1155)	3,7

Подобные пески, алевритистые пески и алевриты с намывным детритом и торфом обнажены в пределах краевой гряды под мореной и на других участках, что может служить одним из оснований для датирования времени ее образования, сартанским (поздним позднеплейстоценовым) оледенением.

Количество обломочного материала в суглинках, судя по результатам валунного опробования, колеблется от 1,2 до 6,8%. Петрографический состав обломочного материала морены соответствует позднепалеозойским породам гор Быранга (песчаники, алевролиты, аргиллиты), раннепалеозойским, протерозойским породам и гранитоидам Северного Таймыра, юрским и меловым местным породам (песчаники). Если траппы, изверженные кислые и местные мезозойские породы во всех пробах содержатся в равных количествах, то содержание ранне- и позднепалеозойских северотаймырских пород изменяется в зависимости от местоположения пробы. В центральной части низменности, в гряде, окаймляющей Тэнгкэнскую гляциодепрессию, доля северотаймырских раннепалеозойских известняков достигает 55–59%, в то время как позднепалеозойских пород составляет 26–30%. В грядах, окаймляющих Логатскую гляциодепрессию, содержание известняков уменьшается до 35–12%, а терригенных пород возрастает до 28–54%. Наконец, еще восточнее, в гряде, окаймляющей Байкуранерскую депрессию, содержание известняков сокращается до 0,3–6%, а раннепалеозойских терригенных пород увеличивается до 74–86%.

Гранулометрический анализ суглинков показывает неоднородность их состава (содержание частиц 0,01 мм колеблется от 38 до 86%) и характеризуется двувершинными гистограммами. Изучение шлифов морены под микроскопом показало, что она представляет собой алеврито-песчано-глинистую породу. Основную массу породы в шлифе составляет несортированный обломочный материал с алеврито-псаммитовой структурой и беспорядочной текстурой.

Химический анализ соляных вытяжек из образцов морен во всех случаях показал характеристики, свойственные континентальным условиям осадконакопления.

Абляционный ледниковый комплекс представлен озерными и флювиогляциальными отложениями. Первые слагают одиночные конусовидные и пологовершинные холмы, высоты которых колеблются от 2–3 до 30 м, крутосклонные (склоны ледникового контакта) плато. Вторые — узкие валы и гряды, цепочки вытянутых холмов, трассирующих продолжение гряд. Нередко гряды пространственно сопрягаются с камовыми плато, как бы "впадая" в них. Все эти формы рельефа венчают краевую ледниковую постройку, залегая поверх морены на вершине и склонах ледниковой гряды. Особенно много инверсионных форм на поверхности межпластных и межугловых массивов. Здесь отдельные камы сливаются в большие поля холмистых камовых массивов.

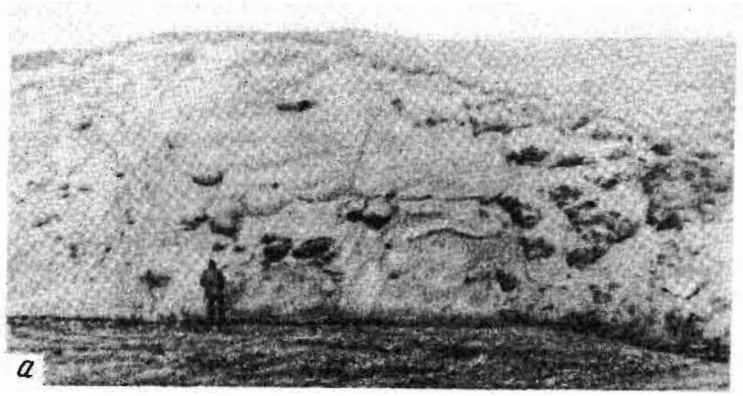
Единичные камовые холмы, камовые плато и озовые гряды слагаются, как правило, грубыми песчаными и песчано-галечными отложениями. Для осадков, слагающих озы, характерно наличие грубой косой слоистости, свидетельствующей об образовании их текущим потоком, хотя в некоторых озах слоистость в породе отсутствует. Слоистость в отложениях, образующих единичные холмы, горизонтальная. Например, разрез холма высотой 12 м и диаметром 30 м, расположенного в истоках р. Кубалах, бассейн р. Горбита, частично расчищенного горными выработками, отчасти естественно обнаженный, имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Валунно-галечно-песчаная смесь. Песок разнозернистый, неотмытый, составляет 30% объема смеси	1,4
2. Песок серый разнозернистый, с рассеянным гравием, галькой, щебнем. Горизонтальная слоистость подчеркнута наличием прослоев (2–3 см) глинистых песков	4,3
3. Галька и валуны в разнозернистом песке (около 40%). В галечниках намечается грубая горизонтальная слоистость, обусловленная распределением валунов послойно	4,3
Граница с подстилающей мореной резкая.	

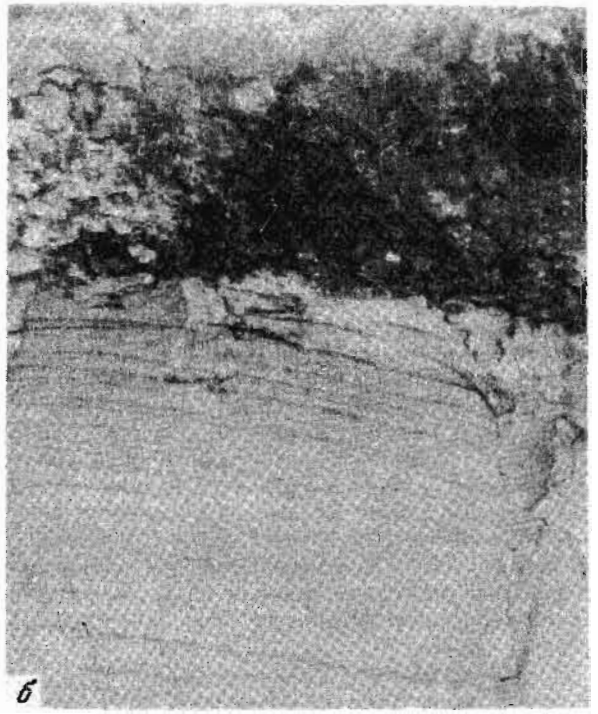
(водораздел рек Горбита и Тэнгкэн), где в крутом склоне плато обнажены песчано-галечно-гравийно-валунные образования. Песок грубозернистый, валуны до 0,7 м в поперечнике, преобладают с диаметром 0,2–0,3 м. В толще мощностью 10 м наблюдается горизонтальная слоистость по распределению обломочного материала.

Отдельные камовые крупные многовершинные холмы слагаются преимущественно грубыми песками. Так, на водоразделе рек Янгода и Горбата, в истоках р. Кубалах, обрывом к озеру вскрыт многовершинный кам с диаметром основания около 2 км. В обрыве обнажаются:

1. Валуны и галька в сером мелкозернистом песке (около 30%)	1,2
2. Песок серый среднезернистый с включением галек и валунов, хорошо окатанных, с прослоями грубозернистых песков	10
3. Валунно-галечный материал в разнозернистом песке (около 30%)	0,8



а



б

Рис. 48. Камовая терраса на возвышенности Нере-Ходя (междуречье рек Волчья и Логата). Фото Т.П. Борисовой
а — общий вид обнажения; *б* — часть обнажения

В некоторых холмах на склонах конечноморенных гряд слоистость наклонная. Как правило, эти холмы имеют неровную подошву, как бы насыпаны на наклонную поверхность сверху. Очевидно, и наклон слоистости в подобных холмах обусловлен их инверсионным происхождением: накоплением в понижениях поверхности уже омертвевшего края ледника и последующей проекцией на подстилающий коренной субстрат после окончательного вытаивания мертвого льда. Совершенно очевидно, что все прочие формы рельефа абляционного комплекса формировались в фазу омертвения ледникового края за счет перемыва материала, содержащего морену льда с последующей, по мере его таяния, инверсией вогнутых наледных форм рельефа (озер, потоков) в выпуклые положительные, за счет накопленных в них осадков.

Отложения крупных интрагляциальных и наледных озер представлены более тонкими осадками, чем образования, слагающие единичные небольшие холмы и камовые плато. На возвышенности Нере-Ходя (междуречье р. Большая Волчья и р. Логата), в верхней части склона, обращенного к гляциодепрессии, вскрыто (рис. 48):

Мощность, м

1. Галька с валунами и щебнем в коричневой супеси 0,4
2. Песок мелкозернистый четко параллельнослоистый за счет чередования светло-серых и темно-серых более глинистых песков. Мощность прослоев до 1 см. Прослои иногда срезают друг друга. В верхней части разреза слои наклонены под углом 15° на Ю3, в нижней — выполаживаются 0,9

0,9 (видимая)

Камовые пески, слагающие массивы холмистого рельефа, также представлены мелкими, реже — среднезернистыми разностями, как правило, горизонтальнослоистыми, но иногда и волнистыми, с тонкой срезанной волнистой слоистостью, и совсем редко в разрезах присутствуют серии с диагональной слоистостью. Слоистость часто нарушена, изогнута, наклонена.

Разрез единичного оза, имеющего вид извилистой грядки протяженностью 2,5—3,0 км, высоту до 30 м, вскрыт в обрыве к озеру на п-ове Матуда-Яму-Мала. Здесь обнажен песок разнозернистый, полимиктовый, плохо окатанный (дресвянистый), с гравием, галькой, валунами, щебнем, составляющими 30% объема породы. Материал не сортирован. Вскрытая мощность 21,0 м.

Максимальная мощность абляционного комплекса в пределах краевой ледниковой гряды, судя по высоте слагаемых им форм рельефа, достигает 30—40 м.

Водно-ледниковые отложения караульской ледниковой толщи представлены песчаными, галечно-песчаными и валунно-галечными отложениями, слагающими флювиогляциальный шлейф и выполняющими ложбины стока ледниковых вод, рассекающих гряду. С внешней стороны флювиогляциальный шлейф окаймляет Джангодо-Сынтабульскую и Байкуранерскую гряды в виде пологонаклонной равнины, постепенно или несколькими уступами снижающейся к ровной поверхности высокой озерной террасы, сформированной озером, занимавшим депрессию рек Дудыпта и Большая Балахня. Высота тылового шва шлейфа 160 м, ширина колеблется от 2 до 10 км. Строение водно-ледниковых отложений вскрыто на берегах многих прорезающих его ручьев, стекающих с гряды, и всюду отмечается строгая закономерность его строения: абсолютное преобладание крупнообломочных разностей в непосредственной близости от гряды, постепенная смена их в дистальном направлении менее грубыми осадками, максимальная мощность накоплений у гряды и уменьшение ее к периферии шлейфа.

Проиллюстрировать это можно разрезами по р. Кинту-Юрях. В истоках у подножья гряды обнажены:

1. Галечники с валунами и гравием в грубозернистом песке (около 30%). Галька разноразмерная, валуны до 0,5 м в поперечнике 6,0
2. Галечники с гравием и песком содержат прослои и линзы средне- и крупнозернистых песков мощностью 20—30 см. Галька мелкая и средняя 0,8

В трех километрах ниже по реке (т.е. дальше от гряды) в обнажении длиной в 1 км вскрыты:

1. Галька в песке, мелкая и средняя, крупная редко. Песок желто-серый, разнозернистый, от 20 до 50% состава породы. Вниз количество обломочного материала уменьшается 1,5
2. Песок желто-серый, разнозернистый, с гравием и галькой. Прослои среднезернистого песка (мощностью до 30 см) с тонкой горизонтальной слоистостью 1,5
3. Песок светлый желто-серый крупнозернистый с гравием и редкой галькой. Вниз пески становятся постепенно среднезернистыми, в них появляются тонкие слойки серых тонкозернистых песков 2,0
4. Песок грубозернистый с гравием и мелкой галькой, расположенными беспорядочно, переслаивается с песком среднезернистым слоистым (слоистость видна по присутствию тонких слоев мелкозернистого песка) 2,2
5. Песок серый тонкозернистый, горизонтальнослоистый (по присутствию прослоев мощностью 1—2 см песка мелкозернистого) 2,5
6. Гравий и галька (около 30%) 0,5

(видимая)

Еще далее от гряды отложения флювиогляциального шлейфа представлены уже почти исключительно песчаными разностями. Так, на западном склоне оз. Кинту (удаление от гряды примерно 5—6 км) обнажаются:

1. Песок мелкозернистый косослоистый с линзами и гнездами песка грубозернистого с угольной крошкой 2,0
2. Гравийник с мелкими окатанными гальками 0,3
3. Песок, аналогичный образующему сл. 1. В нижней части появляются редкие прослои мощностью 0,5 см серого глинистого песка 5,7

(видимая до зеркала озера)

На еще большем удалении от гряды грубые разности водно-ледниковых отложений принимают участие в строении шлейфа только на отдельных участках, образуя на поверхности шлейфа невысокие пологие бугристые возвышенности. Мощность водно-ледниковых отложений здесь, как правило, невелика, и эрозией бывает обычно вскрыт подстилающий их цоколь.

В осадках, подстилающих валунно-галечные водно-ледниковые отложения шлейфа, в 8 км к востоку от оз. Сынтабул, в истоках р. Большая Тундровая, присутствуют линзы и прослои автохтонного торфа мощностью от 1,5 до 2 м. Возраст торфа по радиоуглероду 37 090±1500 л.н. (СО АН-1077), > 50 000 л. н. (ГИН-977).

Водно-ледниковые отложения, выполняющие ложбины стока талых ледниковых вод, которые прорезают конечноморенную гряду, представлены почти исключительно валунно-галечными осадками, максимальной мощностью не менее 30 м.

Пример разреза водно-ледниковых отложений ложбин стока ледниковых вод уже приводился для бассейна р. Каламиссамо. В бассейне р. Сергей-Турку-Яму, под валунно-галечными отложениями, в одной из ложбин стока, обнаружены доледниковые пески, обогащенные послойно растительным детритом, по которому получена C^{14}-дата 41 200 ± 2 000 л.н. (ГИН-1534). Подобные же пески обнажены под мощной толщей валунно-галечных отложений в обрывах к оз. Сергей-Турку. Содержащийся в песках растительный детрит датирован по C^{14} 38 700 ± 800 л.н. (ГИН-2555а) и 39 600 ± 800 л.н. (ГИН-2555б).

Интересно, что в пределах Байкуранерской гряды дно ложбин стока находится на разных абсолютных отметках, а в отдельных наиболее хорошо разработанных ложбинах присутствуют два или три террасовых уровня. Высотное положение дна ложбин и террас в них согласуется с высотами приледниковых бассейнов, уровни которых, очевидно, и являлись базисом для ложбин.

Петрографический состав галек и валунов водно-ледниковых отложений в общих чертах аналогичен составу обломков, заключенных в морене.

Озерные отложения. Как уже отмечалось выше, наклонная поверхность флювиогляциального шлейфа постепенно переходит в ровную поверхность озерной террасы. Самая высокая терраса в котловине р. Дудыпта имеет высоту 80 м, озерные отложения и террасы такой же высоты известны и в котловинах рек Массонов, Боганида, Хета (между устьями рек Боярка и Маймеча). Озерные отложения представлены песками, хорошо сортированными, содержащими прослои алевритов, глинистых песков, имеющими четкую горизонтальную слоистость, характерную вогнутую срезанную и очень редко диагональную.

В бассейне р. Дудыпта, восточнее оз. Матуда, разрез 80-метровой озерной террасы вскрыт оврагом, и в обрыве к озеру обнажаются:

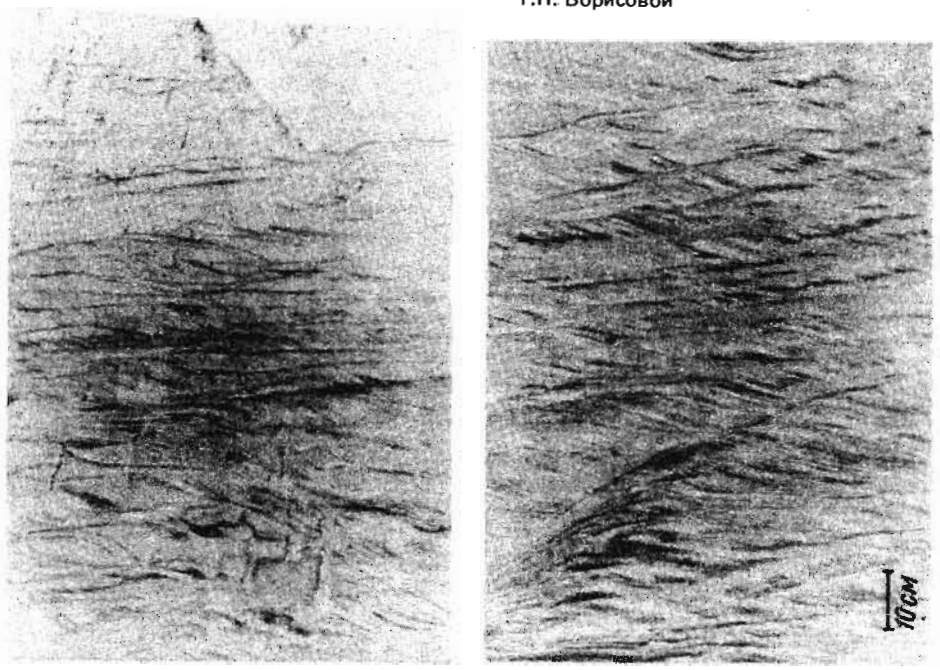
	Мощность, м
1. Алеврит серый с прослоями разложившегося растительного детрита, черного Слоистость пологоволнистая	0,6
2. Песок темно-серый тонкозернистый, глинистый с прослоями песка среднезернистого и песка, пропитанного гумусовыми растворами. Слоистость параллельная, слабонаклонная	0,8
Перерыв в обнажении 5 м (пологий склон с высыпками светлого мелкозернистого песка).	
3. Алеврит коричнево-серый с 5-сантиметровым прослоем растительного детрита	0,7
4. Песок серо-желтый среднезернистый с горизонтальными прослоями песка светлого мелкозернистого с рассеянными мелкими гальками и гравием	1,5
5. Песок серый тонкозернистый глинистый, в верху с волнистыми горизонтальными прослоями песка светлого мелкозернистого. В нижней части разреза — косая параллельная срезанная слоистость в сериях 2—5 см мощностью, перемежающихся с сериями 2—3 см мощностью, имеющими параллельную очень слабо наклонную слоистость (рис. 49).	

Из озерных отложений, слагающих террасу высотой 60 м, в бассейне р. Гули по обломку древесины (сучок) получена дата 19 100±600 л.н. (ГИН-687).

Со временем деградации ледникового покрова связано и образование озерных отложений, слагающих камовые террасы, которые прислонены к проксимальному (тыловому) склону краевой гряды, расположены в заливах гляциодепрессий. Склон террас к гляциодепрессиям крутой (склон ледникового контакта), сопряжение с грядой плавное, неотчетливое. Располагаются камовые террасы в интервале высот 80—160 м. Отложения, слагающие террасы, представлены песками мелко- и тонкозернистыми, горизонтально- и линзовиднослоистыми. Иногда в разрезах камовых террас отмечается присутствие линз гравийно-галечного материала.

Наиболее широко развиты камовые террасы в Логатской депрессии, где они

Рис. 49. Характер слоистости в озерных отложениях караульской ледниковой толщи (бассейн р. Дудыпта, восточнее оз. Матуда). Фото Т.П. Борисовой



занимают верхние части многочисленных мелких заливов. Так, в верховье р. Извилистая камовая терраса (абсолютная высота 120 м) разрезана ручьем, в обрывистом береге которого обнажается песок светло-серый мелкозернистый с четкой горизонтальной слоистостью за счет прослоев песка более грубого и более тонкого, алевритистого. Мощность прослоев от 1 до 10 см. Мощность песка 11 м. Ниже обнажена морена видимой мощностью 6 м.

Многочисленные разрезы озерных и водно-ледниковых отложений (в том числе и абляционного комплекса) детально опробовались на спорово-пыльцевой анализ. Абсолютное большинство изученных образцов не содержало спор и пыльцевых зерен. Лишь в единичных разрезах, а в них в единичных образцах отмечено небольшое количество пыльцы и спор четвертичных растений наряду с большим количеством переотложенных фоссилий мезозойского возраста. Лишь в одном случае в озерных отложениях этого времени (котловина р. Массонов) отмечено присутствие диатомовых водорослей, 94% которых представлены холодноводными формами.

Возраст караульской ледниковой толщи определяется как сартанский по прекрасной сохранности форм рельефа, созданных ледником. Подтверждением этого могут служить и радиоуглеродные даты, полученные из отложений, подстилающих караульскую ледниковую толщу. Кроме упомянутых уже, можно привести C^{14}-даты, полученные по сборам 1980 г. из межморенных отложений в разрезе мыса Каргинский на Енисее: 44 400 ± 1200 л.н. (ГИН-2582) по торфу и 43 400 ± 800 л.н. (ГИН-2581) по древесине. Кроме того, в отложения караульского ледникового комплекса вложены аллювиальные осадки только II и I надпойменных террас, время образования которых, судя по радиоуглеродным датам, которые будут приведены далее, соответствует интервалу 15 000—17 000 л.н.

Аллювиальные отложения. Со временем максимального распространения сартанского оледенения и началом его деградации, вероятно, связано образование аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков III надпойменной террасы рек Большая Балахня и Хатанга. О возможности отнесения этих отложений к раннесартанскому возрасту свидетельствует присутствие слагаемых ими террас только на площадях, не закрывавшихся сартанским ледником и не заливавшихся водами приледниковых бассейнов, аномально большая ширина террас, связанная, очевидно, со спуском водно-ледниковых озер, налегание аллювия на датированные позднекаргинские осадки (р. Большая Балахня) и, наконец, радиоуглеродные даты из собственно аллювиальных отложений.

На р. Большая Балахня аллювиальные отложения III надпойменной террасы, имеющей высоту 25 м, ширину до 40 км, изучены наиболее хорошо. Они представлены всеми фациями аллювиальной свиты — от русловых до старичных. В наиболее полных разрезах отмечено два ритма осадконакопления. Так, в 1 км ниже устья р. Киняс-Юрях, в обрыве террасы, сверху вниз обнажены:

	Мощность, м
1. Песок светло-коричневый, суглинистый, среднезернистый, пятнисто окрашенный гидроокислами железа	0,8
2. Торф моховый, коричневый, уплотненный	0,5
3. Песок серо-коричневый мелкозернистый, субгоризонтальнослоистый с тонкими прослоями глинистого и линзочками (2—3 см) растительного детрита	1,0
4. Песок серо-желтый среднезернистый со слабо заметной волнистой слоистостью	2,5
5. Песок серо-желтый среднезернистый с косой пологой однонаправленной слоистостью в сериях по 20 см, с послойными включениями мелкой гальки и гравия. (Слои 1—5 — верхний аллювиальный цикл).	0,8
6. Переслаивающиеся песок серо-коричневый мелкозернистый и алеврит коричневый песчанистый. Слоистость горизонтальная, мощность слойков 3—7 см	0,3
7. Торф моховой темно-коричневый	0,2
8. Песок серо-коричневый мелкозернистый, суглинистый с неправильной формы включениями торфа	1,5
9. Пачка переслаивающихся песков, гравийников, галечников, хорошо отмытых, сортированных, косослоистых (Сл. 1—9 — аллювий III террасы). На подстилающих отложениях лежат с размывом.	1,0
10. Алеврит темно-серый с рассеянными каменными обломками разного размера и окатанности, с одиночными створками пелиципод	6—7 (видимая)

В долине р. Хантанга III терраса также цокольная. Она имеет высоту 30 м, ширина ее достигает 50 км. Ее аллювиальная часть представлена русловыми галечниками и пойменными песками и алевритами.

Разрез аллювия иллюстрирует обнажение у с. Новорыбное, описанное выше. В разрезе террасы принимают участие и озерные отложения, которые изучены в обнажении в 25 км выше пос. Жданиха. Здесь с высоты 11 м над урезом реки сверху вниз вскрыты:

1. Торф моховой, коричневый, уплотненный	0,3
2. Глина серо-коричневая, алевритистая, слоистость субгоризонтальная	0,2
3. Песок серо-коричневый тонкозернистый, алевритистый с прослойчиками и линзочками алеврита и мелкого растительного детрита, вниз по разрезу переходит в алеврит темно-серый	8,0

Возраст растительного детрита сл. 2 по C^{14} — 17 780 ± 200 л.н. (ГИН-937).

К раннесартанскому времени относится и начало формирования комплекса *эоловых отложений*. К сожалению, вещественный состав и текстурные особенности этих образований не изучались. Они выявлены на аэрофотоснимках по характерным формам рельефа.

Так, к раннесартанскому времени, вероятно, следует отнести осадки, слагающие одиночные дюны на левобережье р. Маймеча в ее нижнем течении. Дюны представляют собой дугообразно изогнутые в направлении к востоку грядки высотой от 5 до 10 м. Внешний склон грядок (соответствующий выпуклости дуги) крутой, внутренний — пологий, в центральной части дуги высота и ширина их максимальна. Дюны параллельны или срезают друг друга. Поверхность между дюн (высотой 80 м) плоская, заболоченная. Создается впечатление, что дюны торчат из-под затопивших их болот. Возможно, это — доказательство образования эоловых форм на ранних стадиях сартанского оледенения, до возникновения в бассейне р. Хета приледникового озера, водами которого дюны были впоследствии залиты.

Ньяпанская ледниковая толща

Более поздние, чем караульские, сартанские отложения слагают на севере Мокоритгские и Верхнетаймырские конечноморенные гряды, на юге —Малороманихинский, Боярский, Хетский, Авамский краевые амфитеатры. С этим же временем связано образование гряды Ньяпан (см. рис. 14). В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири осадки этого времени выделены как ньяпанская ледниковая толща (по одноименной гряде). Ранее, как и караульская, она рассматривалась в составе осадков раннего позднеплейстоценового оледенения.

Краевые образования, как и раннесартанские, формировались двумя ледниковыми покровами: Северным (Карским?) и Путоранским. В отличие от Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской конечноморенных гряд краевые образования ньяпанской фазы оледенения не образуют сплошного пояса ни на севере, ни на юге

низменности. На севере они разобщены водоразделом, не несущим ледниковых форм рельефа, на конечноморенные Мокоритгские и Верхнетаймырскую гряды.

Мокоритгский краевой пояс расположен в бассейне Пясины и представлен как серией разобщенных моренных дугообразно изогнутых валов длиною до 30 км, так и протяженными (до 100 км и более) валами, трансгрессивно друг друга срезающими, ограничивающими вытянутые вдоль долин рек Пура, Нижняя Буотанкага, Мокоритто, Пясина гляциодепрессии, максимальная протяженность которых варьирует от 25 до 100 км. Валы имеют высоту над прилежащими равнинами от 30 до 100 м, ширину в основании 7—12 км и узкие четкие привершинные гребни (см. рис. 14).

Корреляция моренных гряд разрешает говорить о шести осцилляторных задержках (подвижках) ледникового края, более уверенно — о трех. Моренные валы по внешнему краю, иногда и вдоль по склону сопровождаются маргинальными ложбинами, частично используемыми современной гидросетью.

Флювиогляциальные шлейфы отсутствуют, в некоторых гляциодепрессиях до настоящего времени сохранились крупные озера.

Другой комплекс краевых образований представлен Верхнетаймырским краевым поясом, который протягивается по бортам долины р. Верхняя Таймыра в ее нижнем течении, пересекая долину несколько выше устья р. Логата и окаймляет крупную гляциодепрессию, открытую в сторону оз. Таймыр.

Верхнетаймырский краевой пояс образован серией более мелких параллельных гряд (от двух до шести), то отстоящих друг от друга на 2—6 км, то сближенных настолько, что между ними остаются лишь узкие рытвенные ложбины. Вытянутые цепочки рытвенных эворзионных и термокарстовых озер составляют особенность этого краевого ландшафта.

Характерная особенность Мокоритгских и Верхнетаймырских гряд — почти полное отсутствие по их периферии флювиогляциального шлейфа, в связи с чем как у всего краевого пояса, так и у образующих его отдельных гряд отсутствует асимметрия поперечного профиля.

У подножия плато Путорана краевые образования ньяпанской фазы оледенения также не образуют единого пояса. Сливающиеся или срезающие друг друга полудужья амфитеатров холмисто-озерного рельефа непрерывно протягиваются вдоль подножья плато от долины р. Малая Романиха до долины р. Хета, еще один амфитеатр расположен западнее, вдоль долины р. Авама, и, наконец, на крайнем западе находится гряда Ньяпан, окаймляющая с севера оз. Пясино. Флювиогляциальные шлейфы вдоль внешнего края амфитеатров, как и вдоль конечных морен Северного ледникового покрова, либо отсутствуют, либо развиты очень редуцированно.

Это связано с тем, что ледники второй фазы сартанского оледенения непосредственно контактировали с водами приледниковых озерных бассейнов. Озерной абразии подвергались не только водно-ледниковые отложения, но и краевые постройки и лед, их образовавший. Об этом свидетельствуют прямолинейность (срезанность) дистальных краев некоторых южных конечноморенных амфитеатров (Малороманихинского) и наличие нескольких ярусов небольших береговых валов по внешнему склону Верхнетаймырской гряды.

Ньяпанская ледниковая толща представлена основной мореной, отложениями, формирующими краевые образования, водно-ледниковыми и озерными осадками.

Основная морена ньяпанской ледниковой толщи представлена суглинками, значительно реже — супесями, содержащими несортированный послойно каменный обломочный материал. Текстура основной морены массивная, на контакте с подстилающими породами на отдельных участках отмечены текстуры захвата и псевдослоистость. Количество обломочного материала в основной морене максимально велико у подножия гор Быррапга (до 10%). Небольшое число обнажений основной морены известно по северному и западному берегам оз. Таймыр, по левобережью нижнего отрезка долины р. Верхняя Таймыра, по ее правым притоком. Так, в предгорьях (бассейн р. Бафи, левобережье р. Верхняя Таймыра) в естественной морозобойной трещине вскрыто 2,0 м суглинисто-щебнисто-валунных глыбовых образований. Суглинок составляет не более 10% от объема породы. В обломочном материале преобладают валуны различной окатанности.

Дальше от гор количество обломочного материала в морене уменьшается. На западном берегу оз.Таймыр, на р. Извилистая, в 3 км от устья (наблюдения Г.Х. Ян), под слоем водно-ледниковых гравийно-галечных образований мощностью 2,2 м, обнажен суглинок темно-серый, с мелкокомковатой отдельностью, с рассеянными валунами и галькой, составляющими здесь 8% объема породы. В разрезе суглинков присутствуют также неправильные, оборванные, часто изогнутые линзы грубого песка. Видимая мощность морены 5,0 м.

В основной морене, изучавшейся уже в 50 км к юго-востоку от подножья гор (правобережье р. Верхняя Таймыра, оз. Сырута-Турку, наблюдения А.Н. Красильникова), содержание обломочного материала не превышает 2% объема породы. В то же время на площадях развития основной морены, которые хорошо распознаются по спокойному, пологоволнистому рельефу, на поверхности часто встречаются отдельные валуны и глыбы траппов, гранитоидов и других пород до 2 м в поперечнике.

Петрографический состав обломочного материала основной морены валунным опробованием изучался в единичных пунктах. Характерно присутствие и абсолютное преобладание терригенных позднепалеозойских пород, слагающих горы Быранга. Содержание раннепалеозойских известняков Таймырской петрографической провинции не превышает 3,5%, но всегда, хотя бы в единичных экземплярах, присутствуют и такие северотаймырские породы, как гранитоиды, метаморфические протерозойские зеленокаменные.

Гранулометрический состав мелкозема морены характеризуется преобладанием глинистой фракции, но и крупнопесчаная и алевритовая составляют не менее 10%. В минералогическом составе преобладают кварц и карбонаты, полевых шпатов мало, что отличает основную морену ньяпанской ледниковой толщи от караульской.

Краевые образования ньяпанской ледниковой толщи имеют двухчленное строение: дислоцированные доледниковые отложения, залегающие в основании гряд, и собственно морена, имеющая в отличие от караульской очень сложное строение, отраженное в ее крупночешуйчатой текстуре и переслаивании с водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями.

Дислоцированные доледниковые породы обнажаются в конечноморенных грядах по крутым склонам эворзионных и термокарстовых озер. Обнажения их располагаются на больших абсолютных высотах (свыше 100 м), что разрешает предполагать, что и здесь, как и в Джангодо-Сынтабульской гряде, ими образовано ядро гряд. Они представлены ленточными глинами, алевритами и песками, содержащими на отдельных участках раковины морских моллюсков.

Морена краевых образований представлена суглинком, как правило, темно-серым, реже — серо-коричневым, содержащим валуны, гальку, щебень, обломки и целые створки раковин морских моллюсков, а также прослои, линзы (вероятней всего, ксенолиты — отторженцы нелединковых пород), реже — песчаным массивным алевритом с включениями мелких отторженцев рыхлых пород.

Оценить общую мощность морены в краевых грядах на данном этапе изучения невозможно. Максимальная наблюдавшаяся в обнажениях — около 25 м.

Сложное чередование собственно морены с осадками нелединкового генезиса, наблюдаемое как по простиранию, так и по разрезу, отмечено на многих участках Верхнетаймырской конечноморенной гряды. Разрез такого рода вскрыт на правом берегу р. Логата, в 4 км выше устья р. Песцовая, в бортах оврага, рассекающего склон долины. В левом борту оврага, в 300 м от его устья, сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
1. Горизонт, состоящий из крошки глин синевато-серых, песчанистых с присыпками ржаво-бурого песка, с рассеянными валунами и галькой и обомками раковин. В нижних 15 см — тонкие наклонные линзы и слойки лежащего ниже песка. По плоскости контактов порода ожелезнена. По неровной границе с интенсивным ожелезнением пород лежит сл. 2.	1,5
2. Песок светлый, неравномерно ожелезненный, тонкозернистый, пылеватый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой намывами очень мелкого растительного детрита с линзами гравия, с осколками раковин, переслаивается с песком светлым мелко-среднезернистым, с единичными гальками, рассеянной битой ракушей, включениями обугленной рассыпающейся древесины. Мощность пачек переслаивания 0,5—1,0 м. На контакте с подстилающими породами — слоечек (3—5 см), состоящий из крошки раковин и валунов размером 0,5×0,5×0,5 м.	4,0
3. Морена — супесь серая оскольчатая с обломками, составляющими 2,8% объема породы, с неправильными скоплениями обломков раковин, ожелезненных, без хитинового покрова. Супесь кливажирована, плоскости кливажа ожелезнены. В нижней части слоя наблюдаются клинья и линзы песков. Анализ поглощенного комплекса показал формирование осадков в условиях, близких к морским.	1,0—0,8
4. Песок желтый, тонкозернистый, пылеватый, неравномерно ожелезненный	1,8
5. Галечник	0,05
6. Глина черная, крошчатая	0,5
7. Суглинок валунный (морена)	0,5
8. Алеврит темно-серый, крошчатый, с прослойками (0,2—0,5 см) песка. Единичная битая ракуша	0,7
9. Песок серый тонкозернистый, послойно ожелезненный, с гравийными прослоями, с редкими битыми ракушками. В нижней части — линзы и клинья лежащей ниже супеси.	0,7

	Мощность, м
10. Морена — супесь темно-серая, оскольчатая, с битой ракушей, с обломочным материалом, составляющим около 5% породы, на некоторых валунах штрихи и борозды. Состав морены несколько меняется по разрезу — то более глинистый, то более песчаный. В верхней части — тонкие прослои и линзы лежащего выше песка, линза гравийного песка, в средней — прослой (мощностью 1,5 см) глины коричнево-серой. В нижней части в супеси — прослои лежащего ниже песка. Анализ поглощенных комплексов дает характеристики, отвечающие морским условиям осадконакопления.	6,0
11. Песок светло-серый, мелко- и среднезернистый, отмытый, сортированный, содержит линзы и прослои коричневатых алевритов (каргинские отложения)	15,0

Общая мощность ледниковой толщи в данном разрезе 17 м.

В 150—200 м выше по оврагу, в том же левом борту, сделан еще ряд расчисток, где вскрываются:

1. Песок и супесь зеленовато-серые, переполненные обломками древесины, веток, рваными линзами черного перетертого торфа.	1,0 (видимая)
2. Морена — супесь серая и зеленовато-серая, плотная, переполненная обломочным материалом (50% — визуальное определение). В нижней части переслаивание серой и черной морен, супесчаной и суглинистой. В супеси содержатся линзы, набитые крошкой ракушек. Анализ поглощенного комплекса дал характеристики, отвечающие континентальным и близким к ним условиям образования.	3—6
3. Песок желтый мелкозернистый, ожелезненный, с рассеянными гравием и битой ракушей (как сл. 2 в первой расчистке)	5—7
4. Морена — суглинок коричневатый с валунами, галькой и битыми ракушками	0,8
5. Песок желтовато-серый, тонкозернистый, глинистый с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой наилком либо органическим прокрашиванием (в первой расчистке таких не было)	0,7
6. Морена — суглинок коричневый с небольшим количеством валунов	0,7
7. Песок, аналогичный сл. 5	0,5
8. Песок светлый, среднезернистый, с линзочками, внизу с прослоями (до 1 см) серых илов, наклоненными линзами угольков и рассеянными гальками (диаметром 2—3 см). Редкие песчано-железистые конкреции	3,5—4
9. Песок светлый, ожелезненный, мелкозернистый, переслаивающийся с серыми илами. Тонкие прерывистые слойки с растительным детритом	0,3
10. Морена — суглинок серый с синими пятнами, кливажированный, с ожелезнением по плоскости, с валунами (до 5—10%), редкими мелкими обломками ракушек. В основании — линзы ожелезненных песков	3,5
11. Глина голубовато-серая, кливажированная	1,5 (видимая)

Несколько выше по оврагу в основании склона наблюдаются те же глины мощностью 6 м. Мощность ледниковых толщ в данном разрезе 16—17 м.

На противоположном склоне оврага и на р. Логата, в 100 м ниже устья оврага, как и в приведенных выше разрезах, вскрыты валунные суглинки и супеси, переслаивающиеся с различными песками.

Подобное быстрое изменение разрезов как по вертикали, так и в латеральном направлении, наличие неровных динамических контактов между собственно мореной и нелединковыми осадками, ожелезнение пород на контактах разрешает рассматривать толщи переслаивания морены с нелединковыми осадками как особую фацию морены чешуйчатого строения [Лаврушин, 1976]. По мнению Ю.А. Лаврушина, формирование чешуйчатой морены происходило при послойнонадвиговом и глыбовосколовом движении льда, сопровождалось послойным затягиванием подстилающих пород в тело ледника и последующим отжиманием их вместе с мореной из мореносодержащего льда. Суммарная мощность такого рода морен может, очевидно, достигать больших величин. Наблюденные же ее мощности не превышают 20 м, что лимитируется максимальными высотами обнажений, существующих в ледниковых грядах.

Другая особенность строения краевых образований Верхнетаймырской гряды — переслаивание морены с водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми осадками, что, возможно, свидетельствует о некоторой пульсации ледникового края во время образования этой краевой зоны.

Наконец, еще одна существенная особенность — наличие в морене большого количества целых и битых раковин морских моллюсков. На отдельных участках раковины рассеяны в суглинках в таком же количестве, как и каменный обломочный материал. Так, конечноморенная гряда на левобережье нижнего течения р. Логата, судя по обнажению на берегу озера (высота 25 м), слагается суглинком темно-серым с оскольчатой текстурой, с многочисленными раковинами пелециопод, рассеянными в суглинках, как и гравий, галька и валуны — в самом различном положении. Хорошую сохранность имеют только толстостенные раковины, тонкостенные встречаются в обломках. Анализ поглощенного комплекса из суглинков показал континентальные условия осадконакопления. Возраст раковин по C^{14} 25 250 ± 1000 л.н. (МГУ-487).

Можно предполагать, что формирование морены на многих участках происходило за счет ассимиляции морских доледниковых отложений. Очевидно, этим же объясняется наличие таких проб поглощенных комплексов из морены, количество их, правда, единично — 2 из 8, которые свидетельствуют об условиях осадконакопления морских или близких к морским. Косвенным доказательством этого может служить присутствие морских доледниковых отложений в естественных условиях залегания в гляциодепрессиях южнее Верхнетаймырской гряды и почти полное их отсутствие в глациодепрессии к северу от нее.

Валунное опробование морены показало, что содержание каменного обломочного материала в ней колеблется от 1—2 до 7% объема породы. По петрографическому составу среди обломочного материала преобладают позднепалеозойские породы — песчаники, алевролиты и аргиллиты Быррангских гор (79—98%), породы траппового комплекса (долериты интрузий) от 11,5 до 10,3%, раннепалеозойские известняки Таймырской петрографической провинции 0—8%, юрские и меловые породы 0—3%, постоянно присутствуют в единичных экземплярах гранитоиды и метаморфические породы Северного Таймыра.

Микроскопический анализ морены показал, что ее слагают несортированные песчано-алеврито-глинистые породы, не отличающиеся от пород морены караульской ледниковой толщи. Глинистая основная масса составляет 50—65% объема породы. Гранулометрический состав моренных суглинков не выдержан. Содержание глинистой фракции колеблется от 30 до 64%.

Абляционный комплекс в Верхнетаймырской краевой постройке представлен песчано-галечными отложениями камовых холмов. По литологическому и минералогическому составу они не отличаются от таковых в Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской грядах ранней фазы оледенения, но развиты на значительно меньших площадях в виде единичных форм.

Отложения, формирующие систему Мокориттских конечноморенных гряд, изучены только с поверхности. Они представлены суглинком и супесью, содержащими небольшое количество обломочного материала.

Краевые образования ньяпанской ледниковой толщи Путоранского ледникового центра обрисовывают широкие концы спускавшихся с плато и растекавшихся у его подножья ледников. Рельеф краевой зоны представляет собой беспорядочное скопление остроочерченных и плоских холмов, перемежающихся с глубокими озерными котловинами. Максимальная абсолютная высота в пределах этой зоны 140—150 м.

Внешний склон краевых образований круто спускается к озерной равнине, расположенной в бассейне р. Хета. С внутренней стороны таким же крутым склоном они снижаются к плоской поверхности ограниченных ими гляциодепрессий. Краевые образования слагаются мореной и песчано-галечно-валунными отложениями. Морена лежит в основании краевых построек и образует целиком отдельные холмы в системе холмисто-озерного рельефа. Но большая часть холмов сложена песчано-галечными и галечно-валунными отложениями, среди которых нередки валуны свыше 1 м в поперечнике.

Строение краевых образований и положение в разрезе слагающих их отложений уже рассматривалось в литературе ранее, на примере опорного разреза по р. Малая Романиха [Исаева и др., 1976; Исаева, Крауш, 1979]. Для морены и валунно-галечных отложений характерно абсолютное преобладание в составе обломочного материала пород трапповой петрографической провинции — базальтов, долеритов, туфов (до 94%).

Озерные отложения ньяпанской ледниковой толщи на севере низменности распространены южнее краевых ледниковых гряд в гляциодепрессиях раннесартанского времени. Они слагают озерные террасы, уровень которых в разных депрессиях различен: в Луктахской депрессии — 80—90 м, в Горбитской — 60—70 м, в Логатской — 100 м.

Озерные бассейны образовались и в центральной и южной частях низменности (Дудыптской, Боганидской, Хетской депрессиях), очевидно, в связи с подпруживанием бассейна Пясины Мокориттскими грядами. Системой проток они соединялись в одно крупное озеро (пра-Лабаз), зеркало воды которого не поднималось выше 70—80 м. Реликтами этого праозера, очевидно, являются два крупнейших озера низменности —Лабаз и Тонское.

Озерные отложения представлены песками мелко- и тонкозернистыми, часто пылеватыми, и алевритами горизонтально-, линзовидно- и волнистослоистыми. В озерных отложениях отмечены криогенные нарушения типа инволюций и мелких псевдоморфоз по трещинным льдам. В отличие от караульских озерных отложений в отдельных разрезах присутствует мелкий растительный детрит. Так, в Логатской депрессии разрез озерных отложений вскрыт в верховьях р. Логата. Под поверхностным валунно-галечным плащом обнажен песок палево-желтый тонко- и мелкозернистый, хорошо сортированный, горизонтально- и перистослоистый. К основанию песок становится более тонким, здесь слоистость обусловлена слойками илов и линзочками среднезернистого песка с гравием. Видимая мощность 10—12 м.

В той же Логатской гляциодепрессии, южнее оз. Логата (тоже, вероятно, реликт приледникового бассейна), в обрыве к небольшому озеру, вскрыт песок белесый, тонкозернистый, хорошо сортированный, с прослоями иловатых песков мощностью 0,5—2 см. Слоистость горизонтально-волнистая. В рассеянном виде по плоскостям наслоения и в виде "оборвышей" внутри песка присутствуют включения тонкого растительного детрита. Слоистость несколько деформирована криогенными процессами. Видимая мощность 6,0 м.

Озерные отложения пра-Лабаза несколько более грубые. Так, в Дудыптинской депрессии разрез озерной 60—70-метровой террасы представлен песками мелко-, средне- и разнозернистыми. Горизонтальная и слабонаклонная слоистость подчеркнута линзовидными включениями крупнозернистого песка и гравия в нижней и верхней частях разреза и тонкими прослоями (мощность 1—3 мм через 1,5—5 см) мелко- и тонкозернистого глинистого песка в средней части разреза. Видимая мощность 7,5 м.

Норильская ледниковая толща

Еще более поздняя фаза развития сартанского оледенения зафиксирована на юге Северо-Сибирской низменности самым южным конечноморенным амфитеатром у подножья плато Путорана при выходе на низменность р. Хета. Он коррелируется с краевыми образованиями у западного подножья плато, выделенными В.Н. Саксом под названием норильских (мелколамские по номенклатуре геологов КГУ). В Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири они выделены как норильская ледниковая толща. Толща объемлет основную морену, конечные морены, водно-ледниковые и озерные отложения.

На севере низменности к норильской ледниковой толще могут быть отнесены отложения, слагающие конечноморенную гряду у подножия гор Быррангa, на водоразделе рек Буотанкага и Верхняя Таймыра и Буотанкага — Студеная. Гряда фиксирует выход долинного ледника из гор Быррангa к их подножью. Как основная, так и конечная морены здесь представлены суглинком массивным с большим количеством обломочного каменного материала (до 6% от объема породы) пород исключительно быррангского комплекса. Максимальная наблюдавшаяся мощность морены 10 м.

На юге низменности с этой фазой оледенения связано формирование конечноморенной гряды в долине р. Хета, у выхода ее с плоскогорья. Она наблюдалась в небольших обнажениях, где представлена суглинком массивным, содержащим обломочный материал в объеме не менее 6—7%. Характерно присутствие валунов до 1,5—2 м в поперечнике. В разрезе гряды отмечен захороненный мореносодержащий лед. Максимальная наблюдавшаяся мощность морены около 9 м, мощность погребенного льда до 7 м.

По петрографическому составу среди обломочного материала морены преобладают породы Путоранской трапповой петрографической провинции — долериты, базальты, туфы.

Водно-ледниковые отложения норильской ледниковой толщи известны только на севере низменности. Они лежат в ложбине стока ледниковых вод, берущей свое начало непосредственно от конечноморенной гряды. Водно-ледниковые отложения представлены галечно-валунными накоплениями в разнозернистом песке, присутствуют валуны размером до 1,5 м. На некоторых валунах и гальках сохранилась ледниковая штриховка. Их максимальная наблюдавшаяся мощность 10 м. Петрографический состав обломков соответствует Таймырской петрографической провинции.

Возможно, к этой же фазе развития сартанского оледенения следует относить время становления краевых ледниковых образований, дешифрирующихся по радиолокационным снимкам на самом севере п-ова Таймыр в виде почти непрерывной гряды, фиксирующей фронтальный край покрова, центр которого располагался на шельфе (см. рис. 14).

Озерные отложения норильской ледниковой толщи развиты в гляциодепрессиях, освободившихся из-подо льда при деградации ледниковых покровов после ньяпанской стадии их развития, где в это время еще сохранялись реликтовые озерные бассейны. Основные площади, занимаемые ими, приурочены к депрессии оз. Таймыр и его заливов и гляциодепрессиям системы Мокориттских гряд и в меньшей степени к южным гляциодепрессиям. По берегам оз. Таймыр и его заливов самые высокие

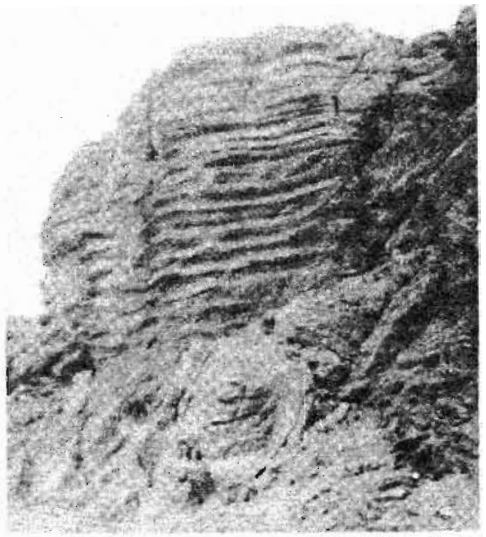


Рис. 50. Обнажение озерных отложений норильской ледниковой толщи в долине р. Дюнта-Турку-Яму, бассейн оз. Таймыр. Фото Г.В. Иваненко

озерные террасы, образование которых могло осуществляться при и после деградации занимавшего депрессии ледника, имеют высоту 60—70 м. Как и озерные осадки более ранней фазы оледенения, они представлены тонкими песками — алевритами, глинами горизонтально- и волнистослоистыми; на участках, прилегающих к ледниковым грядам, в разрезе присутствуют линзы и прослои гравия и гальки. Их отличительная особенность — увеличение содержания в отложениях намывных растительных остатков.

В гляциодепрессии низовьев р. Верхняя Таймыра озерные отложения высокой озерной террасы наблюдались по долине р. Сегата-Мала-Тари, где они представлены (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок светло-серый, среднезернистый, отмытый, сортированный, пятнисто ожелезненный, с тонкими прослоями обугленной органики	до 1
2. Песок светло-серый, тонко- и мелкозернистый, горизонтально переслаивается с песком темно-серым, тонкозернистым, иловатым. По плоскостям наслоения присутствуют тонкие линзочки намывного обугленного детрита	2,5
3. Песок тонкий алевритовый и алеврит горизонтальнослоистые	1,0 (видимая)

В долине реки Дюнта-Турку-Яму (впадает в оз. Таймыр в заливе Юка-Яму) Г.В. Иваненко наблюдала разрез глубоководных фаций озерных отложений, представленных ленточнослоистыми глинами, алевритами, тонкими песками (рис. 50), в долине Яму-Тарида — более грубые прибрежные отложения, представленные песками мелко- и среднезернистыми с линзами гравийно-галечного сыпучего материала мощностью от 10 до 20 см, залегающими непосредственно на морене.

Озерные отложения, образование которых можно связывать с норильской ледниковой фазой, известны в гляциодепрессиях и более ранних фаз сартанского оледенения — Янгодо-Горбитской, Нижнелогатской, Дудыптинской, Верхнебалахнинской, Среднебалахнинской, где они слагают террасу высотой 40—50 м. На юге низменности они выполняют Боярскую и Малороманихинскую гляциодепрессии и депрессию р. Ледяная.

Они представлены горизонтально- и волнистослоистыми алевритами и песками. Например, в бассейне р. Горбита (4 км ниже устья р. Большая Волчья), в 12-метровом обрыве 50-метровой террасы, обнажено:

	Мощность, м
1. Алеврит коричнево-серый, массивный, расслаивается по напластованию	1,0
2. Песок желтый мелкозернистый, ожелезненный с неправильными линзами суглинка	0,4
3. Алеврит серый, переслаивающийся с песком светлым желто-серым тонкозернистым. Преобладают алевриты. Слоистость горизонтальная и пологоволнистая параллельная, мощность прослоев от 1 до 10 см. Переходы между слойками постепенные	2,0

	Мощность, м
4. Алеврит пепельно-серый и песок серый тонкозернистый, переслаивающиеся. Слоистость горизонтальная, мощность прослоев 3 см. В отдельных прослоях песков наблюдается тонкая косая и волнистая срезанная слоистость	5
5. Алеврит серый массивный со щебенчатой отдельностью	1,3 (видимая)

Выше по течению (выше устья р. Большая Волчья) вскрыты породы, подстилающие позднесартанские озерные осадки. Они представлены регионально прослеживаемым слоем валунов и галек, утопленных в подстилающие их глины с раковинами морских моллюсков (каргинские). На участках, где слой валунов и галек отсутствует между морскими и озерными отложениями существует неровный контакт размыва. Здесь максимальная наблюдавшаяся мощность озерных отложений около 10 м.

В Верхне- и Среднебалахнинской депрессиях прослеживается огрубение озерных отложений вверх по разрезу и по простиранию к склонам окружающих депрессию ледниковых гряд. В верхнем течении р. Большая Балахня, 3 км выше устья р. Тина-Турку-Яму, в обрыве озерной террасы, с высоты 18 м вскрыты:

	Мощность, м
1. Алеврит песчанистый с линзами торфа, возраст по C^{14} · 9 220 ± 60 л.н.; ГИН-1451	2,9
2. Песок серо-коричневый мелкозернистый, переслаивающийся с алевритом серым, содержащим мелкую "сечку" растительного детрита. Слоистость нарушена криогенными процессами, имеет муаровый рисунок. В некоторых слоях сохранились первичные линзовидно-параллельная и косая слоистости	1,0
3. Алеврит серый глинистый с прослоями песка палевого. Слоистость волнистая. Контакт с лежащими ниже породами по неровной волнистой границе	0,4
4. Песок желто-серый среднезернистый, слегка глинистый с линзочками алеврита, подчеркивающими тонкую волнистую слоистость	0,2—0,7
6. Алеврит серый песчанистый с субгоризонтальными линзами и пятнами алеврита в нижней части (2,5 м), алеврит глинистый с прослоями песка (0,5—1,5 см) серого, тонкозернистого. Прослои повторяются через 5—20 см. На лежащих ниже породах залегают по неровной срезающей границе Сл. 1—6 — озерные отложения.	4,5
7. Песок с линзами растительного детрита (радиоуглеродная дата 39 900 ± ± 1500 л.н.; ГИН-784), переходит вниз по разрезу в алеврит и глины (каргинские озерно-речные отложения)	9,0 (видимая)

В Среднебалахнинской депрессии С.М. Андреева наблюдала изменение разреза озерных отложений 50-метровой террасы в латеральном направлении на безымянном притоке р. Большая Балахня. Обнажения, где в разрезах преобладает алеврит, ближе к склону депрессии сменяются обнажениями, где преобладает песок. У подножья гряды в песках появляется большое количество галечно-гравийных прослоев. В озерных отложениях Среднебалахнинской депрессии, слагающих террасу высотой 40—50 м, отмечены повторно-жильные льды, синхронные времени накопления озерных отложений, длиной от 3 до 6 м.

В южных гляциодепрессиях, расположенных непосредственно у подножья плато Путорана и имеющих значительно меньшие размеры, озерные отложения представлены значительно более грубыми песчано-галечно-гравийными горизонтально-слоистыми отложениями.

Аллювиальные отложения. В третью фазу развития оледенения формировались аллювиальные отложения, слагающие в настоящее время II надпойменную террасу по крупным рекам, протекавшим по депрессиям, не занятым уже озерами (р. Хета, ее крупные притоки — реки Боганида, Боярка, нижнее течение р. Большая Балахня). Высота II надпойменной террасы р. Хета 18—30 м. В устье р. Боярка аллювий II террасы представлен (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок серо-коричневый мелкозернистый, переслаивающийся с суглинком. Мощность прослоев 5—10 см	1,5
2. Песок зелено-серый мелко- и среднезернистый, слабо глинистый с неотчетливой слоистостью	8,0
3. Песок с галькой и валунами. Преобладает галька размером 2,5 см. Размер валунов до 0,3 м. Присутствуют прослои песка без обломочного материала. По неровной границе лежат на меловых породах.	0,4

Из разрезов II надпойменной террасы р. Хета, изучавшихся Л.Д. Сулержицким, получены радиоуглеродные даты ниже пос. Волочанка 14 200±250 (ГИН-661) и 12 700± ±400 (ГИН-662), у устья р. Кресты-Юрях 13 700±150 л.н. (ГИН-692), по р. Хатанга, в 13,5 км выше устья р. Блудная, 15 000±300 л.н. (ГИН-1254), ниже устья р. Обойная 15 630±80 л.н. (ГИН-938).

Высота II надпойменной террасы р. Большая Балахня 12–20 м. Разрез террасы может быть проиллюстрирован обнажением выше устья р. Бирбаку, где сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок мелкозернистый, серовато-желтый, кварц-полевошпатовый с прослоями и линзами алевритов (2–5 см), мелкой "сечкой" растительного детрита. Слоистость линзовидно-горизонтальная	0,7
2. Песок среднезернистый серовато-желтый, кварц-полевошпатовый, переходящий вниз по разрезу в разнозернистый с прослоями и линзочками (2–5 см) мелкого гравия	0,5
3. Песок серый среднезернистый, хорошо отмытый с линзами (2–3 см) мелкого гравия и переслаивающийся с песком алевритистым. Мощность хорошо отмытого песка 5–10 см, алевритистого — 1–5 см, слоистость всей пачки линзовидно-горизонтальная	3,1
4. Песок палевый мелкозернистый с линзами и прослоями алевритистого песка (1–2 мм), образующим прерывистые серии линзовидно-горизонтальной и косой слоистостью. В приподошвенной части слоя присутствуют мелкие хорошо окатанные гальки	0,8
5. Алеврит серый песчанистый с линзами (0,5–1,0 см) растительного детрита. В этом слое отмечены немногочисленные зерна пыльцы трав, преимущественно злаков, осок, полыни, разнотравья, кустарниковой березки, споры папоротников и мхов	0,1
6. Галечник несортированный по размерности, но уложенный плоской стороной горизонтально, угловато-окатанный. Заполнитель — песок разнозернистый, суглинистый	0,5
7. Гравийно-галечные отложения, хорошо сортированные, слоистость субгоризонтальная, переслаивание песчано-гравийных и гравийно-галечных прослоев (мощность от 0,2 до 0,5 м). Гравий и галька хорошо окатаны (II–III класс). С размывом лежат на галечно-алевритовых отложениях казанцевского горизонта	5,0

II надпойменная терраса — повсеместно цокольная, максимальная наблюдавшаяся мощность ее аллювия 12,0 м.

С заключительными фазами сартанского оледенения связано формирование наиболее низких террас оз. Таймыр (высота 30–50 м).

Озерные отложения представлены тонкопереслаивающимися песками, алевритами, торфами, несущими часто следы криогенных нарушений, содержащими в низах разреза на отдельных участках линзы льда. Хорошо обнажена низкая терраса оз. Таймыр в приустьевой части р. Ямуа-Тарида. Здесь залегают (сверху вниз):

1. Песок желто-коричневый, мелкозернистый, несортированный с единичной мелкой галькой	0,4
2. Песок желто-коричневый тонкозернистый, горизонтальнослоистый, пятнами ожелезненный, переслаивающийся с серым песком и коричневым алевритом. Переслаивание не ритмичное, мощность песчаных прослоев больше. По слою рассеяна мелкая галька	1,3
3. Алеврит темно-коричневый, плотный с мелкими проспоями (0,2 см) мелкозернистого желтого песка	0,4
4. Песок желтый тонкозернистый, глинистый и алеврит желто-коричневый, неритмично переслаивающиеся. Границы между слоями нечеткие. В нижней части слоя содержится линзочка торфа. По всему слою рассеяны единичная галька и гравий	0,6 (видимая)

В обнажении террасы, протягивающейся далее к востоку, отмечается появление прослоев намывного торфа. Из прослоев торфа в 2 км к востоку от устья р. Ямуа-Тарида определены карпоиды: Carex sp., Compositae, Fungi, Hippurus vulgaris L. Здесь же собраны костные остатки (определения Э.А. Вангенгейм) Equus caballus sub sp. (зубы, пястные, плюсневые, лучевые и большая берцовая кости очень мелкой особи), Mammuthus primigenius (Blum.) (молочный зуб, обломки ребер, лопатки, тазовой и бедренной костей), Bison priscus Boj., Rangifer tarandus L. (пястные и плюсневые, лучевые, плечевые кости, позвонки, обломки рога). Э.А. Вангенгейм определяет возраст фауны как вторую половину позднего плейстоцена. Включения костных остатков очень характерны для озерных отложений. Иногда в обнажении они создают целые костные прослои. Среди остатков А.В. Шером определены мелкие формы Mammuthus primigenius (Blum.) позднего типа, Equus caballus L., Rangifer tarandus L., Ovibos moshatus Zimm., Bison priscus Boj., которые, по его мнению, характерны для самого конца позднего плейстоцена.

Большой разрез 30-метровой террасы оз. Таймыр изучался на западном берегу, на мысе Саблер. Здесь в обрыве высотой около 30 м, представляющем собой склон серии разновысотных байджарахов, обнажается монотонная толща переслаивающихся коричневых алевритов, мелкозернистого алевритистого песка и растительного детрита. В разрезе преобладают алевриты, мощность прослоев которых колеблется от 8 до 20 см. Растительный детрит в разрезе неоднороден. Он представлен мхом,

пересыпанным песком, и растениями водного облика (плоские длинные стебли), корешками, травой. Наибольшую мощность имеют моховые прослои (до 10 см), мощность прослоев растительного детрита другого состава не превышает 5–7 см. На глубине 15–16 м — выдержанный прослой торфа мощностью около 2 м. Нижние 5–7 м обнажения засыпаны мощными осыпями.

Ниже подножья обрыва расстилается широкий паберег озера, периодически заливаемый. Поверхность паберега бугристо-полигональная. Паберег слагается мелкозернистым песком, переслаивающимся с плотным моховым торфом (мощность слоев 3–5 см). Из разреза террасы получена следующая серия последовательных дат по C^{14} (сверху — вниз):

Глубина, м	Возраст по C^{14}, л.н.
0,3	2 580 ± 160 (ГИН-1288)
1,0	12 100 ± 100 (ГИН-1528)
3,5–4,0	11 600 ± 200 (ГИН-1527)
4,8–5,0	12 000 ± 150 (ГИН-1289)
6,5–7,0	17 750 ± 300 (ГИН-1290)
8,0	18 400 ± 1000 (ГИН-1526)
11,0	21 400 ± 1100 (ГИН-1525)
15,5	24 900 ± 700 (ГИН-1291)
17,0	24 200 ± 800 (ГИН-1524)

Образцы из разреза на паберете озера показали возраст 30 300 ± 400 л.н. (ГИН-1521), 29 600 ± 1000 (ГИН-1522), 30 400 ± 600 (ГИН-1523) и 34 500 ± 2000 л.н. (ГИН-1292). Современный намывной детрит, собранный под обнажением, показал возраст 13 600 ± 400 л.н. (ГИН-1529).

Аллювиальные отложения, время образования которых можно относить к заключительным фазам сартанского оледенения, слагают II надпойменную террасу впадающих в оз. Таймыр рек Верхняя Таймыра, Логата, Ямуа-Тарида.

Разрез II надпойменной террасы может быть проиллюстрирован обнажением на р. Логата, где сверху вниз вскрыты:

	Мощность, м
1. Торф со стволами деревьев	1,5
2. Песок желто-серый мелкозернистый, плохо отмытый, несортированный, тонкогоризонтальнослоистый с иловатыми песками по наслоению, с неправильными пятнами окрашивания органическими растворами. В некоторых прослоях присутствует мелкая плойчатость слойков	5,0 0,5–8,0
3. Мелкий галечник с гравием и песком	

По неровной границе лежит на морене.

В осыпи у подножья II террасы на р. Логата, выше устья р. Тундровая, собраны костные остатки млекопитающих позднепалеолитического комплекса.

Заканчивая описание сартанских отложений, следует вновь вернуться к вопросу о возрасте рассмотренных выше ледниковых образований. Возраст ньяпанской и норильской ледниковых толщ (Мокориттские и Верхнетаймырская ледниковые гряды) и синхронных им озерных и аллювиальных отложений определяется как сартанский, так как они, без сомнения, образовались в более поздние фазы оледенения, чем караульская ледниковая толща (Джангодо-Сынтабульская и Байкуранерская гряды). Отнесение же всего комплекса рассмотренных в этом разделе ледниковых отложений ко времени последнего позднеплейстоценового оледенения недостаточно определенно.

За южную границу Северного ледникового покрова принимаются Джангодо-Сынтабульская и Байкуранерская ледниковые гряды, на основе следующих данных.

1. Рельеф всего комплекса краевых ледниковых образований совершенно не изменен эрозионными процессами, вплоть до сохранения отдельных бессточных озерных западин. Все термокарстовые и эворзионные озера образованы недавно, лежат в крутостенных понижениях, не имеют террас, в то время как в более южных грядах все крупные озера имеют одну или две террасы, а часть озер в настоящее время спущена. Прекрасную первозданную сохранность имеют и отдельные ледниковые формы, в особенности инверсионные.

2. Хорошо обнаженные и изученные в гляциодепрессиях морские, аллювиальные и озерные каргинские отложения, охарактеризованные большим числом C^{14}-дат, в ледниковых грядах, относимых к сартанскому времени, находятся в залегании под мореной или флювиогляциальными осадками. Из отложений под ледниковыми образованиями гряд также известны конечные даты (до 7, не считая дат по раковинам морских моллюсков), свидетельствующие об их каргинском возрасте.

3. Аллювий II надпойменной, наиболее древней террасы в долинах рек, прорезаю-

щих краевые образования и сопряженные с ними озерные террасы, охарактеризован радиоуглеродными датами не древнее 15 000 л.н.

4. Проникновение моря в Агапскую, Горбитскую и Балахнинскую депрессии в каргинское время могло происходить только с севера, но в таком случае, если бы Мокориттские, Верхнетаймырская и Байкуранерская гряды уже существовали, на них должны были бы отложиться морские осадки, первичный ледниковый рельеф был бы значительно разрушен, море в депрессиях было бы более глубоководным (не менее 150–200 м), а не представляло собой лагуну с глубинами 50 м.

5. В краевых ледниковых образованиях, относимых ко времени сартанского оледенения, наблюдалось большое количество захороненных льдов (глетчерных?), в настоящее время активно вытаивающих. В более ранних ледниковых отложениях захороненные льды не отмечались.

В то же время существует ряд фактов, противоречащих изложенной концепции. Об этих противоречиях и альтернативных взглядах на масштаб сартанского оледенения будет сказано ниже в соответствующем разделе монографии.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ САРТАНСКИЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Отложения, образование которых началось еще во время сартанского оледенения, а завершилось в голоцене, представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, эоловыми и озерно-болотными.

Озерно-аллювиальные отложения слагают дно гляциодепрессии в нижнем течении Енисея, 7,8 км ниже устья р. Сухая Дудинка. В обрыве (высота 17 м) сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Супесь, тонкий песок, алеврит горизонтальнопереслаивающиеся. Мощность прослоев 1–2 см	0,4
2. Алеврит и торф переслаивающиеся, мощность прослоев по 2 см, слоистость горизонтальная. Торф состоит из уплотненного мха, пересыпанного песком	0,5
3. Торф плотный, состоит из уплотненных травяных стеблей, но есть ветки и обломки древесины. Дата торфа по C^{14} по 10 950 ± 100 л.н. (ГИН-2578$_а$)	0,5
4. Алеврит, тонкий песок, горизонтальнопереслаивающиеся. Мощность прослоев 1,5–2 см. Присутствуют линзы намывного мохово-травяного детрита (C^{14}-дата 11 580 ± 260, ГИН-2578 л.н.)	1,8
5. Песок желто-серый мелкозернистый, волнистослоистый с линзами и прослоями алевритов (мощностью 1 см). Мощность песчаных прослоев 7–9 см. Слой нарушен криогенными процессами	0,7
6. Песок серый крупнозернистый, промытый. В основании слой в одну гальку, но не прослеживающийся по всему обнажению. В 20 см от подошвы найдены кости млекопитающих	0,6
7. Глина ленточная	4.0
8. Морена — плотный суглинок с оскольчатой отдельностью с галькой и валунами	2,5 (до бечевника)

C^{14}-даты, полученные из верхней части разреза, говорят о формировании всей толщи, лежащей выше ленточных глин, в позднесартанское время и в самом начале голоцена. Как позднепослеледниковый (а не голоценовый) разрешают рассматривать этот разрез и спорово-пыльцевые спектры.

Поздне-послеледниковые отложения с датами по C^{14} 15 000–9 000 л.н. выстилают дно гляциодепрессии и в районе мыса Каргинский.

Эоловыми отложениями на Северо-Сибирской низменности сложены формы рельефа, очень хорошо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Но впервые они выявлены здесь только при аэрофотогеологическом картировании 1973–1978 гг. Среди эоловых форм рельефа М.А. Крауш по дешифрированию аэрофотоснимков выявлены продольные, параболические, эллипсоидальные и комплексные дюны (рис. 51). Они развиты на озерных, речных и флювиогляциальных отложениях в бассейне р. Хета, в Боганидской, Дудыптинской депрессиях и на востоке низменности, в местах, не закрывавшихся сартанскими ледниками, и в небольшой мере — в Логатской депрессии и в долине р. Верхняя Таймыра.

Эоловые формы рельефа развиты на разных гипсометрических уровнях. Формирование их, очевидно, происходило по мере освобождения поверхности от озерных вод и льда. Самыми древними из них, вероятно, были образования, возникшие еще на ранних фазах оледенения и впоследствии затопленные водами приледникового озера. В связи с этим возраст этих отложений может быть определен как раннесартанский (о чем уже говорилось ранее). Но установить точное время образования более поздних эоловых форм невозможно. Они начали образовываться после

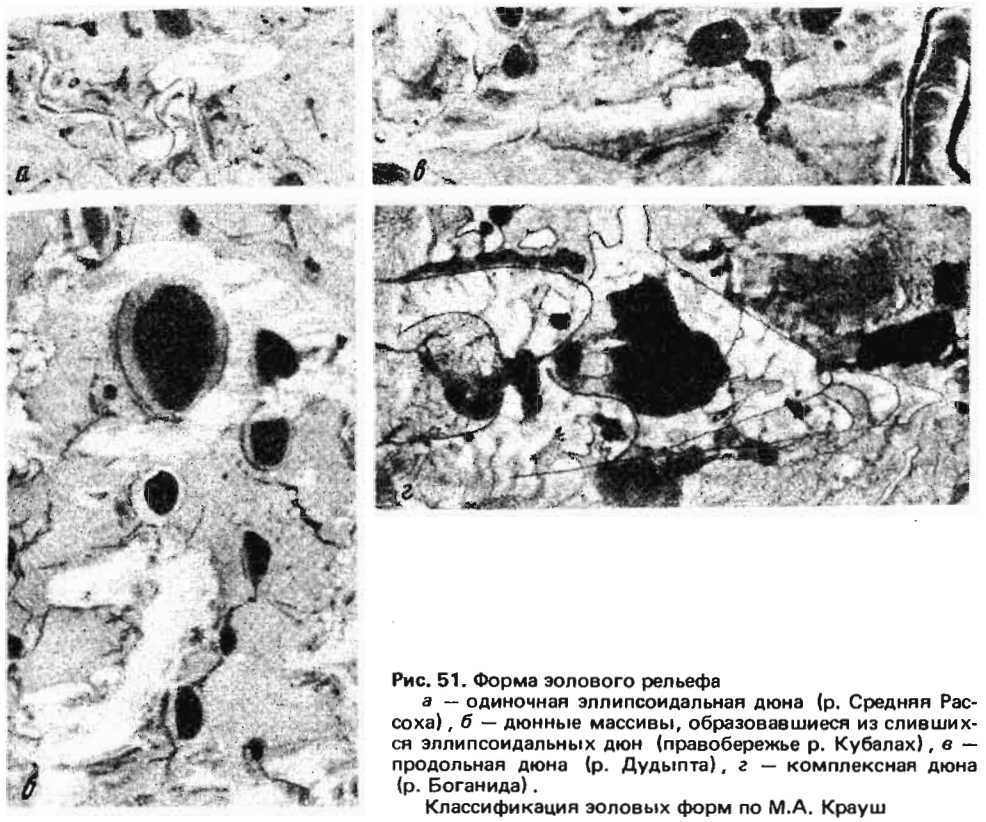


Рис. 51. Форма эолового рельефа
а — одиночная эллипсоидальная дюна (р. Средняя Рассоха), *б* — дюнные массивы, образовавшиеся из слившихся эллипсоидальных дюн (правобережье р. Кубалах), *в* — продольная дюна (р. Дудыпта), *г* — комплексная дюна (р. Боганида).
Классификация эоловых форм по М.А. Крауш

спуска оз. пра-Лабаз, на севере — после спуска позднесартанских озер и продолжают формироваться на некоторых участках в настоящее время.

Эоловые отложения представлены песками от среднезернистых до тонкозернистых с характерной пленкой гидроокислов железа с различной слоистостью, в том числе с типично эоловой (перекрестной, срезающей более ранние серии, срезанной клиновидно, косой параллельной) слоистостью. Обычно они изучались только неглубокими горными выработками.

В обнажении наблюдалось строение западного крыла эллипсоидальной дюны на правобережье р. Логата. Оно слагается песком серо-желтым, послойно сортированным, мелко- и тонкозернистым. Мощность слойков 0,5–5 см. По поверхности наслоения присутствуют скопления темноцветных минералов. Слои имеют падение на ССЗ. Мощность 8,0 м.

Интересно, что более поздние эоловые формы (на севере низменности), судя по их ориентировке, создавались ветрами субмеридионального направления, а более ранние имеют только субширотную ориентировку, свидетельствующую о западных ветрах. Современные эоловые накопления образуются над открытыми незадернованными обрывами, достигая 10 м мощности. Это, как правило, небольшие эллипсоидальные дюны, распространенные от развеваемого обнажения не более чем на 3–5 км. Интересно, что такого рода навеянные пески (и формы) создаются в настоящее время и на залесенных участках (например, в бассейне р. Хета), где они легко распознаются по засыпанному, уже мертвому, но еще прямостоящему лесу. Мощность их, судя по засыпанным деревьям, достигает 10 м.

Озерно-болотные отложения выполняют крупные термокарстовые понижения, в настоящее время осушенные или освоенные реками. Они представлены алевритами, песками, глинами, пестроокрашенными с тонкими прослоями торфа, иногда содержащими остатки древесины. Разрезы таких крупных термокарстовых понижений изучены в Логатской, Дудыптинской депрессиях, в бассейне р. Новая. В них присутствует небольшое количество ископаемых пыльцы и спор, представленных пыльцой кустарников, ксерофитов, разнотравья, спорами мхов.

Крупные, ныне осушенные термокарстовые понижения приурочены к поверхности озерных террас караульской и ньяпанской фаз сартанского оледенения. Поэтому

начало их формирования можно предположительно связывать с последними фазами деградации ледника. В то же время участие в выполняющих их осадках торфяных прослоев, наличие в них пыльцы кустарников и трав разрешает предполагать, что они продолжали какое-то время накапливаться в голоцене.

ГОЛОЦЕН СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Голоценовые отложения представлены *аллювием* I надпойменной и пойменных террас, озерными и озерно-болотными осадками. I надпойменная терраса изучалась по долинам рек Пясина, Хета, Хатанга, Б. Балахня, Яму-Тарида, В. Таймыра и по их крупным притокам — рекам Дудыпта, Боганида, Новая, Котуй. Высота террасы в долине рек Хета и Хатанга до 15 м, р. Б. Балахня 10 м, в долинах более мелких рек 8—5 м. Максимальная ширина свойственна террасам в гляциодепрессиях — до 12—15 км. На участках пересечения реками ледниковых гряд она узкая (1—2 км) и развита фрагментарно. Терраса всегда имеет четкую бровку и тыловой шов. На ее поверхности в прибровочной части существует идеальной сохранности гривистый рельеф, много термокарстовых озер и понижений бывших старичных озер, в настоящее время заполненных осадками и заболоченных (рис. 52).

На большей части территории Северо-Сибирской низменности терраса аккумулятивная, хотя на отдельных участках (реки Б. Рассоха, Б. Лесная Рассоха, Б. Балахня, Б. Романиха, Боганида, отдельные отрезки в долине р. Хета) она цокольная. Состав аллювия мелкозернистый в гляциодепрессиях, где он образовался главным образом за счет размыва озерных осадков, и значительно грубее там, где его образование обязано размыву рекой ледниковых отложений. Максимальная наблюдавшаяся мощность аллювия 15 м. Отличительная особенность аллювия — присутствие как в русловых, так и пойменных фациях органического вещества в виде гумусовых растворов, намывного растительного детрита.

Строение аллювия в гляциодепрессии можно видеть на примере разреза I террасы р. Логата, которая имеет высоту 12 м; в ее обрыве сверху вниз вскрываются:

	Мощность, м
1. Песок светло-желтый мелкозернистый с линзочками серых и коричневых илов и намывным органическим веществом, сконцентрированным по плоскостям наслоения. Песок содержит редкий рассеянный гравий	0,5
2. Песок серый, мелко-тонкозернистый с горизонтально расположенными линзочками плотно уложенных веточек и обломков древесины мощностью до 2 см, протяженностью до 15 см.	0,5
3. Алеврит с линзочками органического вещества	0,25
4. Песок ржавый, среднезернистый, полого-косослоистый. В нижней части — линзочки алеврита.	1,0
5. Песок светло-серый мелкозернистый тонко-диагональнослоистый	1,0
6. Песок серый с наклонными слойками органического вещества	0,7
7. Алеврит серый с обломками веточек по плоскостям напластования	1,0
8. Песок серый с пятнами ржавого цвета, грубозернистый, мощность слойков 0,5—1,0 см, в верхней части волнистослоистый с органическим веществом по плоскостям напластования	0,7
9. Песок желто-серый грубозернистый, переслаивающийся с гумусированным алевритом.	1,5
10. Песок серый мелкозернистый диагональнослоистый, слоистость подчеркнута органическим веществом, присутствующим по плоскостям наслоения	0,5 (видимая)

Общая видимая мощность аллювия в обнажении соответствует высоте террасы — 12 м, подошва его не вскрыта.

Типичный разрез аллювия I надпойменной террасы, лежащего на высоком цоколе, изучен на р. Рассоха. В обрыве террасы, высотой здесь 8 м, вскрыто (сверху вниз):

1. Алеврит коричневато-бурый с прослоями тонкозернистого песка с линзами мохового торфа.	0,5
2. Песок желто-бурый мелкозернистый, песок коричневато-бурый тонкозернистый, алеврит охристо-коричневый, переслаивающиеся; присутствуют также редкие прослои мелкой гальки и гравия мощностью до 10 см. Мощность песчаных прослоев 10—15 см, алевритовых — 3—5 см. Слоистость горизонтальная. Все прослои, кроме гравийно-галечных, оторфованы. Торф слабо разложившийся с включением отдельных веточек и обломков древесины. Возраст торфа по C^{14} 9 300 ± 100 л.н. (ГИН-1322)	1,8
3. Суглинок сизо-коричневый пластичный	0,5
4. Песок глинистый ожелезненный, переслаивающийся с коричневато-бурым алевритом. Слоистость тонкая линзовидная. Слой насыщен крупными ветками, обломками стволов деревьев.	0,4
5. Песок с гравием и галькой, послойно отсортированными	1,5 (видимая)
6. Морена — суглинок с галькой, гравием, щебнем, монолитный	0,5 (видимая)

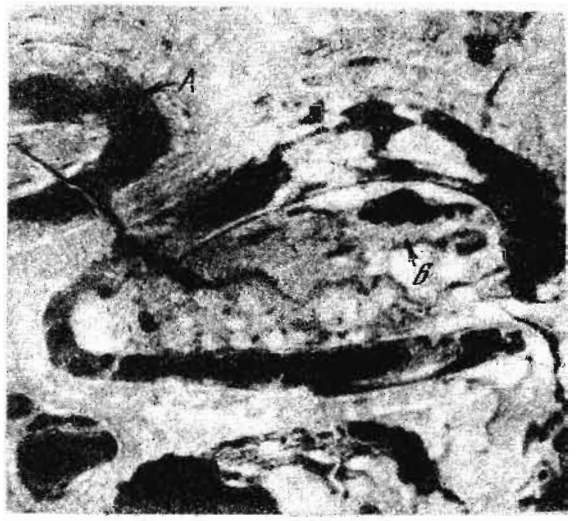


Рис. 52. Термокарстовые озера, эволюция полигональных грунтов
А — полигональные грунты; *Б* — мелкие озера, образовавшиеся на месте полигональных грунтов

В сл. 2 обнаружены шишки, чешуйки, орешки ольховника, чешуйки и орешки карликовой березы, семена осок и сложноцветных. Перечисленный состав растительной ассоциации характерен для кустарниковой тундры, не произрастающей здесь в настоящее время (современная растительность этих мест представляет собой мохово-лишайниковую тундру). Диатомовая флора также свидетельстует о более теплых климатических условиях времени накопления осадков (сл. 1—4) I надпойменной террасы. Диатомеи представлены пресноводными бентическими широко распространенными формами и единичными холодноводными.

Разрезы, идентичные приведенному, имеют первые надпойменные террасы рек Яму-Тарида, Б. Балахня, Новая, Боганида, Дудыпта, Хета. По растительному детриту, захороненному в аллювии террасы, получены C^{14}-даты: 10 480 ± 250 л.н. (ГИН-792), 9180 ± 100 (ГИН-791), 9220 ± 60 (ГИН-1451), 9000 ± 150 (ГИН-680), 8760 ± 150 (ГИН-790), 8550 ± 230 (ГИН-786), 8230 ± 200 (ГИН-1555), 8250 ± 100 (ГИН-812), 8800 ± 130 (ГИН-820), 7900 ± 150 (ГИН-813), 7600 ± 100 л.н. (ГИН-814), свидетельствующие о ее формировании в интервале времени 10 000—7000 л.н.

В спорово-пыльцевых спектрах из аллювия I надпойменной террасы р. Б. Балахня обнаружена многочисленная пыльца карликовой березки (до 80%) с примесью пыльцы ольховника и ивы. Отмечены единичные зерна пыльцы ели, лиственницы, сосны. Пыльца трав и споры немногочисленны. Они принадлежат злакам, полыни, разнотравью, зеленым и сфагновым мхам, папоротникам.

В разрезе первых надпойменных террас, сформированных на месте размыва реками ледниковых образований, возрастает мощность грубых русловых фаций. Примером может служить строение аллювия I надпойменной террасы р. Буотанкаги, притока р. Яму-Тарида.

	Мощность, м
1. Супесь желтая пылеватая, слабо гумусировнная.	0,3
2. Песок серый мелкозернистый, с прослоями слабо разложившегося торфа. Слоистость горизонтальная	0,4—0,6
3. Гравийно-галечная толща, рыхлая, сыпучая. Обломочный материал сортирован, образует слои из обломков определенного размера. Слоистость горизонтальная	4,5 (видимая)

Высокая и низкая поймы, также как и I терраса, имеют большую ширину в гляциодепрессиях, и не всегда присутствуют на участках пересечения реками ледниковых гряд.

Высокая и низкая поймы имеют специфический гривистый рельеф (больше свойственный низкой пойме) и еще не заполненные осадками старичные озера, что отличает их от всех других террасовых образований и разрешает легко дешифрировать на аэрофотоснимках. Высота пойменных террас на разных реках колеблется от 2 до 8 м.

Террасы повсеместно аккумулятивные. Строение аллювия пойм, так же как и первых террас, меняется в зависимости от гидрологического режима рек и размываемых ими отложений: на дне гляциодепрессий, где реки сильно меандрируют и размывают преимущественно озерные мелкозернистые осадки, аллювий пойменных террас как пойменной, так и русловой фации представлен песками, алевритами, суглинками, илами. Он значительно огрубляется, до появления крупных галек и валунов в русловых фациях, на участках размыва реками ледниковых отложений. В аллювии пойм захоронено много растительного детрита, обломков древесины, по которым определяется время формирования террас: высокой поймы 6 500—4 500 л.н., низкой — позднее 4 000 л.н. (см. Приложение).

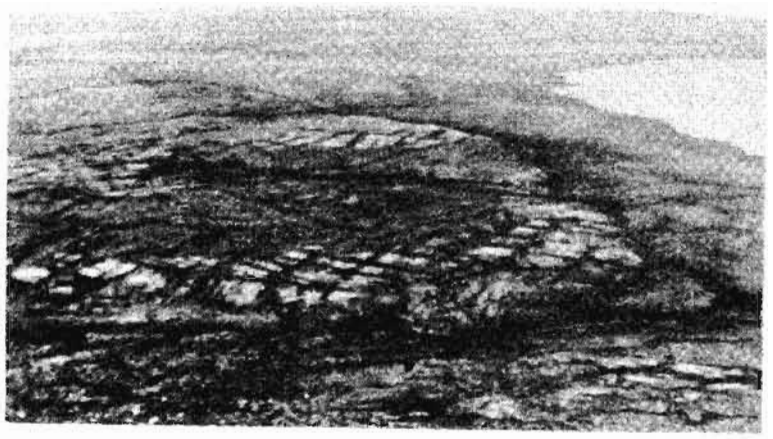


Рис. 53. Полигональные грунты на поверхности озерной террасы. Перспективное фото

О формировании высокой поймы во время климатического оптиума голоцена свидетельствуют и спорово-пыльцевые данные. Например, в осадках высокой поймы р. Джеробуойдах (приток р. Захарова Рассоха), из низов которых получена C^{14}-дата 5990 ± 50 л.н. (ГИН-1460), содержатся пыльца и споры растительности, свойственной лесотундровым ландшафтам (в настоящее время это область травянисто-лишайниковой и мохово-лишайниковой тундр).

Озерные голоценовые отложения слагают террасы (высотой 20 и 12 м) оз. Таймыр, которые в приустьевых участках впадающих в озеро рек по простиранию переходят в дельтовые и выполняют многочисленные термокарстовые понижения на поверхности позднесартанских речных и озерных террас и на ледниковых грядах. Для поверхности озерных террас типичны полигональные грунты (рис. 53).

Озерные отложения представлены суглинками, алевритами, тонкими песками, торфом. Примером разреза отложений крупного послеледникового озера (ныне спущенного) может быть обнажение в бассейне р. Каламиссамо. Дно бывшего озера прорезано ручьем и в 10-метровом уступе обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок темно-серый, комковато-плитчатый, в верхней части с включениями вивианита. В суглинке линзы и прослои песка серого мелкозернистого, на контактах обохренного	0,7
2. Песок темно-серый иловидный, обогащенный растительными остатками — мелкими ветками, спрессованными листьями. В основании — обломки мелкой древесины, возраст которой по C^{14} 8220 ± 120 л.н. (ГИН-1198)	1,0 (видимая)

В прослое растительного детрита присутствуют шишки ольхи, листья карликовой березки, семена ивы. Спорово-пыльцевой спектр отличается от современных присутствием большого количества пыльцы ели (16%) и древовидной березы (в верхах разреза). На втором месте споры сфагновых и зеленых мхов, папоротников. Пыльца трав многочисленна, представлена пыльцой осок, злаков, небогатого разнотравья.

Подобный спектр характеризует кустарниковую тундру с элементами лесной растительности (в настоящее время это зона мохово-лишайниковой тундры). В низах суглинков обнаружены планктонные и бентосные диатомеи, среди которых доминируют бореальные формы и космополиты.

Отложения оз. Таймыр, слагающие 20-метровую террасу, аналогичны описанным выше, имеют идентичные палеоботанические характеристики. C^{14}-даты из захороненных в них растительных остатков 9000—9200 л.н.

Отложения аласных озер. Образование термокарстовых озер наиболее интенсивно происходило, по-видимому, в самом начале голоцена и было связано с наступлением в это время резкого потепления. В песчано-глинистых аласных отложениях, как правило, наблюдаются псевдоморфозы по крупным ледяным жилам. Образование их

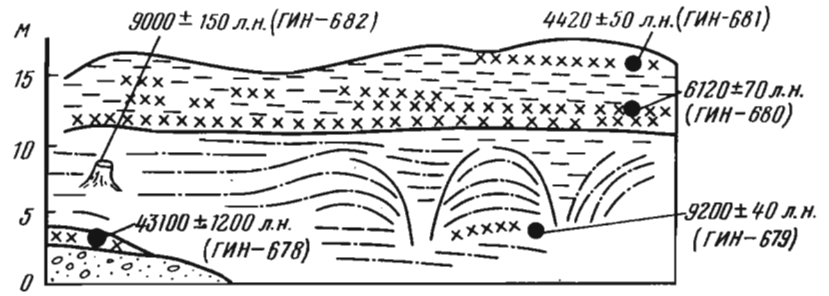


Рис. 54. Разрез аласных отложений в среднем течении р. Боярка, правого притока р. Хета
Условные обозначения см. рис. 42

привело к смятию осадков, а последующее вытаивание — к еще большей их деформации. Система древних ледяных жил срезается обычно горизонтально залегающими ненарушенными торфянистыми отложениями, которые венчают разрез древних термокарстовых западин. Суммарная мощность аласных отложений достигает 15—20 м. Подобный разрез был изучен в среднем течении р. Боярка — правого притока р. Хета, где голоценовые аласные отложения залегают на каргинских песках и торфяниках (рис. 54).

Органические остатки — торф и древесина — датировались по радиоуглероду. Полученные данные, приведенные на указанном рисунке, свидетельствуют, что образование крупных ледяных жил произошло в первой половине голоцена — между 9000 и 6000 л.н. Условно его можно связать с похолоданием около 8500 л.н. (новосанчуговское похолодание), зафиксированным по спорово-пыльцевым спектрам в других районах Средней Сибири [Кинд, 1974]. Вытаивание жил и заполнение их вмещающими осадками произошло, по-видимому, во время климатического оптимума (после 8000 л.н.).

О значительном потеплении во время климатического оптимума свидетельствуют многие разрезы аласных отложений. Например, это может проиллюстрировать разрез озерных отложений аласной западины на ледниковых грядах, в истоках р. Ладаннах (Сампесинская гряда).

	Мощность, м
1. Песок светло-желтый мелкий до тонкого с прослоями песка темно-коричневого глинистого и торфа черного, хорошо разложившегося	1,6
2. Торф, C^{14}-дата из него 5500—100 л.н. (ГИН-979), темно-коричневый, вверху хорошо разложившийся. Расслаивается на пласты мощностью 3—5 см; в приподошвенной части слоя обломки веток, сучков, стволов. C^{14}-дата 8140 ± 40 л.н. (ГИН-980)	1,5
3. Песок светло-желтый мелкозернистый с выклинивающимися прослоями (1—10 см) темного глинистого песка	2,5 (видимая)

Сл. 2 четко фиксирует климатический оптимум голоцена. В сл. 3 пыльца практически отсутствует. В торфе пыльцы и спор содержится много. Среди них преобладает пыльца ольховника и карликовой березки, много пыльцы лиственницы, присутствует пыльца ели и древовидной березы, сосны, трав — осок, злаков, разнотравья; споры — мхов, меньше — папоротников и таежных плаунов.

В сл. 1 количество пыльцы резко сокращается и представлена она только мелкими зернами пыльцы кустарников. Споры отсутствуют. Таким образом, спорово-пыльцевой анализ фиксирует произрастание 8000 л.н. лесотундры в местах, где сейчас произрастает только тундровая растительность.

Накопление осадков в термокарстовых западинах и образование последних продолжается до настоящего времени. Осушение многих из них происходило в историческое время, что подтверждается радиоуглеродными датами из верхних слоев разрезов булгунняхов. Как правило, булгунняхи имеют высоту от 15 до 25 м (рис. 55). Они делятся на вскрытые и невскрытые эрозией. В первых ледяное ядро бывает частично или полностью вытаявшим, в связи с чем вершина булгунняха в таком случае осложнена кратерообразным провалом, дно которого занято озерком. В крутых берегах таких озерков и обнажаются верхние слои разреза озерных осадков, на месте которых образовались булгунняхи. Известна дата, полученная по растительному детриту из булгунняха на междуречье рек Улахан-Юрях и Оджелун (бассейн р. Новая) из верхов разрезов, вскрытых в булгунняхах, 720 ± 90 л.н. (МГУ-453).

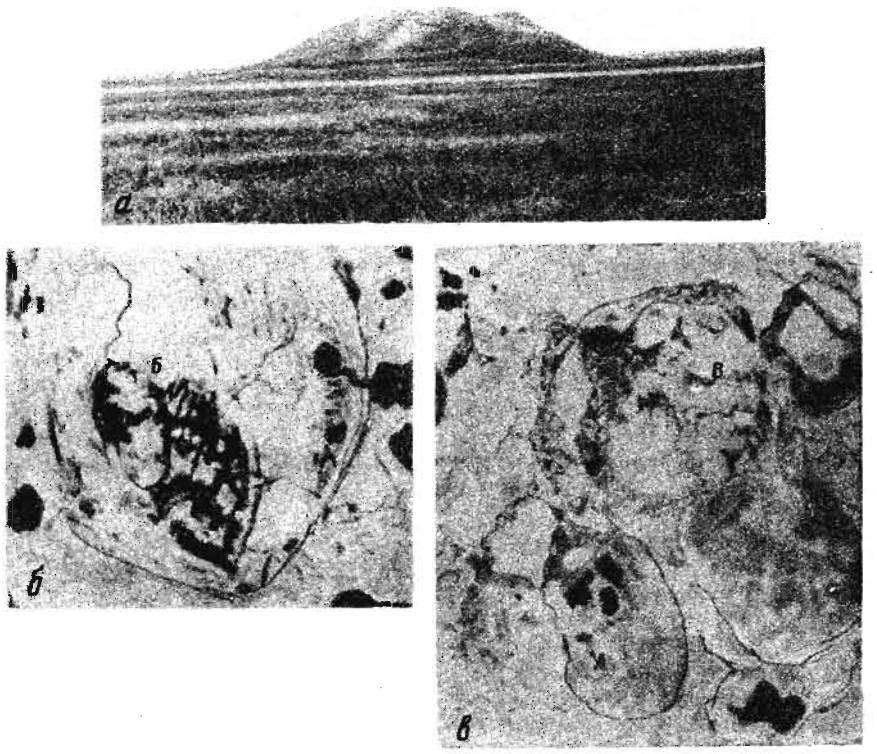


Рис. 55. Булгунняхи на левобережьи р. Боганида, среднее течение
а — фото; *б*, в — аэрофото: *А* — булгуннях с едва намечающимися просадками на вершине, *Б* — морозобойные трещины на вершине булгунняха, *В* — булгуннях с протаявшей вершиной

Особо выделяется по своим размерам и глубине залегания ледяного ядра сопка Чигидай, представляющая собой гидролакколит. Высота ее 26 м, ширина в основании 150 м, ширина уже почти полностью разрушенного "кратера" 110 м. В стенках и на дне "кратера" обнажены меловые породы, муруктинские ленточные глины, каргинские озерно-речные осадки. ВЭЗ в центре сопки зафиксировало шпилеобразное ледяное тело (так геофизики интерпретируют тело с очень большим оомическим сопротивлением), основание которого находится на глубине более 300 м, в мезозойских породах.

Своеобразными отложениями в Северо-Сибирской низменности заполнены многие овражно-балочные понижения, интенсивно вскрываемые в настоящее время эрозией. Они представлены нестратифицированными песчано-алевритовыми осадками с плохо выраженной и деформированной (возможно, оползневыми процессами) слоистостью, буквально переполненными ветками, обломками сучьев и стволов деревьев, с сохранившейся на стволах корой (особенно хорошо определяется береза), обрывками торфа и других растительных остатков. Максимальная видимая мощность толщ овражно-балочного заполнения до 5,0 м. Радиоуглеродное датирование растительных остатков определило их возраст от 7500 до 6500 л.н. (Приложение). Интересно, что такой же возраст имеют и пни, встречающиеся в тундре на севере низменности.

САРТАНСКИЕ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОР БЫРРАНГА (БАССЕЙН Р. НИЖНЯЯ ТАЙМЫРА)

Выше, при описании морских каргинских отложений в бассейне р. Нижняя Таймыра, неоднократно приводились разрезы, в которых присутствовал сартанский ледниковый комплекс и тесно связанные с ним позднe- и послеледниковые отложения. Остановимся более детально на их характеристике.

Долина р. Шренк. Сартанские ледниковые образования развиты здесь практически повсеместно и представлены мореной, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями (см. рис. 42, *А*). Особенно яркие разрезы наблюдались в обн. 45 (ТХ-73), 46 и 47 (см. рис. 42, *В* — 5,6). В этих обнажениях сартанская крупновалунная морена с резким несогласием лежит на каргинских морских и лагунных осадках, верхняя приконтактная часть которых подверглась сильным гляциодеформациям. В обн. 47 морена перекрыта 4-метровым слоем ленточных глин. В остальных изученных разрезах на морские отложения ложатся флювиогляциальные, преимущественно песчано-галечные косослоистые отложения, слагающие слегка волнистую водораздельную поверхность высотой около 30—40 м, представляющую собой приледниковую зандровую равнину, пологонаклонную вниз по течению реки.

К более позднему сартанскому времени относятся грубые валунно-галечные отложения, слагающие II надпойменную террасу р. Шренк, высота которой изменяется от 15 м в верховьях до 25 м в приустьевой части реки. Накопление этой толщи было, по-видимому, связано с интенсивным таянием ледникового покрова, образованием мощных флювиогляциальных потоков и глубоким врезом последних, обусловленным гляциоизостатическим поднятием территории. Именно к этому времени относится начало формирования современной долины р. Шренк и ее притоков.

В долине р. Шренк II терраса представлена, как уже говорилось, только грубыми песчано-галечными и галечно-валунными отложениями. Несколько иное строение имеет II терраса в среднем течении левого притока р. Шренк — р. Мамонтова. Здесь она представляет собой нормальную аллювиальную террасу. Возраст ее пойменных осадков был определен по трупу знаменитого "таймырского мамонта", захороненного в них в прижизненном состоянии. Полученные две C^{14}-даты — по самому трупу и растительным остаткам, извлеченным из его желудка, соответственно 11 450 ± ± 250 л.н. (Т-297) и 11700 ± 300 л.н. (МО-3). Эти даты с несомненностью говорят, что мамонт жил и погиб в самом конце таймырского интерстадиального потепления, эквивалентного аллерёду Европы. Наступившее затем резкое похолодание в начале норильской стадии сартанского оледенения (позднего дриаса Европы) способствовало сохранению трупа в мерзлом грунте. Это хорошо подтверждается и палеоботаническими данными, которые свидетельствуют, что климат времени жизни мамонта был близок к современному в отличие от времени формирования более низкой I надпойменной террассы, пойменная фация которой отвечает климатическому оптимуму голоцена, во время которого здесь проходила северная граница лесотундры [Кинд, 1974, с. 58—59].

Это заключение о возрасте I надпойменной террасы, сделанное около 30 лет назад, подтвердилось C^{14}-датированием пойменных отложений I террасы в долине самой р. Шренк. Так, в верхнем отрезке долины в обн. 24, в 12 км ниже устья р. Посадочная, по веточкам из пойменных осадков I террасы, имеющей здесь высоту около 6 м, получена дата 5880 ± 90 л.н. (ГИН-951). Ниже по течению, вблизи устья р. Равнинная, из тех же пойменных осадков I 10-метровой террасы получена дата 8040± ± 100 л.н. (ГИН-955). Обе даты однозначно свидетельствуют о том, что пойменные фации террасы отлагались в атлантическое время.

Пойменная терраса в долине р. Шренк также датировалась по C^{14}. Так, для поймы высотой 3,5 м в районе устья р. Посадочная получены две даты с глубины 0,5 и 1 м: 1450 ± 90 л.н. (ГИН-950) и 1790 ± 50 л.н. (ГИН-949).

Долина р. Траутфеттер. Как уже описывалось выше, сартанские отложения представлены здесь только водно-ледниковыми осадками, залегающими на морских каргинских отложениях с размывом. Эта однородная песчано-галечная горизонтально- и косослоистая толща, не содержащая никаких растительных остатков, слагает 40-метровую водораздельную поверхность типа приледниковой зандровой равнины, которую можно считать продолжением подобной же равнины в бассейне р. Шренк, Можно предположить, что ледниковые покровы в это время существовали только на возвышенностях, и в частности на субширотной гряде, расположенной к северу от р. Траутфеттер, на которой находится гора Видная (высота 285 м) и другие возвышенности.

При окончательном распаде ледников образовывались мощные флювиогляциальные потоки, происходил глубокий врез и была сформирована II надпойменная терраса высотой 20—25 м, сложенная грубыми валунно-галечными отложениями.

К II террасе прислонена I надпойменная терраса высотой около 10 м, для пойменных осадков которой получена C^{14}-дата 8780 ± 50 л.н. (ГИН-1630). Следующая — пойменная — терраса особенно широко развита в приустьевой части р. Траутфеттер. Для нее также получена C^{14}-дата 3040 ± 150 л.н. (ГИН-1449 а).

Таким образом, мы видим полную аналогию истории развития долин рек Траутфеттер и Шренк. Различие заключается только в отсутствии в долине р. Траутфеттер сартанской морены. Это может служить косвенным подтверждением деградации сартанского ледникового покрова в восточном направлении, что хорошо согла-

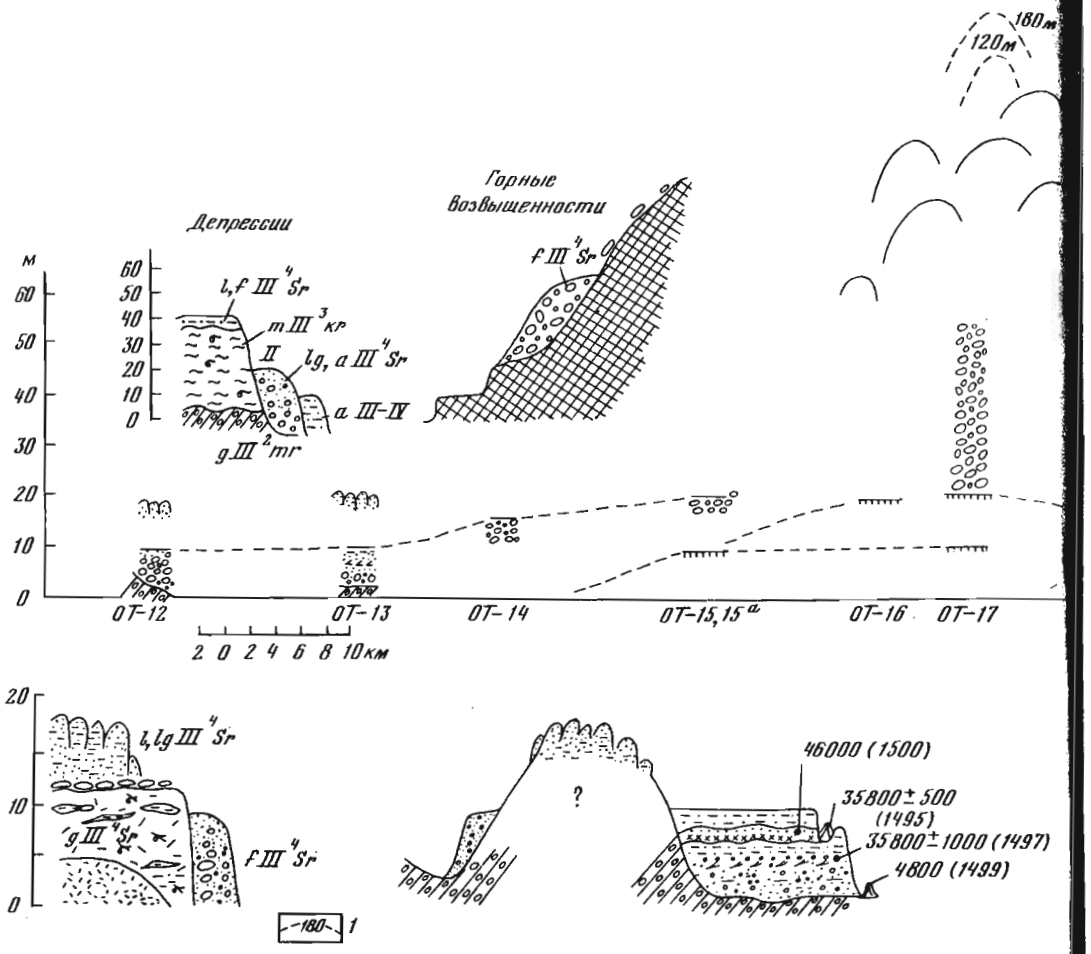


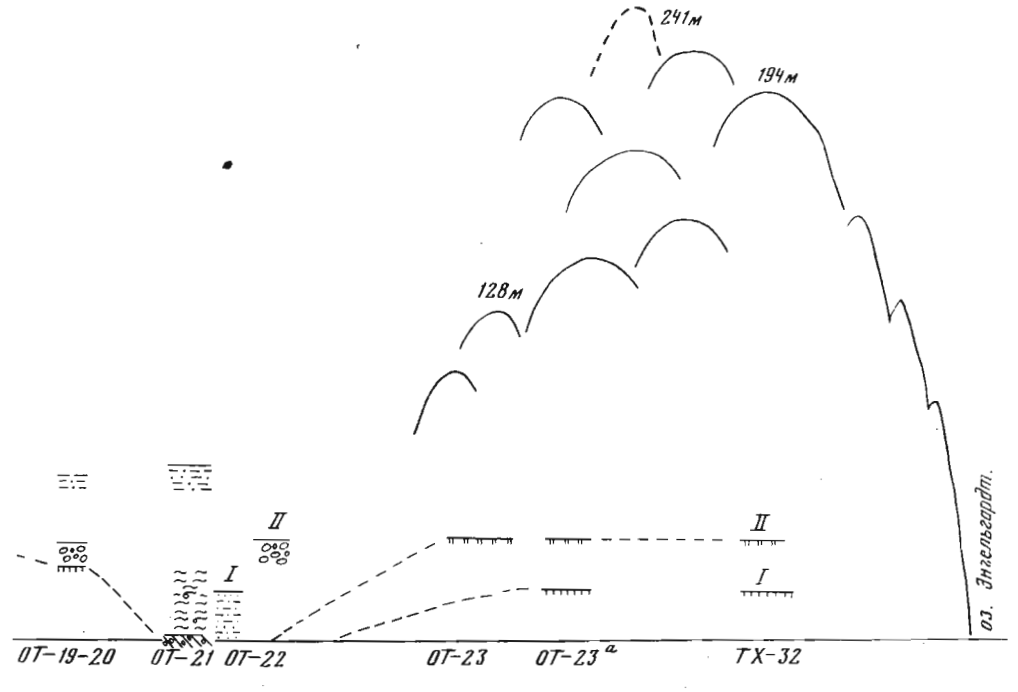
Рис. 56. Сартанские и послеледниковые отложения в долине р. Нижняя Таймыра
Условные обозначения см. рис. 42

суется с результатами геолого-съемочных работ, проводившихся на северо-востоке п-ва Таймыр сотрудниками Института Арктики и Антарктики [Макеев, 1972, 1973].

Долина р. Нижняя Таймыра. Вытекая из оз. Энгельгард, р. Нижняя Таймыра течет вкрест простирания субширотных верхнепалеозойских и докембрийских структур, осложненных мощными разломами. Это не могло не сказаться как на строении самой долины, так и на соотношении развитых в ней четвертичных отложений (рис. 56).

Собственно ледниковые сартанские отложения сохранились только в самых низовьях р. Нижняя Таймыра, где они уходят под урез реки. Ниже устья р. Чукча (78° с.ш.) в обнажении ОТ-12 залегающая в основании морена представлена песчанистыми алевритами с текстурами захвата в виде оборванных линз и прослоев более песчанистого или, наоборот, более глинистого материала и с большим количеством раковин морских моллюсков. Последнее, а также литологический состав самой морены могут косвенно свидетельствовать о залегании под ней морских каргинских отложений, которые здесь также, видимо, погружены под урез реки.

У основания видимой части разреза сохранилось крупное включение глетчерного льда, в котором прекрасно видны те же текстуры захвата, что и в морене, а также единичные валуны. Поверх описанных ледниковых отложений залегают крупные валуны в один слой, которые представляют собой, по-видимому, абляционную морену. Под слоем валунов лежит толща песчаных отложений озерного типа. Они нарушены целой системой байджарахов, образовавшихся после вытаивания повторножильного льда. Это — очень типичное для всего Северного Таймыра явление.



Как мы увидим ниже, подобные образования связаны с сартанскими озерными отложениями, накопление которых происходило у самого фронта ледников.

В ледниковую и озерную толщу врезана II надпойменная 10-метровая терраса, сложенная валунно-галечным материалом, отлагавшимся во время окончательного распада и таяния ледниковых покровов.

Непосредственно ниже устья р. Чукча, в обнажении ОТ-13, сартанская морена также залегает в самом основании разреза и перекрывается на высоте около 10 м озерными песками, образующими, так же как и в обн. 12, систему байджарахов. Вложенная в эти отложения II надпойменная терраса имеет несколько иное строение, чем в обн. 12. Нижняя половина ее разреза сложена песчано-галечными отложениями, перекрытыми более мелкозернистыми осадками — песками с прослоями гравия и суглинка. Здесь же по склону и на пабереге присутствуют крупные стволы и целый комель лиственницы. Полученные по ним радиоуглеродные даты $>$ 46 000 л.н. (ГИН-1500) и 35 800 ± 500 л.н. (ГИН-1495) свидетельствуют о каргинском и, возможно, более древнем возрасте древесины, попавшей сюда, по-видимому, в виде плавника из расположенных неподалеку широкой дельты и самого Полярного бассейна. Следует отметить, что на этом участке долины и сейчас существуют приливно-отливные течения, что подтверждает возможность занесения сюда плавника. При несколько более высоком уровне, отвечавшем накоплению верхних пачек аллювия, вероятность попадания в них чуждого материала в виде плавника еще более увеличивается. Подтверждением этого могут служить и даты, полученные по растительным остаткам из самой аллювиальной толщи: 35 800 ± 1000 л.н. (ГИН-1497) — из среней части разреза и $>$ 46 000 л.н. (ГИН-1500) — из верхней части толщи.

II надпойменная терраса прослеживается по всей долине р. Нижняя Таймыра. В депрессиях она сложена грубыми галечниками и имеет высоту до 20 м (см. рис. 56). На тех участках, где река прорезает возвышенные гряды, аналогичные, но более грубые валунные отложения наблюдались на правобережье на значительно большей высоте (около 60 м). Здесь они образуют уступ, в который врезаны низкие скульптурные террасы в виде скальных обрывов (см. рис. 56). Подобная закономерность в строении террас может быть объяснена только последующим поднятием горных возвышенностей, что было связано, возможно, не только с унаследованными вертикальными подвижками по крупным разломам на границе с депрессиями, но и с гляциоизостатическим поднятием после разгрузки от ледниковых покровов. В пользу большей роли первого из указанных факторов говорит строение современной долины р. Нижняя Таймыра на тех отрезках, где она пересекает возвышенные гряды: она здесь резко сужается и имеет вертикальные скальные берега и очень быстрое течение. Все это говорит о продолжающемся здесь поднятии.

1/2 10. Зак. 1420

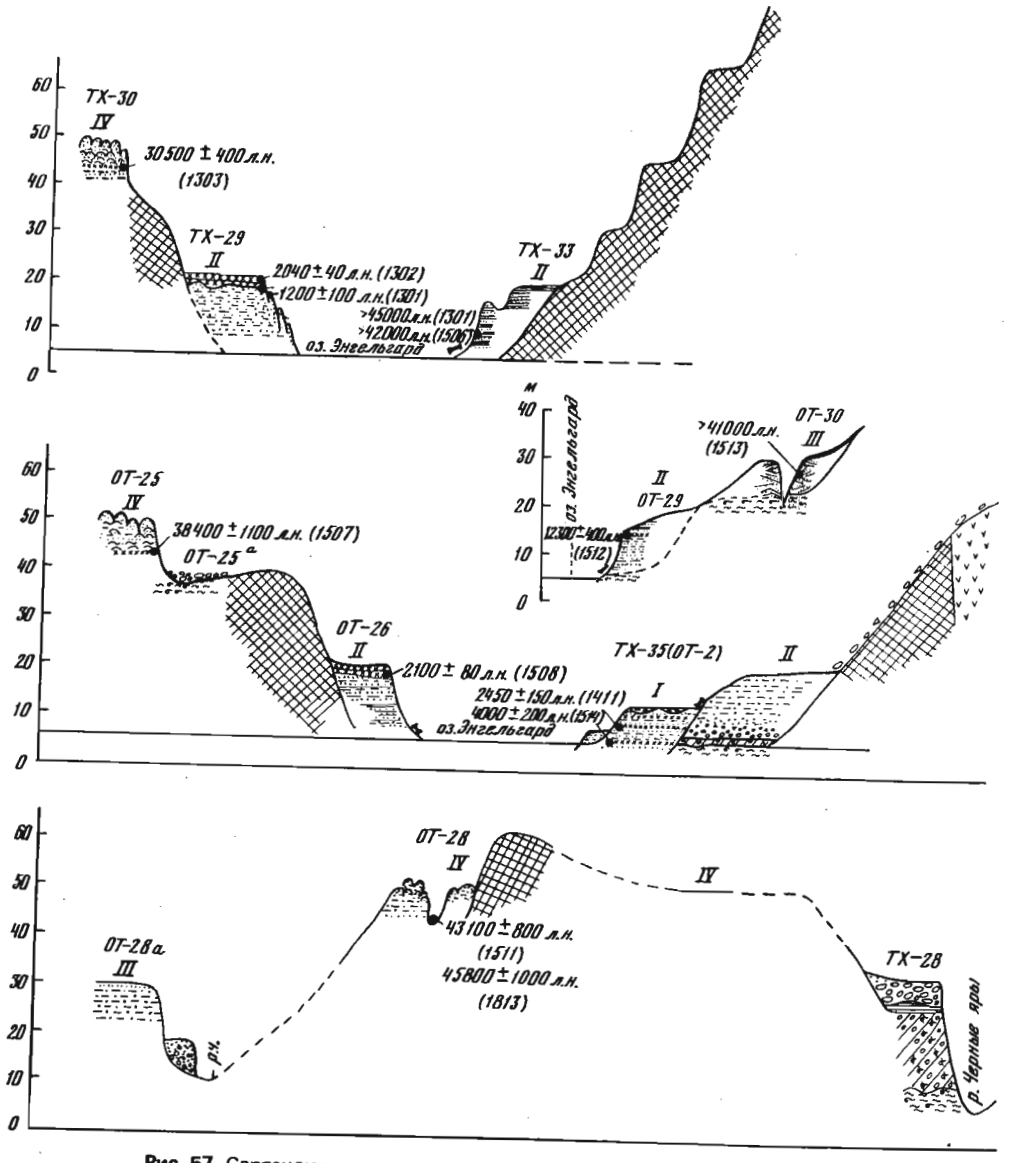


Рис. 57. Сартанские и послеледниковые отложения в районе оз. Энгельгардт
Условные обозначения см. рис. 42.

Оз. Энгельгардт (до 10–12 км) слегка вытянуто в меридиональном направлении и имеет весьма причудливые очертания благодаря многочисленным заливам и низким островам. Оно располагается в области развития угленосных пород пермокарбона, прорванных дайками долеритов, и приурочено к субширотной депрессии, ограниченной с севера крупным региональным разломом и сбросом (рис. 57, 58). Северный край озера – высокий (около 200 м) берег. На его крутом склоне имеется целая система небольших куэст, образование которых связано с очень крутым (до 75–80°) падением на север слоев различного литологического состава.

Во время последнего сартанского оледенения озеро представляло, по-видимому, замкнутую котловину, что затрудняло сток талых вод при распаде ледников. История дегляциации запечатлена здесь несколькими уровнями озерных террас высотой от 50 до 8–10 м.

Сама морена по берегам озера практически не обнажается, она погребена под более молодыми озерными осадками. Полный разрез сартанских ледниковых образований вскрывается только в низовьях правого притока р. Нижняя Таймыра – р. Черные Яры – в 5–6 км выше впадения ее в оз. Энгельгардт (обн. ТХ-28; см. рис. 57). Они представлены здесь мореной, озерно-ледниковыми ленточными глинами и зале-

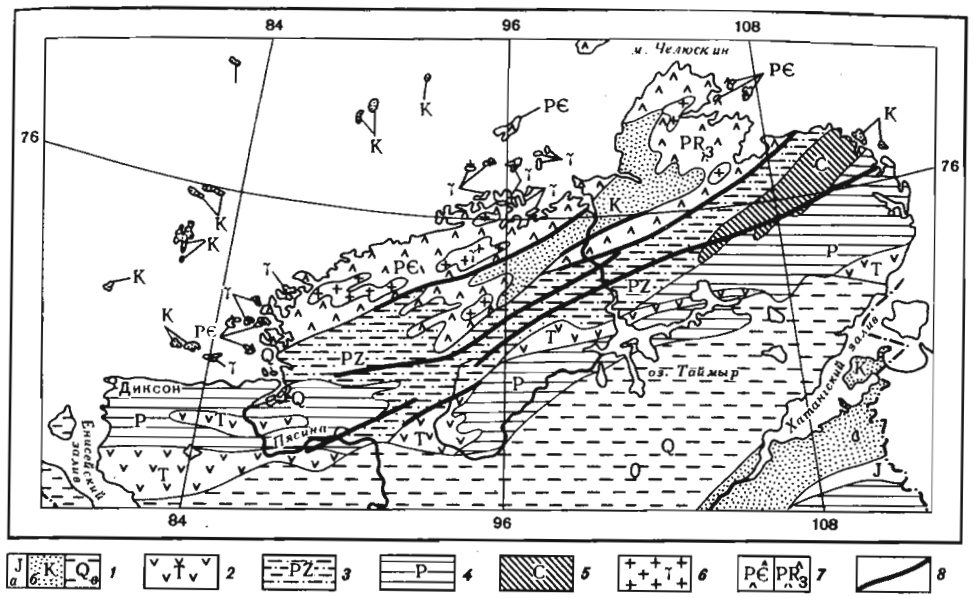


Рис. 58. Геологическая карта Таймырского полуострова
1 – рыхлые мезозойские (юрские – *а*, меловые – *б*) и четвертичные (*в*) отложения; *2* – отложения триаса: песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы; *3* – палеозой нерасчлененный: конгломераты, песчаники, алевролиты, пласты бурых и каменных углей, дайки долеритов; *4* – пермские отложения: известняки, песчаники, доломиты, сланцы, пласты каменного угля; *5* – каменноугольные отложения: известняки, песчаники, мергели, углистые сланцы, туфы, пласты каменных углей; *6, 7* – докембрийские породы: *6* – гранитоиды, граниты, *7* – нерасчлененные: гнейсы, сланцы, кварциты, мраморы, песчаники, эффузивы; *8* – крупные разломы и сбросы

гающими на них крупновалунными флювиогляциальными отложениями. В морене прекрасно видны текстуры захвата подстилающих морских алевритов. В самой морене наряду с беспорядочно рассеянными валунами содержится большое число обломков и целых створок раковин. На берегах оз. Энгельгардт и на побережье местами также "просвечивают" ледниковые отложения в виде скопления крупных валунов, уходящих под озерные отложения II террасы (рис. 57). Здесь же присутствует большое количество раковин, разбросанных среди валунов по берегу. Возможно, что эти раковины вымываются непосредственно из морских отложений, выходы которых наблюдались в основании II террасы в обн. ОТ-29, а также на более высоких отметках в обн. ОТ-30 (рис. 57).

Самая высокая озерная поверхность – IV терраса – располагается на отметках около 50 м. Она нарушена целой системой байджарахов и сложена песчаными и песчано-алевритистыми отложениями с тонкой волнистосрезанной слоистостью, подчеркнутой намывным детритом и мелкой угольной крошкой. Особенно хорошо строение этой террасы наблюдалось в верхней части обн. ОТ-30, на западном берегу оз. Энгельгардт, в вершине небольшой речки – левого притока р. Угольная (рис. 57). Здесь наблюдаются также пачки с тонкой горизонтальной слоистостью и в песках появляются более выдержанные слои намывного детрита. Мощность слоев не превышает нескольких сантиметров. Из такого слоя с глубины 5–6 м получена радиоуглеродная дата 30 500 ± 400 л.н. (ГИН-1303). Аналогичное строение эта терраса имеет несколько севернее – в обн. ОТ-25, где по намывному детриту получена дата 38 400 ± ± 1100 л.н. (ГИН-1507). Обе даты свидетельствуют о переотложении растительных остатков из ледников, у края которых, по-видимому, отлагалась эта толща. О последнем свидетельствует и ее строение и в особенности характер слоистости, типичные для подобного рода отложений, наблюдавшихся во многих разрезах ледниковых гряд в пределах Таймырской депрессии.

В пользу присутствия в озерных приледниковых отложениях переотложенного органического материала свидетельствует и разрез обн. ОТ-28 на юго-восточном берегу оз. Энгельгардт (рис. 57). Здесь 50-метровая терраса сложена песчаными отложениями, поверхность ее осложнена байджарахами и прорезана неглубоким ложком, на дне которого собраны вымытые из этой толщи свежие куски древесины и целый комель лиственницы, по которой получены радиоуглеродные даты 43 100 ± ± 800 л.н. (ГИН-1511) и 45 800 ± 1000 л.н. (ГИН-1813), свидетельствующие об их каргинском возрасте.

III озерная терраса, имеющая высоту около 30 м, наблюдалась только в двух местах на юго-восточном берегу озера. В обн. ОТ-28а (см. рис. 57) она обнажается в правом склоне небольшой речки, в 2 км выше впадения в оз. Энгельгардт, и сложена немыми тонкозернистыми горизонтальнослоистыми песками с очень тонкими прослоями более алевритистых песков.

В обн. ОТ-30, расположенном на несколько километров севернее, 30-метровая поверхность прорезается узким оврагом, в правой стенке которого обнажается горизонтально- и реже косослоистая песчаная толща с прослоями гравия и мелкой гальки, с угольной крошкой и отдельными угольками размером до 1–2 см. В ней содержится заметное количество обломков раковин морских моллюсков. В самой нижней части разреза встречены целые створки с хитиновой оболочкой. По-видимому, озерные и озерно-аллювиальные осадки ложатся здесь на морские каргинские отложения. Из тонкого прослоя детрита с глубины около 4 м получена радиоуглеродная дата $>41\,000$ л.н. (ГИН-1513).

II озерная терраса имеет высоту около 17–20 м. Она прослеживается практически по всем берегам, имеет типичное озерное строение и сложена песчано-алевритистыми горизонтально-слоистыми осадками (обн. ТХ-29, ТХ-33, ТХ-35, ОТ-26, ОТ-29). Отложения этой террасы местами подстилаются ледниковыми и флювиогляциальными образованиями (обн. ТХ-35). У подножья ее неизменно встречаются кости крупных млекопитающих.

На северном берегу оз. Энгельгардт, в обн. ТХ-33, песчано-алевритовая толща этой террасы участками имеет типично ленточное строение с мощностью зимних слоев 2–3 мм, летних 5–10 мм. Это может служить косвенным указанием на то, что эти осадки накапливались в то время, когда на прилегающей к склону возвышенности еще сохранились небольшие ледниковые покровы. В этом обнажении из прослоев намывного войлокоподобного детрита отобрана проба для датирования по C^{14}. Полученная дата – >45 000 л.н. (ГИН-1310) – свидетельствует о переотложении растительных остатков. О значительном участии в этой толще переотложенного органического материала говорят и спорово-пыльцевые спектры, полученные для этого разреза (см. рис. 1), в котором присутствует очень большое количество прекрасно сохранившихся зерен меловых, палеогеновых растений и четвертичных древесных пород. Особенно показательно присутствие переотложенной палеогеновой пыльцы, если учесть, что сами палеогеновые отложения вообще не сохранились ни в Горном Таймыре, ни в прилегающей с юга депрессии. Все это свидетельствует о неоднократном переотложении органических остатков в течение плейстоценовых оледенений. Хорошей сохранности их способствовала устойчивая на этих широтах многолетняя мерзлота.

На других участках развития II террасы ленточные отложения отсутствуют и осадки ее представлены песчаными и песчано-алевритистыми горизонтальнослоистыми пачками. Эта озерная толща местами перекрыта голоценовыми озерно-болотными осадками [обн. ОТ-26, C^{14}-дата 2100 ± 80 л.н. (ГИН-1508)]. Для самих озерных отложений в обнажении ОТ-29 по прослою травянисто-мохового торфа с высоты около 8 м получена радиоуглеродная дата 12 300 ± 400 л.н. (ГИН-1512), которая может свидетельствовать о позднесартанском возрасте террасы.

I озерная терраса высотой около 8 м имеет голоценовый возраст. Для нее из обнажения ОТ-2 (ТХ-35) по моховому торфу получены даты: 2400 ± 150 л.н. (ГИН-1411) – из средней части разреза и 4000 ± 200 л.н. (ГИН-1514) – из его основания.

Строение террас оз. Энгельгардт подтверждает высказанное выше предположение о замкнутом характере котловины этого озера в позднесартанское время – время распада ледниковых покровов. Вполне возможно, что начало стока на север отвечает времени образования уступа II террасы, т.е. концу саратанского времени – началу голоцена. Именно в это время в прилегающей с севера горной возвышенности, как уже отмечалось, происходил особенно интенсивный врез, которому способствовало ее тектоническое и изостатическое поднятие.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ГОЛОЦЕНА ТАЙМЫРА

Голоценовые палеофитологические материалы фрагментарно характеризуют интервал времени от позднеледниковья до конца субатлантического периода.

Самые суровые по сравнению с современными климатические условия существовали на юге территории, в долине р. Хета, в позднеледниковье (рис. 59, 60; разрез XX–38, 10 860 ± 80 л.н. ГИН-674). Устье р. Правая Боярка было занято тундрой

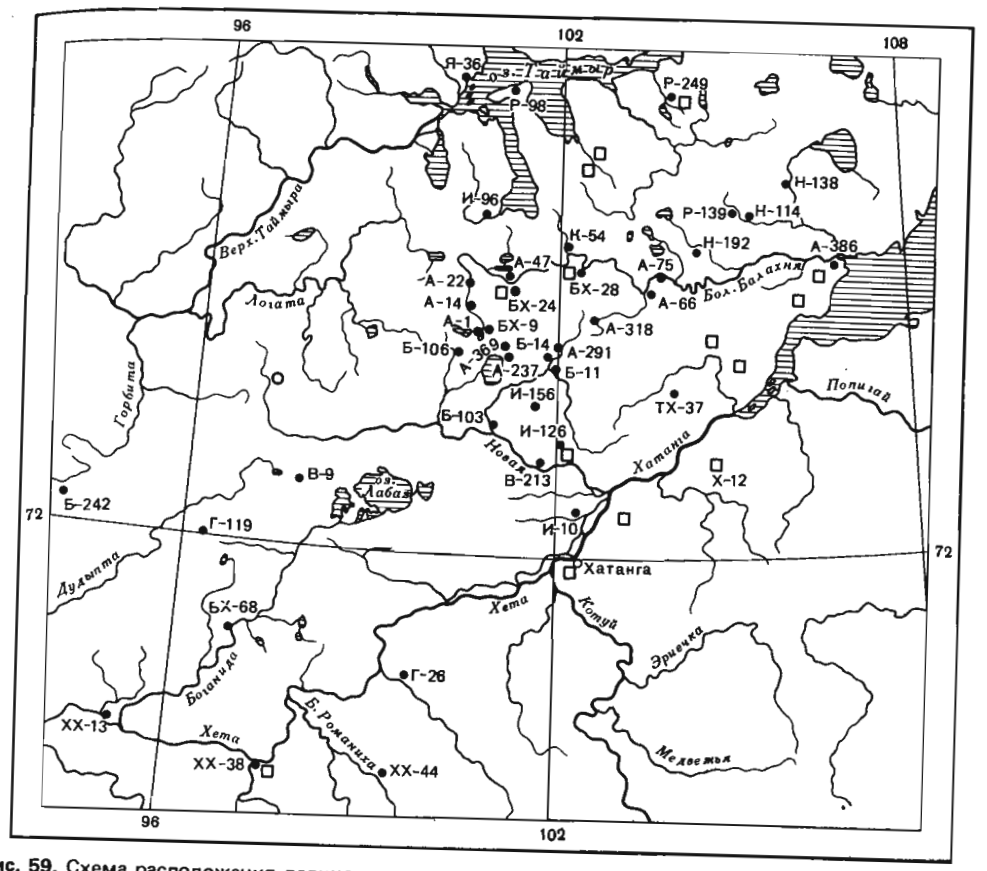


Рис. 59. Схема расположения палинологически изученных разрезов верхнего плейстоцена и голоцена

Квадратами показаны места отборок поверхностных проб.

(сейчас здесь развито лиственничное редколесье). Реконструированные палеоклиматические показатели получились следующими (в скобках здесь и далее приводятся современные). Среднегодовые температуры были ниже -12° (-14–16°); среднеянварские температуры опускались ниже -34° (-32–34°); среднеиюльская температура достигала 10° (12–13°); годовая сумма осадков была близка к современной (300 мм).

В предбореальный период на правобережье р. Хета по р. Большая Романиха (разрез XX-44, 9200 ± 40 л.н., ГИН-679), как и сейчас, существовала лесотундра. Среднеиюльские температуры составляли 10–12°, среднеянварские опускались ниже -34° (32–34°), осадков выпадало 300–400 мм (300 мм).

На севере, в бассейне р. Большая Рассоха (см. рис. 59, разрез Р-139, 9300 ± 100 л.н., ГИН-1322) и в верховьях р. Большая Балахня (см. рис. 59, разрез БХ-26, 9180 ± ± 100 л.н., ГИН-791), в это время появилась кустарниковая березка, ольховник, тогда как сейчас кустарники представлены здесь только ивами, а единичные экземпляры березок необычайно редки [Ареалы . . . , 1977].

В бореальный период произошло существенное улучшение природных условий. На юге по долинам рек в лесотундру левобережья рек Хета и Хатанга проникали единичная ель, древовидная береза, кедровый стланик (см. рис. 59; рис. 61; разрез XX-13, 8600 ± 70 л.н., ГИН-665; разрез БХ-68, 8800 ± 130 л.н., ГИН-820).

Палеоклиматические реконструкции на юге Таймыра, в устье р. Боганида (см. рис. 61; разрез XX-13, 8600 ± 70 л.н., ГИН-665), показывают, что климат этого времени был близок к современному и, судя по среднеиюльским температурам, вероятно, несколько теплее. Среднегодовые температуры лесотундры были ниже -12°(-14–16°), среднеянварские температуры не опускались ниже -34°(-32–34°), среднеиюльские температуры составляли 11–12° (10–12°). Осадков выпадало несколько более современного –300–350 мм (300 мм).

В верховьях р. Большая Балахня к концу бореального времени (см. рис. 59; разрез БХ-9, 8 310 ± 70 л.н., ГИН-774) существовала лесотундра, близкая по составу современным редкостойным северотаежным лесам, более теплым и влажным, чем

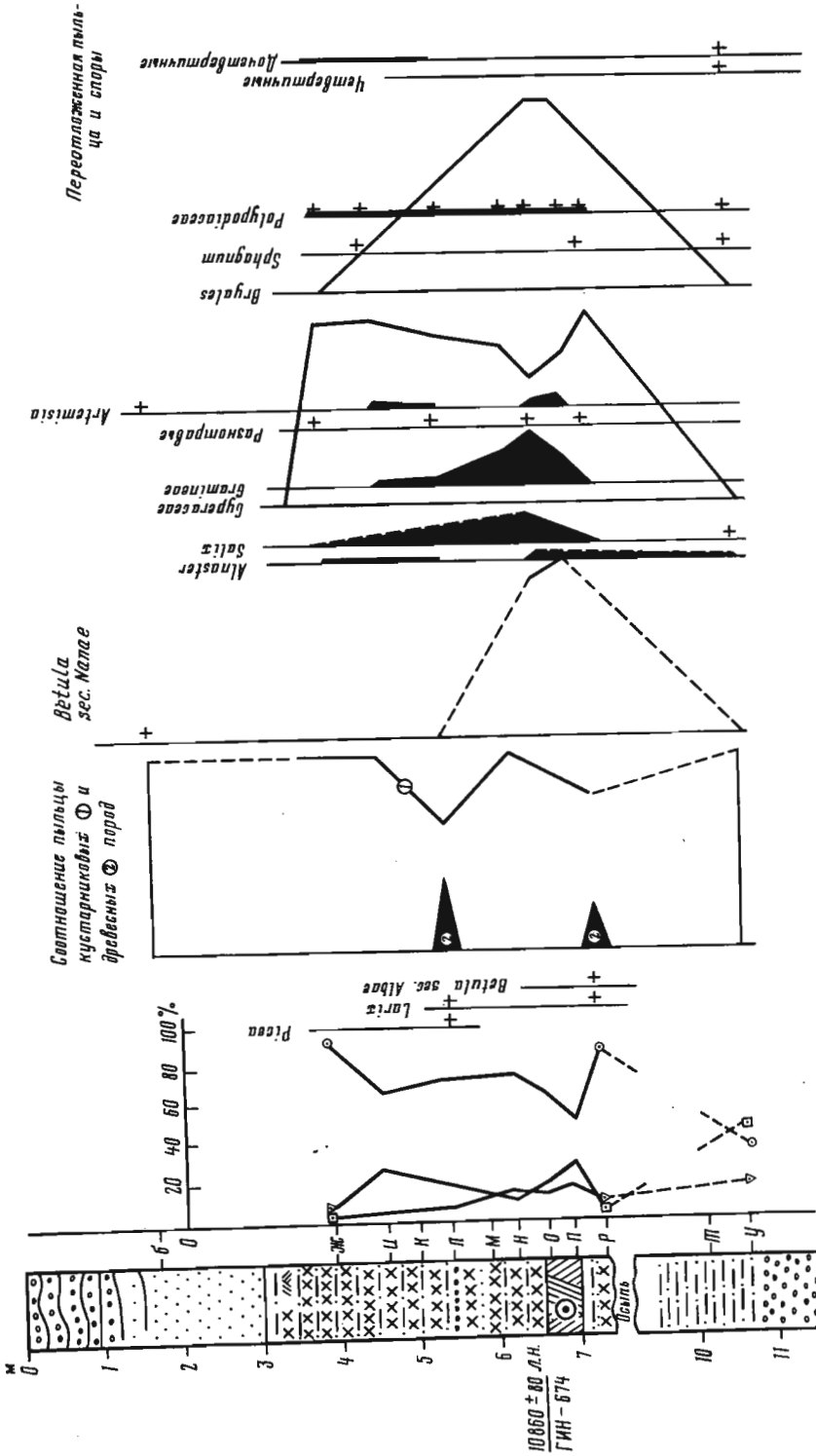


Рис. 60. Спорово-пыльцевая диаграмма позднеледниковых и предбореальных отложений, вскрытых обн. XX-38 в устье р. Правая Боярка. Сборы Н.В. Кинд, анализы Р.Е. Гитерман
Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7

сейчас в этих местах. Среднеянварская температура не опускалась ниже −34° (−34–36°), среднеиюльская составляла 12–13° (8–10°), осадков выпадало 300–400 мм (200–250 мм).

На севере, в пределах современных арктических тундр близ оз. Таймыр (рис. 62; разрез И-96, 8220 ± 120 л.н., ГИН-1198), кустарниковая тундра перемежалась с редколесьем, где наряду с лиственницей, ольховником встречалась, вероятно, единичная ель. Сейчас подобная растительность существует лишь в долине р. Хатанга. Реконструкции палеоклимата выявили здесь лесотундровые ландшафты со среднеянварскими температурами около −34° (−34–36°), среднеиюльскими температурами 10–12° (4–6°) и среднегодовым количеством осадков 300–400 мм (250–300 мм).

Начало атлантического периода и его первая половина отражения в палеоботанической летописи почти не получили. Палеоклиматические реконструкции на юге, близ устья р. Большая Романиха (см. рис. 59; разрез XX-44, 6120 ± 70 л.н.; ГИН-682; [Никольская, 1980]), обнаруживают существование редкостойных северотаежных лесов, близких к лесотундре. Температура июля достигала 13° (12–13°), среднеянварская температура была близка к современной (−32°–34°), осадков выпадало, как и сейчас, около 300 мм.

В течение второй половины атлантического периода растительность сохраняла прежний облик. Ель заходила на левобережье Хатанги, участвуя в южных и западных редкостойных лиственничниках. У истоков р. Новая (5180 ± 150 л.н., ИМ СОАН СССР 28), близ урочища Ары-Мас (6695 ± 80 л.н.; 5 790 ± 70; 5860 ± 80; 5495 ± 80 л.н. все даты ИМ СОАН СССР [Белорусова, Украинцева, 1980]) и по бассейну р. Захарова Рассоха в состав древостоя входила древовидная береза. В бассейне р. Захарова Рассоха (рис. 63) (разрез И-156, 5990 ± 50 л.н., ГИН-1460) и западнее, у истоков р. Ладоннах (рис. 64; разрез Г-119, 5500 ± 100 л.н., ГИН-979), существовали редкостойные северотаежные леса. Климатическая обстановка напоминала ту, которая реконструирована выше для верховьев р. Большая Балахня в бореальное время (см. рис. 59; разрез БХ-9, 8310 ± 70 л.н., ГИН-774). Среднеянварская температура составляла −34°, среднеиюльская достигала 12–13°, осадков выпадало 300–400 мм. Принимая во внимание более северное положение верховьев р. Большая Балахня, следует признать, что в бореальное время там было несколько теплее, чем в атлантическое в бассейне р. Захарова Рассоха.

Близ урочища Ары-Мас и по бассейну р. Улахан-Юрях (рис. 65, разрез И-10) редкостойные северотаежные леса существовали в более теплом и влажном, чем сейчас, климате. Среднегодовая температура не опускалась ниже −12° (−12–16°), среднеянварская температура была около −34° (−34–36°), среднеиюльская достигала 14° (11–12°).

Суббореальное время повсюду ознаменовалось началом миграции лесотундры к югу. Лиственница, ольховник и древовидная береза постепенно отходили к долинам рек Хета и Хатанга. Лишь на самом юге, близ устья р. Большая Романиха (см. рис. 59; разрез XX-44, 4420 ± 50 л.н., ГИН-681), продолжали еще существовать разреженные редкостойные северотаежные лиственничники. Среднеянварская температура составляла около −34° (−32–34°), среднеиюльская достигала 14° (12–13°), осадков выпадало около 400 мм (300 мм).

Общее похолодание в середине периода привело к дальнейшему сокращению ареала лиственницы, сохранявшейся в пределах нынешней кустарниковой тундры только в придолинных куртинах (см. рис. 59; разрез В-9, 3790 ± 50 л.н., ГИН-1154), и к увеличению площадей, занятых кустарниками.

В начале субатлантического периода лиственница еще встречалась на юге, по р. Боганида (см. рис. 59 разрез БХ-68, 1865±40 л.н., ГИН-820; разрез БХ-65, 1860 ± ± 40 л.н., ГИН–817), где сейчас проходит северная ее граница, а позже – уже лишь в пределах ее современного ареала, близ пос. Хатанга (см. рис. 59; разрез Х-1, 980 ± ± 30 л.н., ГИН-927).

Из всех древесных пород наибольшую мобильность в течение голоцена обнаружила лиственница, достигавшая в бореальное время (разрез И-96) пределов современной арктической тундры; она продвинулась примерно на 200 км севернее современных ее местообитаний. Древовидная береза, встреченная по р. Боганида в отложениях бореального перода, проникала в современную кустарниковую тундру (см. рис. 59; разрезы БХ-69, XX-13) примерно на 100 км севернее ее нынешних границ. Максимальное продвижение к северу ольховника достигало примерно 200 км (западное побережье оз. Таймыр, разрез ТХ-25). Самое северное нахождение кустарниковой березки (разрез Р-139) отмечено на пределе ее современного распространения. Наконец, ветки кустарниковой ивы (найдены в разрезе Ш-24), датированные второй половиной атлантического века, обнаружены в долине р. Шренк (современная арктическая пустыня), где сейчас ива не встречается.

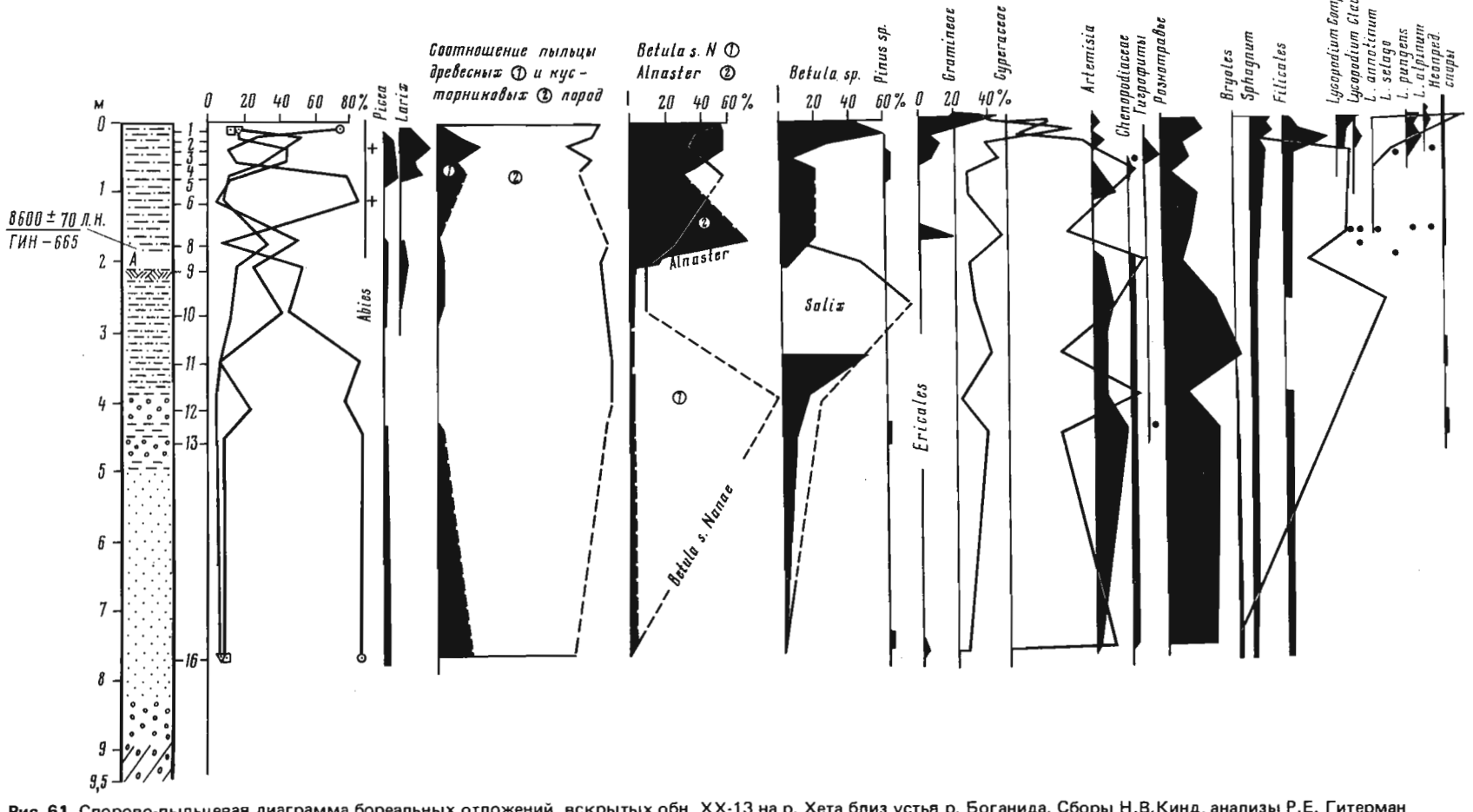


Рис. 61. Спорово-пыльцевая диаграмма бореальных отложений, вскрытых обн. XX-13 на р. Хета близ устья р. Боганида. Сборы Н.В.Кинд, анализы Р.Е. Гитерман
Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7

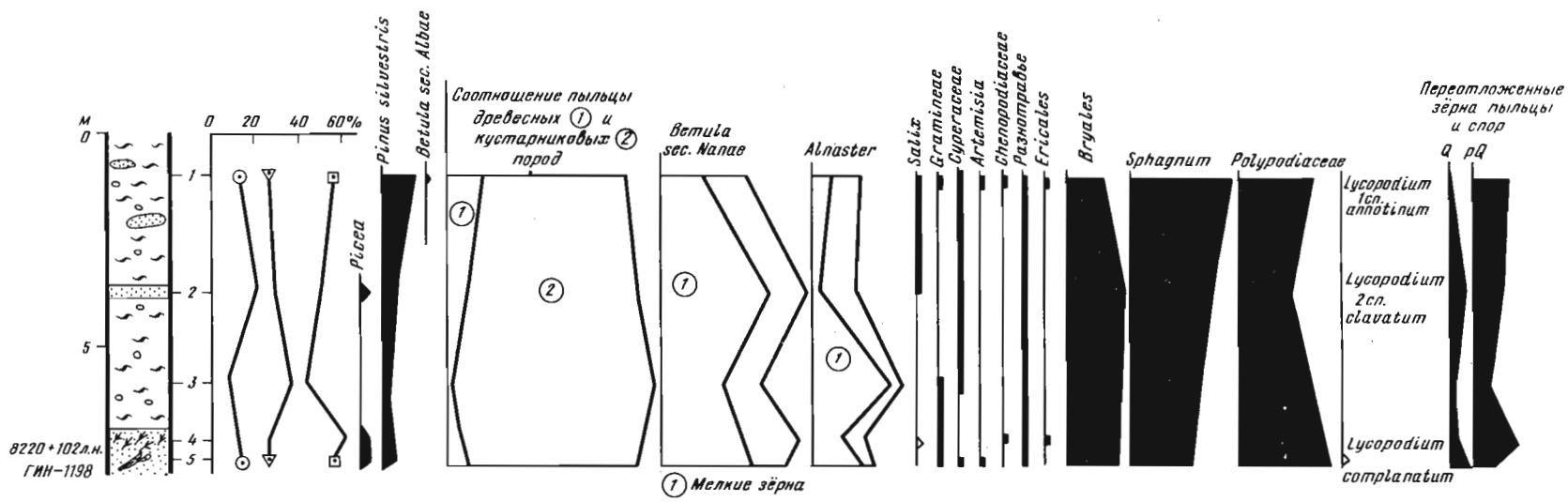


Рис. 62. Спорово-пыльцевая диаграмма бореальных отложений, вскрытых обн. И-96 в долине р. Каламиссамо близ оз. Таймыр. Сборы Г.В. Иваненко, анализы М.В. Никольской
Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7.

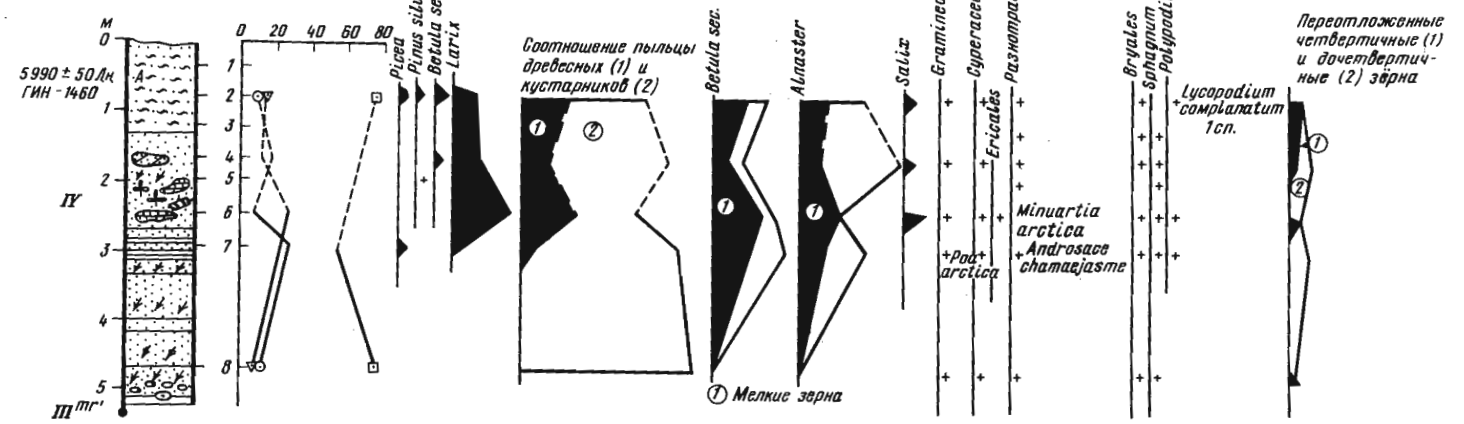


Рис. 63. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений атлантического периода голоцена, вскрытых обн. И-156 на р. Джеробуойдах (бассейн р. Захарова Рассоха). Сборы Г.В. Иваненко, анализы М.В. Никольской

Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7

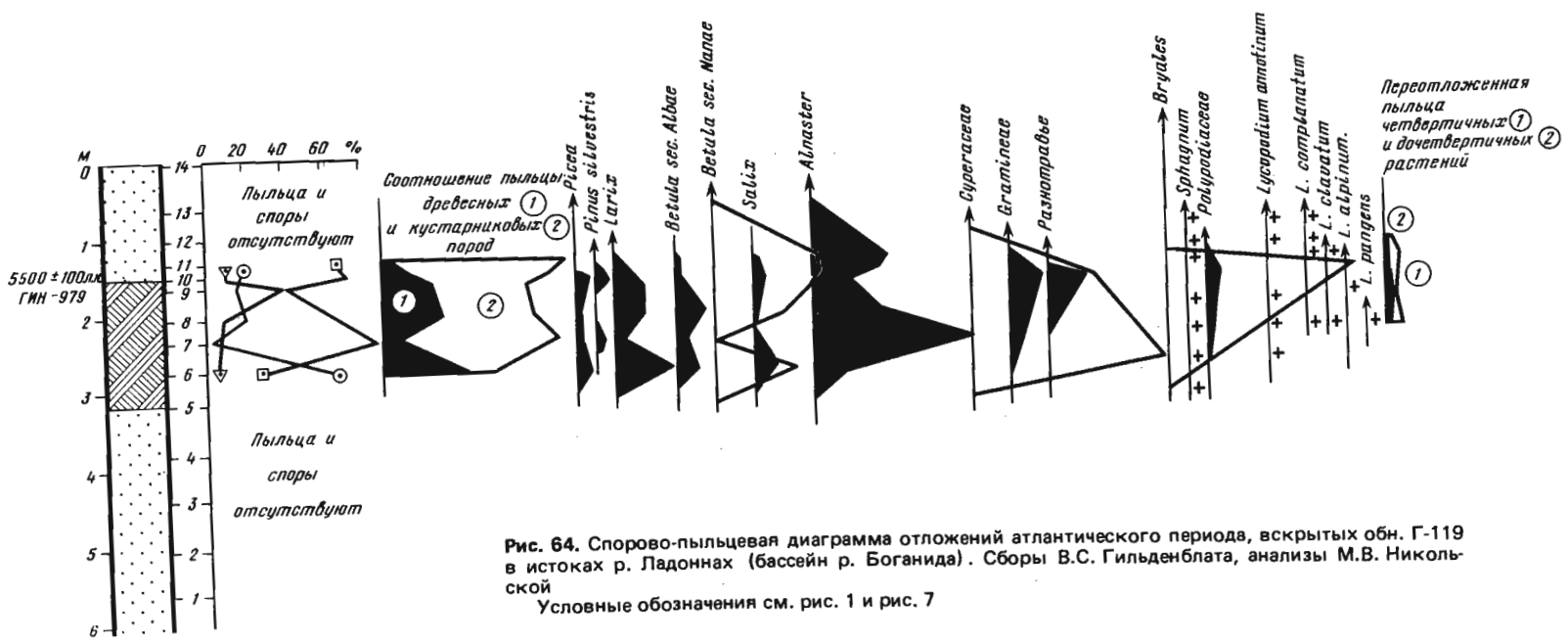


Рис. 64. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений атлантического периода, вскрытых обн. Г-119 в истоках р. Ладоннах (бассейн р. Боганида). Сборы В.С. Гильденблата, анализы М.В. Никольской

Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7

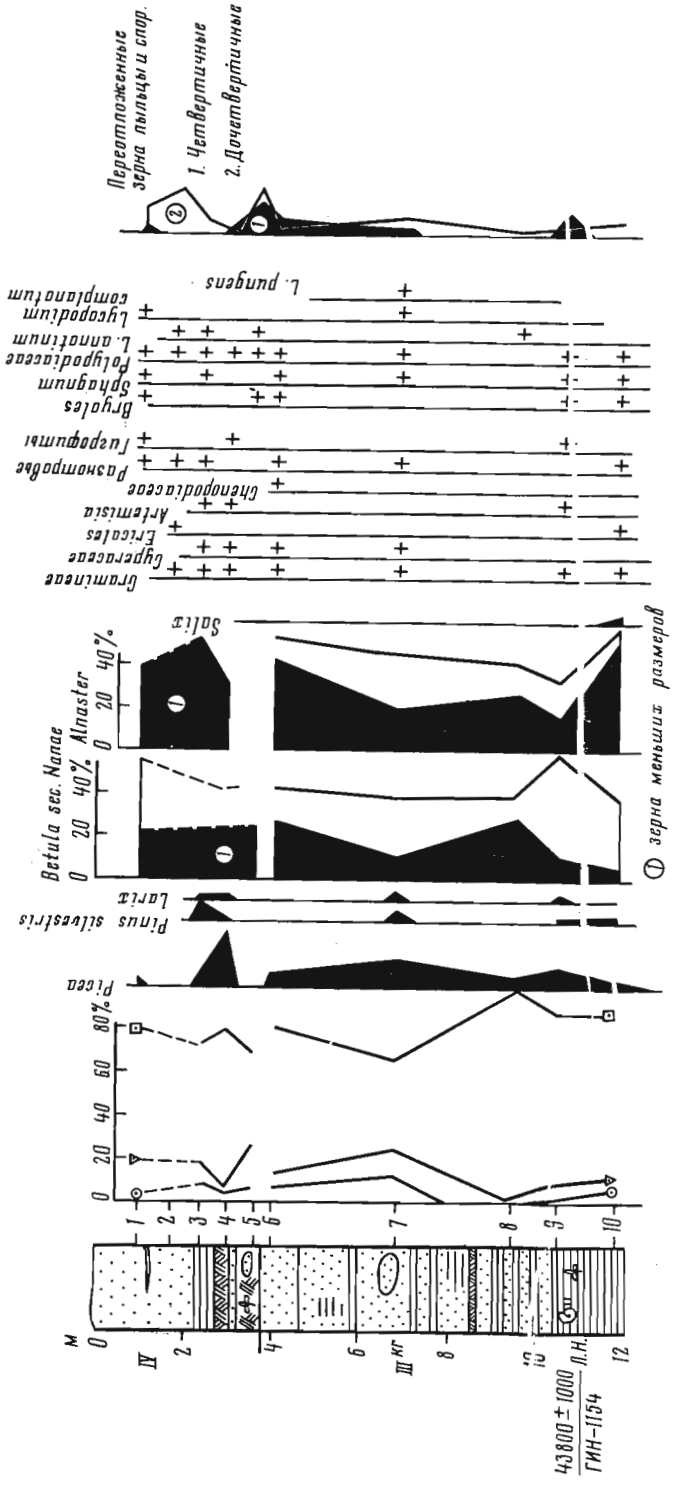


Рис. 65. Спорово-пыльцевая диаграмма каргинских и голоценовых отложений (атлантическое время), вскрытых обн. И-10 в долине р. Упахан-Юрях (бассейн р. Новая). Сборы Г.В. Иваненко, анализы М.В. Николь
Условные обозначения см. рис. 1 и рис. 7

Анализ палеоботанических и палеоклиматических материалов выявляет наибольшее за весь голоцен Таймыра увеличение количества среднегодовых осадков в бореальное время. Причину этого следует искать в изменении барико-циркуляционных процессов над территорией Сибири. Во второй половине атлантического периода количество осадков сократилось до современного и, вероятно, несколько ниже.

На протяжении всего времени "климатического оптимума" голоцена (бореальный и атлантический периоды) температура всюду была выше современной, и только в начале суббореального периода она понизилась.

ГЛАВА IV

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА

В настоящее время для территории Таймыра фактический материал, необходимый для достаточно корректных палеогеографических реконструкций, известен только для позднего плейстоцена и голоцена. Отложения этого времени максимально обнажены и опробованы; с ними же связано и формирование облика современного рельефа, также несущего большой объем палеогеографической информации.

Однако несмотря на обширный и всесторонний фактический материал, включая многочисленные C^{14}-даты (а может быть, отчасти поэтому!), некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена до настоящего времени не решены однозначно. Сюда, как это уже отмечалось, относится прежде всего вопрос о границах распространения последнего — сартанского оледенения, по которому существуют противоречивые данные. Подробнее об этом будет сказано ниже. В данной же главе при рассмотрении палеогеографии сартанского времени и касаясь этого спорного вопроса, авторы опираются на одну из возможных альтернатив, которая изложена и обоснована в соответствующем разделе гл. III.

ОЛЕДЕНЕНИЯ, МОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ И КЛИМАТ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

После дегляциации среднечетвертичного ледника на рассматриваемую территорию в казанцевское время трансгрессировало море, залившее всю Северо-Сибирскую низменность и вторгшееся также в пределы Западной Сибири. В осадках этого бассейна, сохранившихся хотя и неравномерно, но на довольно многих участках, присутствуют раковины морских моллюсков, обитающих в морях открытого типа, и крайне ограничен комплекс фауны, характеризующей лагунные местообитания.

Хотя низменность и была целиком залита водами моря, оно не было очень глубоким, о чем говорят остатки ископаемой малакофауны, характерной для морей с глубинами 100—150 м.

Интересно отметить, что на территории Северо-Сибирской низменности в выходах казанцевских отложений встречаются такие вымершие ныне виды, как Cyrtodaria jenisseae Sachs, Astarte invocata Merklin et Petrov, Astarte lettingwelli Dall.

В центральной и западной частях Северо-Сибирской низменности, в области распространения каргинской морской трансгрессии, эти виды практически не встречаются (рис. 66). По-видимому, эти вымершие виды обитали в морских отложениях не моложе казанцевских, как в свое время считал в отношении Cyrtodaria jenisseae Sachs, В.Н.Сакс.

Микрофауна из казанцевских отложений также характеризует неглубокий (верхняя сублитораль) бассейн, нормальной солености, с положительными придонными температурами.

Существование на протяжении казанцевской трансгрессии только открытого морского бассейна, наверное, объясняется быстрым проникновением моря в пределы еще некомпенсированного гляциоизостатического прогиба. Свободное отступание его свидетельствует о том, что после среднечетвертичного оледенения рельеф низменности был относительно ровным, без резких контрастов, которые могли бы способствовать отшнуровыванию лагун. А это, в свою очередь, возможно было при условии, что в максимум среднечетвертичного оледенения центр его в связи со слиянием покровов различных центров (Таймырского, Путоранского, Анабарского) в единый перемещался в пределы Северо-Сибирской низменности, и при деградации покрова здесь происходила быстрая дегляциация на последних этапах без образования аккумулятивных краевых форм.

Казанцевские отложения содержат пыльцу и споры, состав которых характе-

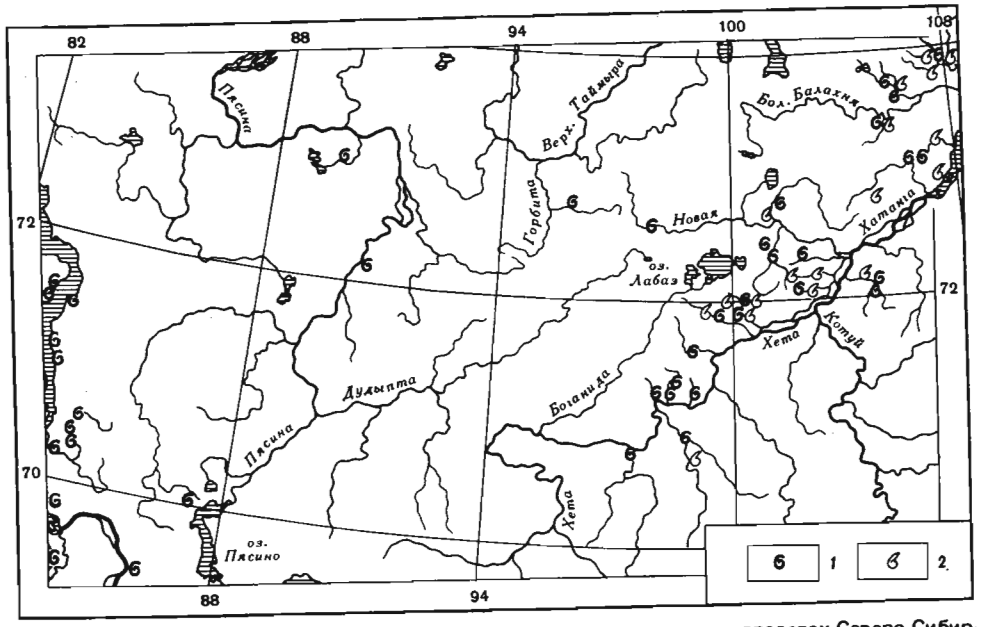


Рис. 66. Схема местонахождений раковин вымерших видов моллюсков в пределах Северо-Сибирской низменности

1 — Cyrtodaria enisseae Sachs; *2* — Astartele ffingwelli Dall., Astarte invocata Merklin et Petrov

ризуются преобладанием пыльцы древесных с участием ели и даже пихты. Кроме пыльцы, в них содержатся хвоя и шишки ели. Среди ископаемой морской фауны преобладают аркто-бореальные виды. Все перечисленное разрешает предполагать, что климат в это время был значительно теплее и мягче современного. Указание на произрастание на семидесятых широтах ели разрешает говорить о смещении северной границы зоны тайги в это время не менее чем на 2° к северу.

Фрагментарные реконструкции палеоклиматических показателей казанцевского времени по спорово-пыльцевому спектру из разреза А-66, проведенные В.А. Климановым [1], позволяют считать, что в среднем течении р. Большая Балахня существовала разреженная северная тайга, близкая к лесотундре, наподобие той, что сейчас развита в низовьях р. Котуй (сейчас в долине р. Большая Балахня господствует кустарниковая тундра). Среднегодовая температура составляла −10–11° (−12–16°)[2], среднеиюльские поднимались до 12–14° (6–8°). Осадков выпадало около 400 мм (250–300 мм).

К концу казанцевского времени климат начал ухудшаться, произошло похолодание, которое зафиксировано в разрезе континентальных казанцевских отложений на р. Большая Балахня (см. рис. 13).

После регрессии казанцевского моря в Северо-Сибирской низменности сохранялись остаточные озерные бассейны, происходило оформление гидросети, возможно контролировавшееся развитием тектонических структур. По данным В.М. Макеева [1972], горы Бырранга в послесреднечетвертичное время испытывали значительное тектоническое воздымание. Вероятно, активизация тектонических движений была свойственна и низменным территориям Таймыра, где происходило дальнейшее оформление структур, заложившихся на начальных этапах новейших движений. (Структуры были выделены по материалам всевозможных морфометрических построений и других видов анализа рельефа, проводившихся при геологической съемке).

Возможно, к этому времени относится заложение грабеноподобной впадины оз. Таймыр и Хатангской впадины, образование долин рек Хатанга, Новая, Б. Балахня, М. Балахня. Такое предположение находит свое подтверждение в том, что развивавшееся затем муруктинское оледенение в какой-то мере приспосабливалось к сложившемуся к его началу эрозионно-тектоническому рельефу, частично наследуя

[1] Реконструкции палеоклиматических показателей межледниковий проведены по методике В.А. Климанова после изучения возможностей применения этой методики для территории севера Средней Сибири.

[2] В скобках приводятся современные климатические показатели.

гляциодепрессиями тектонические мульды и увеличивая контрастность рельефа насыпными и напорными образованиями на поднятиях.

Муруктинское оледенение на Таймыре было покровным, и в его раннюю — северосибирскую — стадию закрывало Северо-Сибирскую низменность от Енисея до устья р. Попигай. Оно распространялось в низменность из трех центров — Северного (предположительно карский шельф), Путоранского и Анабарского, о чем отчетливо свидетельствуют состав обломочного материала и ориентировки длинных осей галек в основной морене. Смыкание двигавшихся навстречу друг другу покровов в восточной и центральной частях низменности происходило в зоне долин рек Хета и Хатанга. Имеются данные, что на западе Северный ледниковый покров подступал вплотную к плато Путорана и даже перекрывал его северную окраину [Урванцев, 1978].

По всей вероятности, Северный ледниковый покров был значительно мощнее Путоранского и препятствовал движению последнего на север. Возможно, именно с этим связано значительное распространение льдов Путоранского щита от центра оледенения в южном и юго-восточном направлениях, и как бы редуцированное его продвижение к северу и северо-западу. Смыкание щитов в восточной части низменности приводило к перераспределению ледниковых масс, сопровождавшемуся образованием ледникового потока, двигавшегося вдоль долины Хатанги к Хатангскому заливу.

Большие размеры территории, которую покрывали активные льды, разрешают предполагать значительную мощность ледниковых щитов. Если произвести вычисление согласно номограмме зависимости между мощностью ледникового покрова и величиной его радиуса (Воронов, 1961, 1968), то можно, например, говорить о более чем 2-километровой мощности щита Северного центра питания. Это, в свою очередь, должно было предопределить гляциоизостатическое прогибание территории не менее чем на 300–400 м. Слияние ледниковых щитов, вероятно, не приводило к смещению их центров и образованию единого, так как не было длительным. Об этом свидетельствуют переориентировка движения льда только в пределах сравнительно узкой полосы (соответствующей на рис. 16 полосе широтной ориентировки длинных осей галек в морене) и отрисовка краев трех ледниковых щитов краевыми и другими маргинальными ледниковыми формами рельефа, образовывавшимися при деградации оледенения.

Максимальное продвижение льдов к югу как в Северном, так и в Путоранском ледниковых покровах происходило в их западных частях. Очевидно, щиты были асимметричны и имели максимальную мощность и активность на западе, где в это время существовали оптимальные условия влагообеспеченности, к востоку они постепенно убывали. По мере дегляциации происходил отрыв ледниковых масс, лежащих в центральной и восточной частях низменности, от основных центров питания. О пассивной деградации муруктинского ледника в Северо-Сибирской низменности свидетельствует широкое распространение камовых образований — спутников мертвых льдов. Напорные моренные гряды присутствуют здесь фрагментарно. К ним могут быть отнесены Урдахская, Маймечинская и Северо-кокорская гряды. Не исключено, что напорные морены времени муруктинского оледенения образуют основание и Джангодо-Сынтабульской гряды, впоследствии преобразованной и погребенной во время сартанского оледенения.

Можно восстановить следующую последовательность дегляциации муруктинских ледниковых покровов на низменности. Наиболее активное таяние льдов первоначально происходило в зонах его интенсивной трещиноватости (над выступами доледникового рельефа), где накапливались толщи озерных, водно-ледниковых (трещинно-камовых), а при условии значительного гляциоизостатического прогиба, и морских отложений (в связи с проникновением вод по трещинам во льдах со стороны моря Лаптевых). Это приводило к увеличению высоты и общей контрастности рельефа, подчеркиванию тектонических структур. При последующей деградации ледник распадался на ряд отдельных крупных глыб, залегавших в депрессиях рельефа, между которыми продолжали накапливаться немые песчаные и алевритовые осадки, а на востоке низменности, открытом в сторону моря Лаптевых, — морские отложения. Распад ледника и его деградация, очевидно, сопровождались компенсационным поднятием, а в определенный момент по мере вытаивания глыб льда образовывались замкнутые озерные бассейны, хотя не исключено, что в отдельных наиболее крупных депрессиях мертвые льды сохранялись до последующей активизации оледенения.

Во вторую — северококорскую — стадию муруктинского оледенения длительное стационарное положение края ледника Северного центра питания фиксировалось Северококорской грядой. В восточной и центральной частях Северо-Сибирской низменности смыкания льдов северного и южного центров питания не происходило.

Льды из южных — Путоранского и Анабарского — центров спускались в окраинные предгорные части низменности, оставив краевые образования у самого подножия плоскогорья.

Сложное развитие муруктинского оледенения привело к тому, что после дегляциации рельеф низменности был очень неровен: обширные низины — гляциодепрессии — чередовались с окаймляющими их сравнительно узкими водораздельными грядами (краевые, трещинно-камовые, напорно-протрузивные образования).

В каргинское время после отступания и распада муруктинского ледника в Северо-Сибирскую низменность проникает морская трансгрессия, распространение которой не было повсеместным. Последнее, кроме сложности рельефа, объясняется еще и тем, что к началу каргинского времени значительная часть Северо-Сибирской низменности, особенно на северо-востоке, в результате изостатической компенсации уже претерпела поднятие.

К началу каргинского времени позднемуруктинский морской бассейн, возникший на востоке, в бассейне рек Хатанга и Большая Балахня, значительно сокращается, и здесь в это время существует неглубокий (до 50 м) обособленный лагунный бассейн, имеющий связь с морем Лаптевых. В западной части Северо-Сибирской низменности, где произошла более поздняя дегляциация муруктинского ледника, в еще не компенсированный прогиб проникает море, образуя ингрессионный залив между горами Бырранга и Джангодо-Сынтабульской и Северококоринской грядами. Этот бассейн был связан с Северным Ледовитым океаном в северной части межгорным проходом по р. Нижняя Таймыра; к западу он расширялся, открываясь в сторону Енисейского залива (рис. 67). Распределение комплексов фауны моллюсков указывает на углубление бассейна с востока на запад. К западу постепенно возрастает число видов моллюсков в морских каргинских отложениях, что указывает на увеличение связи с Полярным бассейном. Если в бассейне р. Б. Балахня комплекс фауны характеризует мелкую лагуну глубиной до 50 м, то на западе глубины моря увеличиваются до 70—100 м.

На юге, у подножия плато Путорана, также возник узкий залив в бассейнах верхнего течения р. Пясина, рек Хета и ее правых притоков, вплоть до р. М. Романиха. Присутствие в его отложениях моллюсков таких видов, как Bathyarca glacialys (Gray) и Yoldiella lenticula (Möller), указывает на значительную глубину этого залива.

Такая сложная конфигурация береговой линии раннекаргинского бассейна объясняется, очевидно, не "мгновенным" распадом муруктинского ледника, а постепенным отодвиганием его краев к северо-западу, в сторону северного центра, и к югу, в сторону центра плато Путорана. В результате юго-восточная часть Северо-Сибирской низменности была раньше всего освобождена из-подо льда и к началу каргинского времени испытала значительное гляциоизостатическое поднятие, в то время как на севере, северо-западе и юге сохранялись еще не компенсированные гляциоизостатические прогибы, глубина которых увеличивалась в сторону центров ледниковых щитов.

Горы Бырранга также находились в области некомпенсированного гляциоизостатического прогиба, и в их сторону также происходило углубление морского бассейна.

Мелководный лагунный характер фауны моллюсков в морских раннекаргинских отложениях низовьев р. Б. Балахня, датированных по C^{14} 44 000—42 000 л.н., позволяет определить современное положение древней береговой линии в пределах 50 м абс. высоты. На южном побережье оз. Таймыр морские отложения с датой в 46 000 л. н. (обн. Р-98) и фауной, характеризующей литораль (абсолютное преобладание Macoma balthica (Linne), т.е. практически береговую линию, находятся на абс. высоте 80 м. Еще северо-западнее, в бассейне р. Шренк, комплекс морских моллюсков из раннекаргинских морских отложений позволяет предполагать, что древняя береговая линия находится на абс. высоте 135—140 м.

Таким образом, поднятие суши после разгрузки от ледникового покрова привело к поднятию древних береговых линий. Современная высота береговых линий каргинского моря повышается в северо-западном направлении, в сторону гор Бырранга. В этом же направлении увеличивалась и мощность муруктинского ледникового покрова. В западной части Горного Таймыра каргинские береговые линии поднимаются до 200 м.

Сопоставление береговых линий каргинского морского бассейна и эвстатического уровня Мирового океана этого времени [Mörner, 1971] показывает, что с начала каргинского времени размах гляциоизостатической компенсации в районе Хатангского залива достиг 90—100 м, в то время как в горах Бырранга 200—240 м. Поскольку в муруктинское время эвстатический уровень моря был ниже каргинского, а

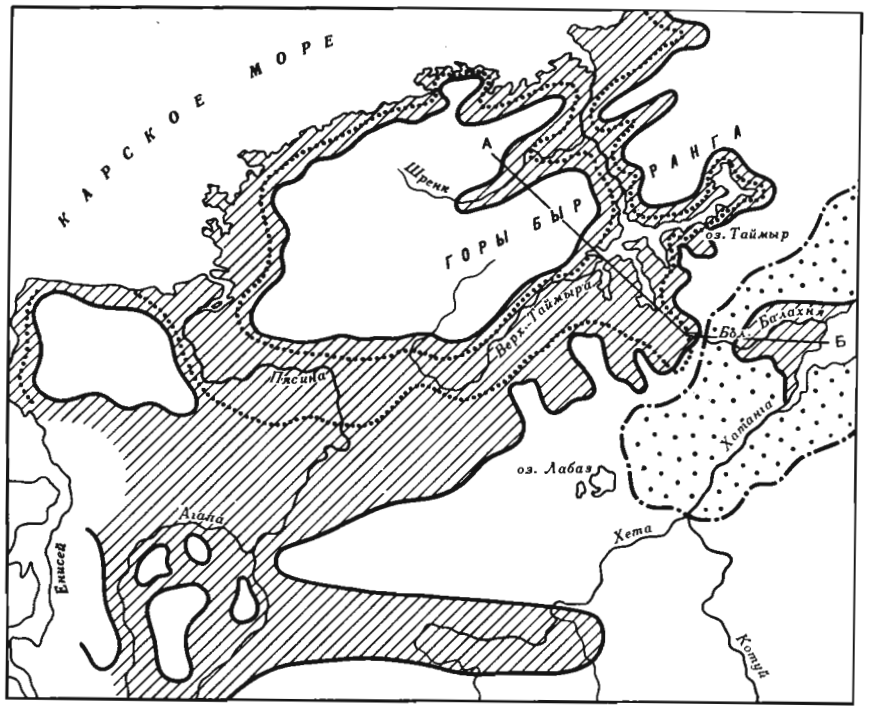


Рис. 67. Схема распространения морского бассейна на Таймыре в позднемуруктинское — каргинское время (I) и современное положение береговых линий по профилю А—Б (II)

1 — современная суша, заливавшаяся в позднезырянское время; *2* — береговая линия позднезырянского бассейна; *3* — современная суша, заливавшаяся морем в каргинское время; *4* — береговые линие: *а* — раннекаргинского (50—33 тыс. л.н.), *б* — позднекаргинского (32—26 тыс. л.н.) бассейнов; *5* — точки наблюдений морских каргинских отложений, охарактеризованные фауной морских каргинских моллюсков и радиоуглеродными датами (л.н.). 1—9 — по растительным остаткам: 1 — 42 800±1300 (ГИН-1530), 2 — 44 500±1000 (ГИН-1004), 3 — 46 600±1200 (ГИН-1324), 4 — 32 800±1200 (ГИН-1001), 5 — 26 600±1000 (ГИН-999), 6 — 31 800±400 (ГИН-796), 7 — 26 700±±700 (ГИН-1216), 8 — 29 700±1000 (ГИН-963), 9 — 33 000±2000 (ГИН-785); 10, 11 — раковины. 10 — 26 600±500 (ГИН-957), 11 — 27 200±800 (ГИН-947); 6 — пределы колебаний эвстатического уровня Мирового океана в каргинское время по [Mörner, 1971]

морские муруктинские отложения в районе Хатангского залива наблюдаются на абс. отметках 100—120 м, величину гляциоизостатической компенсации района Хатангского залива с конца зырянского времени можно оценить не менее чем в 200 м. О значительных глубинах (100 м) раннекаргинского бассейна по северному обрамлению гор Бырранга говорит богатый комплекс микрофауны, содержащий до 50 видов и до 1 500 экз. Комплекс характеризует обстановку открытого моря с положительными придонными температурами. В позднекаргинский этап (32 000—26 000 л.н.) в результате дальнейшей гляциоизостатической компенсации границы морского бассейна резко сокращаются. Полностью исчезает залив в бассейнах низовьев рек Б. Балахня и Хатанга (к 28 000 л.н. здесь уже накапливается толща озерных отложений). Отшнуровывается и залив по южному обрамлению плато Путорана: к 37 000 л.н. в районе Чугунковских яров накапливается озерная континентальная толща, сменяющая лагунную.

Резко сокращается бассейн и на севере низменности, по обрамлению гор Бырранга. Судя по материалу из отложений верхнего течения р. Б. Балахня в позднекаргинское время здесь существует мелководный морской бассейн, что подтверждается комплексами фауны и микрофауны, характеризующими мелководную лагуну в пределах литорали — верхней сублиторали (не глубже 50 м).

Связь лагуны с морем осуществлялась по долинам рек Нижняя Таймыра и Пясина, где глубина бассейна увеличивалась. Как фауна, так и микрофауна содержат большое количество бореальных и аркто-бореальных видов, среди микрофауны встречаются даже лузитанские виды, что характеризует каргинский морской бассейн как достаточно теплый, с положительными придонными температурами, с нормальной соленостью на севере, у выхода в Северный Ледовитый океан и с пониженной — в лагунах, обрамляющих горы Бырранга с юга.

Каргинская трансгрессия, возникшая на месте некомпенсированного гляциоизостатического прогиба, очень быстро сменяется регрессией. На востоке, по Хатангскому заливу и в низовьях р. Большая Балахня, море регрессирует вскоре после 42 000 л.н., на западе морские условия сменяются континентальными: в бассейне р. М. Романиха несколько позже — к 39 000 л.н., в бассейне р. Пясина — к 37 000 л.н., а на севере, в бассейне верхнего течения р. Б. Балахня, — к 39 000 л.н., среднего — к 26 000 л.н.

В центральной и восточной частях Северо-Сибирской низменности в каргинское время существует суша, расширяющаяся по мере отступания морского бассейна. В гляциодепрессиях после таяния муруктинского ледника остаются обширные озерные бассейны (реки Дудыпта, Боганида, Захарова Рассоха, Хета, Новая), осадки которых слагают в настоящее время основание плоских, террасовидных поверхностей высотой 50—60 м. В дальнейшем пресноводные бассейны возникают и на месте отступающего моря, в отшнуровывающихся лагунах (верхнее течение р. Б. Балахня, рек Агапа, Хета, Малая Романиха, Боганида). Кроме обширных гляциодепрессий, малые озерные бассейны возникают также и в пределах камовых террас и гряд в термокарстовых понижениях.

Климат на протяжении всего каргинского времени был неоднородным.

В отдельные его отрезки, судя по растительности, климат был более благоприятным, чем современный, что подтверждается спорово-пыльцевыми спектрами как морских, так и континентальных отложений, в которых преобладает пыльца древесных и кустарниковых пород, составляющих в сумме от 40 до 90% на территории, в настоящее время занятой открытой тундрой. Судя по спорово-пыльцевым спектрам в составе лесо-тундровой растительности участвовали лиственница, ель, береза, возможно, сосна, кустарниковая березка, ива и ольховник. В большом количестве присутствовали папоротники, мхи, плауны, из трав — осоки, злаки, разнотравье.

Интересны реконструкции палеоклиматических показателей В.А. Климанова эпохи первого каргинского потепления (⩾ 50 000—45 000 л.н.) по спорово-пыльцевым спектрам из обн. Б-11 и А-291 в бассейне р. Захарова Рассоха. Среднегодовые температуры определяются как -12° (-12—16°), среднеянварские -34° (-34—35°), среднеиюльские поднимались до 14° (около 8°). Осадков выпадало 400—450 мм (250—300 мм). В бассейне р. Захарова Рассоха в это время существовала редкостойная северная тайга. В эпоху первого похолодания (45 000—42 000 л.н.) несколько понизились среднеиюльские температуры — до 10°, осадков выпадало около 400 мм (реконструкции проведены по материалу обн. И-10). В эпоху климатического оптимума (42 000—34 000 л.н.) среднеиюльские температуры снова поднимались до 13—14°, остальные параметры практически не менялись (материалы обн. А-291).

В водной микрофлоре озерных и речных бассейнов преобладали индиференты, в малом количестве присутствовали бореальные элементы, холодноводные составляли от 2 до 40%. В водной макрофлоре встречались такие бореальные растения, не произрастающие в настоящее время на Северо-Сибирской низменности, как вахта, уруть и рдесты. На основе палеофитологических данных удалось установить климатические колебания на протяжении всего каргинского времени и подтвердить существование трех потеплений и двух похолоданий, выделенных ранее в бассейне р. Енисей [Кинд, 1974].

С колебаниями климата, очевидно, связаны и изменения уровней бассейнов, зафиксированные в озерных осадках депрессий р. Большая Баты-Сала как по литологии, так и по составу диатомей. С этим же было связано и изменение состава растительности. В спорово-пыльцевых спектрах ранней и средней эпох потеплений доминирует пыльца древесных и кустарниковых пород, а для эпох похолоданий характерно почти полное их отсутствие. Это, по-видимому, связано с колебаниями границы лесотундры, вызванными климатическими изменениями.

Климатические колебания в каргинское время выявляются не только в разрезах континентальных, но и морских отложений. Так, в бассейне среднего течения р. Большая Балахня по микрофауне четко прослеживается переход от похолодания к последнему внутрикаргинскому потеплению и к предсартанскому похолоданию.

В сартанское время не вся территория Таймыра подвергалась оледенению. На плато Путорана сформировался небольшой ледниковый щит, образовавший на Северо-Сибирской низменности у северного подножья плато ледники предгорий, продвигавшиеся от плато на север не более чем на 40—50 км. Ледники Анабарского центра вообще не достигали Северо-Сибирской низменности. На северо-востоке Таймыра, в его максимально высокой горной части, развивалось оледенение долинно-сетчатого типа [Макеев, 1975]. И лишь в его западной и северо-западной частях существовал ледниковый покров Северного центра оледенения. О положении центра последнего оледенения на шельфе свидетельствуют: 1) состав обломочного материала морены; 2) ориентировка ледниковых шрамов и борозд на коренных породах северного побережья Таймыра [Урванцев, 1978]; 3) приуроченность зоны со следами активной экзарационной обработки коренных пород к северному побережью Таймыра и ее постепенная смена к югу, ближе к горам, экзарационно-аккумулятивным и аккумулятивным ледниковым рельефом; 4) положение краевых образований на низменности, подчеркивающее максимальное продвижение ледниковых лопастей на юг по крупным понижениям в ориентированном субширотно наиболее высоком хребте гор Бырранга; 5) отсутствие в горах Бырранга обычного ансамбля ледниковых форм, связанных с горно-долинным оледенением, и присутствием там только сквозных крупных троговых долин, рассекающих горный хребет строго вкрест простирания, в соответствии с субмеридиональным направлением движения льда со стороны шельфа; 6) наличие на крайнем севере Таймыра маргинальных грядовых форм рельефа, сгруппированных в пояс, дугообразно изогнутый к югу (см. рис. 14)[1]; 7) наличие в долине р. Шренк нескольких поясов конечных морен, фиксирующих продвижение ледника по долине со стороны северного побережья полуострова; 8) наличие поля друмлиноидного рельефа, весьма сходного с рельефом флютинг-морены в древней долине Енисея, расположенной южнее самой низкой по высоте части Горного Таймыра.

Судя по оставленным ледниковым покровом краевым образованиям, его дегляциация была главным образом фронтальной с тремя фазами длительной задержки ледникового края — сынтабульской, верхнетаймырской и северотаймырской. Лишь на западе (в бассейне р. Пясина) и на крайнем северо-востоке (северо-восточнее р. Яму-Тарида) его дегляциация была частично и ареальной. Ледник *сынтабульской фазы* распространялся на Северо-Сибирскую низменность несколькими крупными лопастями — Енисейской, Пясинской, Янгодской, Горбитской, Логатской, Байкуранерской и Ямутаридской, границы которых четко зафиксировны в рельефе низменности возвышенностями межлопастных массивов и различием петрографического состава обломков морены соседних лопастей.

Возможно, границы лопастей были предопределены положением доледниковых возвышенностей, но совершенно очевидно, что во время оледенения на сочленении ледниковых лопастей происходили процессы нагнетания и выдавливания пластичных доледниковых пород и формирование абляционного сложного комплекса отложений с характерными инверсионными формами рельефа. В связи с этим в современном рельефе межлопастные массивы возвышенности представляют собой наиболее высокие и массивные и монолитные формы рельефа. С дистальной стороны распространение покрова зафиксировано непрерывным поясом краевых образований Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской гряд. Большое количество фестонообразных изгибов конечных морен в пределах краевого пояса фиксируют границы отдельных ледниковых языков, на сопряжении которых формировались небольшие межъязыковые возвышенности угловых массивов. Количество языковых ледников, характер оставленных ими отдельных конечноморенных гряд свидетельствует о разной динамической активности отдельных ледниковых лопастей [Исаева, Крауш, 1979].

Максимальное продвижение сартанского ледника на юг происходило в западной части Таймыра. Очевидно, как и во время муруктинского оледенения, западная часть покрова была более мощной. И только здесь на западе, в бассейне р. Пясина, происходило слияние Северного покрова с Путоранским.

В *верхнетаймырскую фазу* ледниковый покров распространялся на низменность двумя крупными лопастями — Пясинской и Таймырской, причем последняя, обра-

[1] Выделен Л.Л. Исаевой и Н.В. Кинд по аэрофотоснимкам.

зовывавшаяся прорывом льдов через Быррaнскую гряду, была очень динамически активной и формировала нагорные морены (Верхнетаймырская и Байкуранерская гряды). Пясинскую лопасть характеризует спокойное растекание, ареальная дегляциация с образованием нескольких локальных, преимущественно насыпных конечных морен (Мокориттские гряды) и возможно быстрые подвижки отдельных ледниковых языков типа серджевых. О наиболее поздней задержке деградации Северного ледникового покрова, возможно, свидетельствует пояс грядовых форм рельефа, дешифрирующихся на аэрофотоснимках в самой северной части Таймырского полуострова.

Путоранский ледник оставил у северного подножия плато несколько краевых амфитеатров, которые трансгрессивно срезают друг друга и свидетельствуют о пульсирующей дегляциации отдельных выводных ледников. Исходя из общих соображений, базирующихся на анализе распространения путоранских краевых образований, их размерах, характере их мего- и микрорельефа, можно высказать предположение, что хорошо сохранившиеся краевые амфитеатры бассейна р. Хета могут быть сопоставлены по времени образования с грядой Ньяпан в бассейне р. Пясина и с верхнетаймырскими краевыми образованиями Северного ледникового покрова, а ледниковые накопления, закрывающие троговые долины западного склона плато Путорана (норильская стадия по В.Н. Саксу, мелколамская по В.А. Федоренко) — с северотаймырским краевым поясом этого покрова.

В течение сартанского оледенения в центральной и северо-восточной частях Северо-Сибирской низменности в понижениях рельефа (гляциодепрессиях, образованных еще в муруктинское время) существовали озера, образование которых связано с подпруживанием рек, имевших сток на север и запад. В максимум озерной трансгрессии, совпадавшим, очевидно, с началом дегляциации Северного ледникового покрова, озера могли сливаться в единый озерный бассейн — пра-Лабаз, реликтом которого в настоящее время является оз. Лабаз. Максимальный уровень озерной трансгрессии, судя по высоте озерных террас, достигал 90 м абс. высоты. Высокое положение зеркала воды в озере не было продолжительным, о чем говорит небольшая мощность озерных отложений на высоких террасовых уровнях, где они перекрывают осадки каргинского возраста. Быстрому спаду озера способствовало, с одной стороны, расширение его акватории в связи с уменьшением площадей, занимаемых ледниками, а с другой — спуск озера из бассейна рек Хета и Новая в Хатангу. Можно предполагать, что до сартанского оледенения р. Хета имела западный сток, а верховья ее располагались в бассейне р. Маймеча и только прорыв оз. пра-Лабаз изменил ее сток на восточный. Участок прорыва отмечен в современном рельефе узкой долиной р. Хета, отсутствием на этом участке террас. Со временем спуска оз. пра-Лабаз связано формирование аномально широкой III надпойменной террасы р. Хатанга. Возможно, в это время образовалась III терраса во внеледниковой части долины р. Б. Балахня.

В климатическом отношении время сартанского оледенения было крайне суровым. Об этом свидетельствует полное отсутствие зоо- и фитоостатков в абсолютном большинстве разрезов сартанских озерных отложений. О большой сухости и суровости климата свидетельствуют и многочисленные эоловые формы рельефа, образовывавшиеся в течение всего сартанского времени вне вод оз. пра-Лабаз, а на территории последнего — до развития и после спада озерной трансгрессии. Ориентировка эоловых форм свидетельствует об их образовании ветрами западных румбов.

Для озерных отложений сартанского времени характерны сингенетичные криогенные нарушения. Вероятно, на площадях, не занятых ледниками, активно шло образование подземных льдов.

Деградация сартанского оледенения и постепенный спад озерного бассейна привели к оформлению гидросети, полностью соответствующей современному ее плану. После спуска озера в долинах рек Хета и Хатанга сформировалась II надпойменная терраса, на поздних этапах деградации сартанского оледенения образовалась и II терраса р. Б. Балахня.

В голоцене происходило формирование I надпойменной террасы крупных рек и пойм, термокарстовых озер и накопление выполняющих их аласных отложений. Судя по содержанию спорово-пыльцевых спектров, характеризующих датированные по C^{14} голоценовые отложения, максимально благоприятные условия для произрастания растительности, были в голоцене (8000—4500 л.н.). Стволы и пни лиственницы, как следы распространения лесной растительности на территории, ныне занимаемой тундрой, встречаются в настоящее время в бассейнах рек Б.Балахня и Логата (более 100 км севернее современной границы лесотундры). В овражно-балочном аллювии на этих же широтах, кроме стволов лиственницы, отмечены стволы и кора белоствольной березы, произрастающей в настоящее время не менее чем

в 200 км южнее. Отложения, выполняющие овраги, представленные своеобразными (вероятно, склоновыми) неяснослоистыми суглинисто-алевритовыми осадками, буквально переполнены стволами, сучками, ветками деревьев, обрывками торфа, растительным детритом. Возраст древесных остатков определяется в интервале 7000—6000 л.н. Возможно, в это время активно развивались склоновые процессы, происходила гибель и захоронение древесной растительности. Значительное похолодание 4000 л.н. зафиксировано рождением и развитием небольших горных ледников в восточном Таймыре. Реликты этого местного оледенения сохранились до настоящего времени, хотя ледники находятся в стадии убывания [Говоруха, 1971]. Формирование склоновых отложений, их перемещение и накопление, широко развитые в голоцене, продолжаются и в настоящее время, маскируя и нарушая доголоценовые части разрезов четвертичных отложений. На поверхности пойменных террас в настоящее время активно идет образование полигональных грунтов. Вытаивание повторножильных льдов на крутых, хорошо дренирующихся склонах, приводит к образованию многочисленных байджарахов.

В историческое время (700—800 л.н.) на дне бывших гляциодепрессий, где происходила осушка крупных термокарстовых озер, возникли специфические криогенные формы рельефа — булгунняхи.

О ПРОТИВОРЕЧИЯХ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАСШТАБА ПОСЛЕДНЕГО ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Как уже неоднократно отмечалось, вопрос о границах распространения последнего — сартанского — оледенения Северного центра питания нельзя считать решенным. В предыдущих разделах при описании сартанских отложений и палеогеографических реконструкциях этого времени излагался и обосновывался один из возможных вариантов решения этого вопроса, согласно которому южная граница сартанского оледенения проходила по Джангодо-Сынтабульской гряде на западе и Байкуранерской — на востоке Северо-Сибирской низменности. Этой точки зрения придерживалось большинство геологов в первые годы полевых работ. Она же нашла отражение и на соответствующих геологических картах, а также в ряде публикаций. При этом в максимальном варианте граница на востоке низменности проводилась по Северококорской гряде. Вместе с тем при продолжении геологических исследований на более широкой территории и, в частности, в более северных районах п-ова Таймыр стал появляться материал, противоречащий прежней точке зрения и позволяющий ставить вопрос об отсутствии сартанского ледникового покрова на большей части Северо-Сибирской низменности, ограничивая его распространение только крайним севером и северо-западом полуострова (рис. 68).

При изучении четвертичных отложений на севере полуострова отчетливые следы покровного сартанского оледенения были установлены только в долинах левобережных притоков среднего и нижнего течения р. Нижняя Таймыра и, в частности, в среднем течении р. Шренк, где сартанская морена и парагенетически связанные с ней озерно-ледниковые отложения перекрывают морские и озерные каргинские отложения. На правобережье р. Нижняя Таймыра следы покровного оледенения отсутствуют. Так, в долине р. Траутфеттер морские каргинские отложения повсеместно перекрыты только озерными и флювиогляциальными отложениями, слагающими, по-видимому, обширную зандровую равнину. Глубоко врезанные в нее валунно-галечные отложения II надпойменной террасы могут свидетельствовать о быстром распаде расположенных севернее или северо-западнее ледниковых покровов. Подобное же строение II надпойменной террасы наблюдается и на некоторых участках долины р. Шренк.

Исходя из сказанного, можно предположить, что полная дегляциация сартанского ледникового покрова на севере и северо-западе полуострова произошла уже в раннем позднеледниковье. Об этом свидетельствуют строение и возраст II террасы р. Мамонта, протекающей на крайнем севере центральной части полуострова. Пойменные отложения этой террасы, с которыми связана находка знаменитого таймырского мамонта, датируются по C^{14} 11 500—11 700 л.н., т.е. временем последнего позднесартанского потепления. Совершенно очевидно, что начало формирования этой террасы — врез и накопление руслового аллювия — происходило еще раньше, возможно, в предшествовавшее потепление. Таким образом, во второй половине сартанского времени долина р. Мамонта, по всей вероятности, была свободна от льда.

В то же время валунно-галечные отложения, отвечающие II надпойменной террасе, наблюдались по долине р. Н.Таймыра и выше устья р. Шренк, а также в районе оз. Энгельгард по р. Угольная и в нижнем течении р. Черные Яры, где они залегают

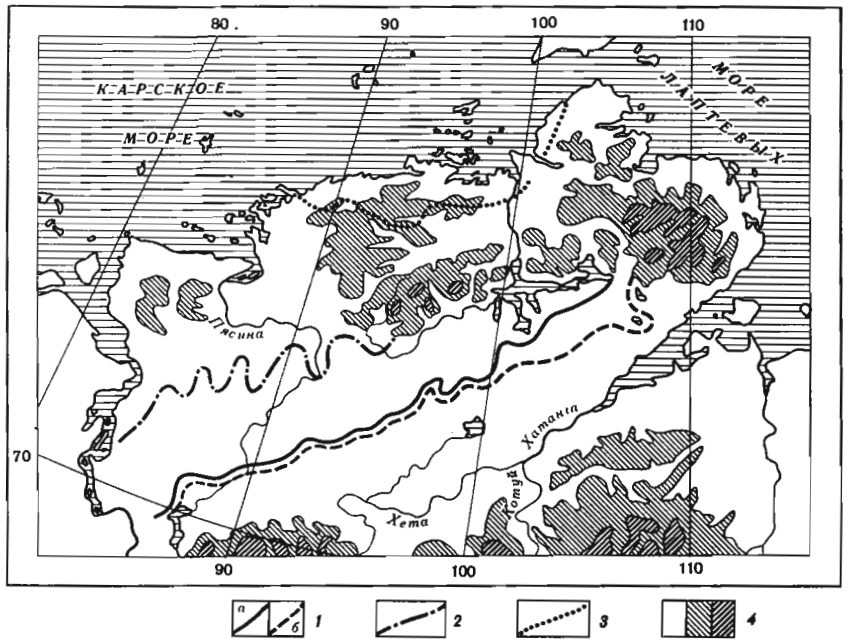


Рис. 68. Возможные варианты южной границы максимального распространения Северного ледникового покрова в сартанское время

1 — по Джангодо-Сынтабульской и Байкуранерской грядам (*а*) и Джангодо-Сынтабульской и Северококорской грядам (*б*); *2* — по Мокориттским грядам; *3* — по Северотаймырской гряде; *4* — ступени высот рельефа

на морене, подстилаемой, в свою очередь, морскими осадками. Не исключена поэтому возможность существования здесь в сартанское время локальных горно-долинных оледенений, центрами которых могли быть гряды Топографическая и Северная, хотя морфологические следы подобного оледенения здесь не наблюдались. Оледенение долинно-сетчатого типа, существовавшее в сартанское время в восточной, наиболее возвышенной части полуострова [Макеев, 1975], оставило там сеть прекрасно выраженных в рельефе трогов и скопления морены.

Существование в сартанское время в северной и северо-западной частях полуострова покровного оледенения кажется более реальным. Центром его, по всей вероятности, был Карский шельф, а краевыми образованиями при максимальном продвижении на юг — Мокориттские гряды. Не исключено, что самая северная — Северотаймырская — гряда представляет собой одну из последних подвижек края ледника при его деградации.

Таким образом, согласно второму варианту, покровное сартанское оледенение существовало только на севере и северо-западе п-ва Таймыр и предположительно в виде горно-долинных ледников на отдельных участках гор Бырранга.

В пользу такой реконструкции свидетельствует и строение 20-метровой террасы у мыса Саблер на западном берегу оз. Таймыр. Для непрерывного разреза этой террасы получена серия последовательных C^{14}-дат, от каргинских до голоценовых, при этом никаких следов размыва в нем не наблюдается.

Интересно, что аналогичный разрез, также датированный по C^{14}, был недавно описан для оз. Боон в северо-западной части провинции Альберта (Канада [White et al., 1979]). Полученные для донных осадков этого озера даты — 30 000, 17 570, 12 650 и 10 600 л.н. — ввели в смущение канадских геологов, считавших несомненным существование здесь покровного оледенения в позднем висконсине, о чем свидетельствует, в частности, свежий друмлинный рельеф, окружающий оз. Боон. Авторы высказывают предположение о возможном загрязнении образцов "мертвым" углеродом, в пользу чего говорит присутствие большого числа меловых форм в спорово-пыльцевых спектрах озерных осадков. В этом случае дата 17 570 л.н. может быть "сдвинута" ближе к границе плейстоцена и голоцена. Предполагается также, что ледник мог проходить через озеро, не оставить после себя основной морены и не эродировать дно озера. Этот вопрос авторы оставляют открытым.

Можно, казалось бы, перенести все эти сомнения и на разрез мыса Саблер, где в спорово-пыльцевых спектрах также наблюдается переотложенная пыльца и где самая древняя "сартанская" дата составляет тоже около 17 000 л.н. Однако в отличие от разреза оз. Боон здесь датировался не органический материал из озерных отложений, отобранный из керна, а травяно-моховая "слоенка" с прижизненно захороненными корешками растений, отобранная непосредственно из стенки обнажения. Вероятность сильного загрязнения подобного рода образцов древним углеродом мала, хотя предположение о прохождении ледника без существенных следов в разрезе правомочна и для района мыса Саблер.

Наконец, в последнем из возможных вариантов предполагается еще меньший масштаб сартанского оледенения, ограниченного только Северотаймырской грядой. При этом Мокориттские гряды следует рассматривать как позднемуруктинские краевые образования. В этом случае ледниковые образования, расположенные южнее, можно связывать только с горно-долинным оледенением. Такому решению вопроса противоречат, однако, данные о распространении сартанского оледенения непосредственно к западу от рассматриваемой территории, т.е. в бассейне р. Енисей. Имеющиеся к настоящему времени факты говорят о существовании в низовьях Енисея в сартанское время большой ледниковой лопасти, двигавшейся со стороны Карского шельфа, хотя южная граница ее распространения окончательно не установлена.

Заканчивая рассмотрение всех возможных вариантов размеров сартанского оледенения, нельзя не указать на одно общее соображение, говорящее в пользу незначительного масштаба сартанского оледенения на Таймыре, а именно — отсутствие на этой территории следов позднеледниковой трансгрессии, которая неизбежно должна была произойти в случае существования здесь достаточно мощного сартанского ледникового щита. Следы подобного рода трансгрессий хорошо известны в Скандинавии и Канаде в виде древних береговых линий, приподнятых на различную высоту при последующей дегляциации. Ничего подобного не наблюдается в горной и северной части п-ова Таймыр.

В заключение хочется отметить, что при любом варианте сам факт сокращения позднеплейстоценовых ледниковых покровов с запада на восток полуострова остается бесспорным. Таким образом, эту территорию мы вправе рассматривать как переходную между более западной частью Евразии, где позднеплейстоценовые покровные оледенения, в том числе — последнее, имели значительное распространение и восточной, где следов этих оледенений не обнаружено совсем. О возможных причинах этой закономерности высказывались различные предположения [Квасов, 1976; Isaeva, Kind, 1981; Velichko, 1981; др.]. Однако окончательное решение этой важной палеогеографической проблемы еще не достигнуто и остается насущной задачей будущих исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всестороннее изучение четвертичных отложений Таймыра с широким применением радиоуглеродного датирования позволило по-новому представить их стратиграфию и особенно подробно расшифровать палеогеографию позднеплейстоценового времени.

Нижне- и среднечетвертичные отложения, залегающие преимущественно ниже уровня современного вреза и в связи с этим слабо обнаженные, оказались менее изученными. Поэтому предлагаемые в монографии их стратиграфия и корреляции могут рассматриваться как один из возможных вариантов, который нуждается для своего окончательного утверждения в дополнительных геологических работах. Тем не менее ряд представлений о палеогеографии этого времени почти не вызывает сомнений. Так, можно уверенно говорить, что в среднем плейстоцене территория Таймыра подвергалась покровному оледенению, и менее уверенно предполагать, что оледенение это было двукратным (двухстадиальным ?). Можно уверенно говорить и о следах раннечетвертичного оледенения в западной части Северо-Сибирской низменности и на участках низменности, прилежащих к Средне-Сибирскому плоскогорью. Но размеры и характер раннечетвертичного оледенения остаются проблематичными на данном этапе изученности.

В исследовании позднеплейстоценовых отложений достигнуты более значительные результаты. Установлено, что в отложениях, ранее относимых к нерасчлененным санчуговскому и казанцевскому горизонтам, принимают участие как морские разновозрастные, так и континентальные осадки ледникового генезиса. Причем последние в одних случаях подстилают, в других — перекрывают морские отложения и в связи с этим могут быть либо среднеплейстоценовыми, либо позднеплейстоценовыми.

Принадлежность же морских отложений, залегающих между двумя горизонтами морен, к межледниковому казанцевскому горизонту доказывается характером палинологических спектров и специфическим составом морских моллюсков, включающим ныне вымершие бореальные виды.

Можно считать доказанным, что первое позднеплейстоценовое — муруктинское оледенение было значительно более мощным, чем последующее — сартанское.

Впервые установлено широкое развитие морских каргинских отложений, ранее относимых к казанцевскому или санчуговскому горизонтам. Намечена палеогеографическая картина развития каргинского морского бассейна: ранняя регрессия моря в южной части низменности и более поздняя — в северной и в Горном Таймыре, что объясняется запаздыванием гляциоизостатического поднятия в направлении к центру оледенения.

На основании палеоботанических данных, подкрепленных радиоуглеродными датами, установлено, что в каргинское время имели место три потепления и два похолодания. В целом этот отрезок времени следует рассматривать для этой территории как межледниковье.

В голоцене выявлены отдельные потепления и похолодания в строго определенных временных рамках.

Вместе с тем ряд палеогеографических проблем позднего плейстоцена остался не до конца решенным. Прежде всего это касается масштаба последнего позднеплейстоценового — сартанского — оледенения. По этому вопросу существуют три варианта решения, каждый из которых опирается на определенные теоретические предпосылки.

К числу более общих, не до конца решенных вопросов относится и причина сокращения площадей позднеплейстоценовых оледенений к востоку и полное отсутствие их следов на севере Восточной Сибири. Этот вопрос упирается в сложную проблему причин и особенностей изменений климата в прошлом и связанных с ними оледенений.

Многочисленные попытки ученых объяснить истинные причины многообразия одновременно протекавших природных процессов не выходят пока за рамки гипотез, несмотря на известные успехи, достигнутые в этом направлении. Всестороннее изучение этих процессов с использованием всех имеющихся новейших методов — накопление фактов и их критическое осмысливание — таковы насущные задачи дальнейших исследований.

SUMMARY

Detailed studies of Quaternary deposits and corresponding relief forms, composed by them with application of paleontological, paleofloristic, radioisotope and other methods permited to refine Quaternary stratigraphy and paleogeography of the Taimyr peninsula and particularly those of the Late Pleistocene and Holocene. The first Late Pleisocene — the Muruktin (Early Zyryanka) glaciation covered the whole territory of the Taimyr and adjacent areas; the second, Sartan glaciation was much less considerable. Multiple changes of climate took place during Karginsk time. The paleobotanical data, confirmed by numerous C^{14} dates, revealed three warm and two cool periods. The warm intervals had more favourable climate than the recent one. During Karginsk time, considerable part of the Taimyr peninsula was occupied by sea, which penetrated into the residual non-compensated glacio-isostatic depression after degradation of the Zyryanka ice sheet. The regression of the Karginsk marine basin took place during two stages: between 50 and 33 and between 32 and 26 th. yrs. B.P. The detailed palynological investigations established rythmical alternation between "cool" and "warm" Holocene phases. Particularly sharp warming of the climate occurred in the beginning of the Preboreal.

12. Зак. 1420

ПРИЛОЖЕНИЕ

Радиоуглеродные даты, Северо-Сибирская низменность

№ п/п	№ образца	Лабораторный номер	Место опробования	Материал анализа	Даты, л.н.
1	2	3	4	5	6
			Голоценовые отложения		
1	145а	ГИН-754	р. М.Романиха, 1 км Ю3 отм. 60 м, пойменная терраса	Торф	3360 ± 40
2	126в	ГИН-748	р. Хета, 0,5 км ниже р. Ходят, пойменная терраса	Детрит	6780 ± 280
3	2037	ГИН-757	р. Новая, 15 км выше устья р. Кулай-Юрех	Древесина	3950 ± 50
4	2106	ГИН-760	р. Новая между устьями рек Кулай-Юрех и Рассоха-Кан	Торф	7370 ± 100
5	Г-119	ГИН-979	Урочище Хоруйкан, истоки р. Ладоннах, аласная западина	Торф	5550 ± 100
6	Г-119	ГИН-980	Там же	Древесина	8140 ± 40
7	К-115/2д	ГИН-1006	р. Б.Романиха, 10 км выше устья р. М.Романиха	Торф	7800 ± 50
8	Б-86	ГИН-1007	р. Бальча, 2 км на Ю3 от оз. Егорка, аласная западина	Торф	7510 ± 120
9	Р-179	ГИН-1159а	Верховья р. Курья	Торф	8600 ± 800
10	Р-179	ГИН-1159б	Там же	Древесина	8280 ± 60
11	М-100	ГИН-1206	р. Болодохтох-Юрех (приток р. Новая), 8,5 км от устья	Древесина	3970 ± 800
12	ХХ-13	ГИН-665	р. Хета у пос. Волочанка, I надпойменная терраса	Древесина	8610 ± 100
13	ХХ-44б	ГИН-679	р. Б.Романиха, 10 км ниже устья р. М.Романиха	Торф	9210 ± 40
14	ХХ-38	ГИН-674	р. Хета, 13 км ниже устья р. Боярка, I терраса	Детрит	10860 ± 80
15	ХХ-44в	ГИН-680	р. Б.Романиха, 10 км ниже устья р. Романиха	Древесина	9000 ± 150
16	ХБ-59а	ГИН-812	р. Боганида, 35 км выше р. Курья, аласное понижение на озерной террасе	Древесина	8250 ± 100
17	ХБ-59б	ГИН-813	Там же	Торф	7900 ± 150
18	ХБ-61	ГИН-814	р. Боганида выше устья р. Тановская	Древесина	7600 ± 100
19	ХБ-63	ГИН-816	р. Боганида у устья р. Островная	Древесина	4430 ± 80
20	ХБ-65	ГИН-817	р. Боганида, 5 км выше устья р. Сыранская	Древесина	1865 ± 40
21	ХБ-68б	ГИН-820	р. Боганида, 20 км ниже устья р. Чайкина	Древесина	1865 ± 40
22	ХБ-72д	ГИН-823	р. Боганида, 5 км ниже устья р. Рассоха	Детрит	9600 ±100
23		МГУ-453	междуречье рек Улахан-Юрях и Оджелун, булгуннях	Торф	720 ± 90
24	Бх-32	ГИН-795	р. Б.Балахня, 8 км выше устья р. Асянду-Яму, правый берег, пойма	Торф	1250 ± 60
25	Г-236	ГИН-1471	р. Б.Романиха, 9 км выше устья р. Кресты, левый берег, пойма, отн.выс. 7 м	Детрит	2100 ± 200

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
26	Тх-21	ГИН-1288	оз. Таймыр, зап. берег, м. Саблера	Детрит	2580 ± 160
27	Б–28/4	ГИН-1151	Левый безымянный водосток р. Захарова Рассоха, 2,4 км на ЮВ от устья р. Мойка-Юрях, озерная терраса, выс. 40–50 м	Детрит	3770 ± 70
28	Ил–60/1	ГИН-1486	Левый безымянный приток р. Б.Россомашья, 10 км от устья, левый берег, пойма, отн.выс. 4 м	Древесина	3860 ± 300
29	Ил-60/г	ГИН-1484	Там же	Древесина	4930 ± 150
30	Ил-60/в	ГИН-1485	"	Мелкие ветки	5430 ± 150
31	Б-132/19	ГИН-1204	р. Массонов, 1,3 км ниже устья р. Рассоха-Кокора, аласная западина на поверхности II надпойменной террасы	Древесина	4080 ± 220
32	ХХ-44	ГИН-681	р. Б.Романиха, 6,5 км ниже устья р. Сопкалах, правый берег, озерно-болотная западина на поверхности, выс. 60 м	Торф	4420 ± 90
33	Бх-14/2	ГИН-782	р. Б.Балахня, 3 км ниже устья р. Сечерей-Тарида, пойма, отн. выс. 6 м	Древесина	4660 ± 30
34	Бх-14/1	ГИН-781	Там же	Детрит	5650 ± 130
35		ГИН-939а	р. М.Балахня, 10 км выше устья р. Никан-Юрях, коса	Детрит	4900 ± 50
36	Тх-37а	ГИН-1313	оз. Мосун, сев. берег (истоки р. Мосун, прав. притока р. М.Балахня), спущенное верховое болото, выс. 85–87 м	Торф	5070 ± 150
37	Тк-37б	ГИН-1314	Там же	Древесина	5470 ± 120
38		ГИН-939в	р. М.Балахня, 10 км выше устья р. Никан-Юрях, коса	Плавник	5740 ± 40
39	Бх-42	ГИН-798	р. Б.Балахня, 4 км ниже устья р. Гюря-Юрях, правый берег, коса	Детрит	5770 ± 40
40	Бх-15	ГИН-778	р. Б.Балахня, 6,5 км ниже устья р. Сечерей-Тарида, лев. берег, пойма, отн. выс. 6 м	Детрит	5820 ± 120
41		ГИН-939б	р. М.Балахня, 10 км выше устья р. Никан-Юрях, коса	Плавник	5880 ± 50
42	А-380	ГИН-1318	Правый склон р. Маягастах-Юрях, 3 км к ЮВ от устья (бассейн р. Большая, лев. приток р. Хатанга), озерная западина на поверхности, выс. 100 м	Торф	6050 ± 50
43	ХХ-44	ГИН-682	р. Б.Романиха, 6,5 км ниже устья р. Сопкалах, правый берег, озерно-болотная западина на поверхности, выс. 60 м	Древесина	6120 ± 70
44	А-318б	ГИН-1328	Правый склон долины р. Баты-Сала, 7 км к В от оз. Джаргалах (бассейн р. Сылахар-Юрягя, правый приток р. Б.Балахня)	Торф	6180 ± 150
45	Бх-44	ГИН-799	р. Б.Балахня, 3 км к ССВ от устья р. Гюря-Юрях, левый берег, коса	Торф	6400 ± 100

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
46	В-235/2	ГИН-1158	р. М.Балахня, 3,2 км выше устья р. Арылах-Сене, озерная терраса, выс. 60 м	Древесина	6580 ± 100
47	Бх-11	ГИН-777	р. Б.Балахня, 4 км выше устья р. Сечерей-Тарида, пойма, отн. выс. 6 м	Детрит	6580 ± 30
48		ГИН-939 г	р. М.Балахня, 10 км выше устья р. Никан-Юрях, коса	Плавник	6640 ± 40
49		ГИН-938д	Там же	Плавник	7420 ± 100
50	Х-3	ГИН-929	р. Хатанга, о. Мур-Табелях, коса	Торф	7250 ± 150
51	А-237/а	ГИН-1475	р. Мойка-Юрях, 10,5 км от устья, левый берег (бассейн р. Захарова Россоха)	Древесина	7510 ± 120
52	Бх-9	ГИН-776	р. Б.Балахня, 15 км выше устья р. Сечерей-Тарида, правый берег, озерная поверхность, выс. 56—58 м	Торф	8030 ± 100
53	Бх-9	ГИН-775	Там же	Торф	8090 ± 80
54	Бх-9	ГИН-774	"	Торф	8310 ± 70
55	И-96	ГИН-1198	Безымянный правый приток р. Каламиссамо, 5,5 км от устья, озерная котловина, выс. 80 м	Детрит	8220 ± 120
56	Бх-24б	ГИН-789	р. Б.Балахня, 7 км ниже устья р. Каламкута-Яму, левый берег, пойма	Детрит	8440 ± 24
57	Бх-23	ГИН-786	р. Б.Балахня, 8 км выше устья р. Каламкута-Яму, правый берег, пойма	Детрит	8550 ± 230
58	Бх-25	ГИН-790	р. Б.Балахня, 9 км выше устья р. Нюкида, правый берег, I надпойменная терраса, отн. выс. 10 м	Детрит	8760 ± 150
59	Г-20/1	ГИН-1224	р. Маймеча, урочище Чокурдак, правый берег	Древесина	8760 ± 200
60	ХХ-44	ГИН-680	р. Б.Романиха, 6,5 км ниже устья р. Сопкалах, правый берег, озерно-болотная западина на поверхности террасы, выс. 60 м	Древесина	9000 ± 150
61	ХХ-44	ГИН-679	Там же	Торф	9200 ± 40
62	Р-264	ГИН-1540	Левый склон долины р. Дюнта-Турку-Яму, 2,4 км от истоков, делювиальный склон	Торф	9090 ± 80
63	Бх-26	ГИН-791	р. Б.Балахня, 5,5 км выше устья р. Нюкида, правый берег, I надпойменная терраса, отн. выс. 10—12 км	Детрит	9180 ± 100
64	Бх-26	ГИН-792	Там же	Детрит	10400 ± 250
65	С-61	ГИН-1005	р. М.Россомашья, 3 км ниже русл. отм. 58 м (бассейн р. Хета), левый берег	Торф	9220 ± 80
66	Н-58 (А-14)	ГИН-1451	р. Б.Балахня, 3 км выше устья р. Тина-Турку-Яму, правый берег, озерно-болотная западина на поверхности террасы, выс. 70—80 м	Торф	9290 ± 60
67	Р-139/I	ГИН-1322	р. Б.Рассоха, 6,5 км выше устья р. Нори, правый берег, озерная котловина, выс. 60 м	Торф	9300 ± 100

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
			Сартанские отложения		
68	ХХ-11	ГИН-661	р. Хета, 15 км ниже пос. Волочанка	Детрит	14 200 ± 250
69	ХХ-12а	ГИН-662	р. Хета, 5 км ниже пос. Волочанка	Детрит	12 700 ± 400
70	Ил-191б	ГИН-1527	оз. Таймыр, западный берег, мыс. Саблера, озерная терраса, выс. 30—40 м	То же	11 600 ± 200
71	Ил-191а	ГИН-1528	Там же		12 100 ± 100
71	Ил-191б	ГИН-1529	"		13 600 ± 400
73	Ил-191в	ГИН-1526	"		18 400 ± 1000
74	Ил-191г	ГИН-1525	"		21 400 ± 1100
75	Б-117/6	ГИН-1210	р. Рассоха-Кочора, устье, правый берег (бассейн р. Массонов), II надпойменная терраса, выс. 15 м		12 960 ± 300
76		ГИН-692	р. Хета, устье р. Кресты-Юрях, правый берег, II надпойменная терраса, выс. 20 м		13 700 ± 180
77	Ил-18/2	ГИН-1452	р. Джеробуойдах, 4 км выше устья р. М.Джеробуойдах, озерная терраса	Детрит	14 100 ± 350
78	Тх-4а	ГИН-1254	р. Хатанга, 13,5 км выше устья р. Блудная, правый берег, II терраса, выс. 30—40 м	Торф	15 000 ± 200
79	Х-12	ГИН-938	р. Хатанга, 0,7 км ниже устья р. Обойная, правый берег, II надпойменная терраса	Детрит	15 630 ±80
80	Х-2	ГИН-928	р. Хатанга, 3 км выше о. Мур-Табелях, правый берег, II надпойменная терраса	Детрит	15 810 ± 120
81	Х-6	ГИН-937	р. Хатанга, протока Нуждина, правый берег, III терраса, выс. 40—50 м		17 780 ± 200
82	Г-26	ГИН-687	р. Гули, 4,5 км от устья, правый берег (бассейн р. Маймеча), озерная терраса, выс. 60—70 м	Древесина	19 100 ± 600
83	А-50	ГИН-962	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Нюкида, левый берег, озерная терраса, выс. 50 м	Торф	21 000 ± 300
84	И-19 (А-50)	ГИН-2554	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Нюкида, левый берег, озерная терраса, выс. 50 м	Детрит	15 250 ± 150
			Каргинские континентальные отложения		
85	Х-4	ГИН-930	р. Новая, урочище Ары-Мас, правый берег	Детрит	23 200 ± 500
86	Х-4	ГИН-932	Там же	Торф	24 500 ± 500
87	Ил-191а	ГИН-1524	оз. Таймыр, западный берег, мыс Саблера, озерная терраса, выс. 30—40 м	Детрит	24 200 ± 800
88	Ил-191е	ГИН-1521	Там же	Торф	30 300 ± 400
89	Ил-191з	ГИН-1523	"	Детрит	30 400 ± 600
90	Г-344/11	ГИН-1334	р. Дальдин, 2 км ниже устья р. Баты-Сала (бассейн р. Нижняя, правый приток р. Хатанга)	Детрит	26 500 ± 800
91	В-235/1	ГИН-1218	р. М.Балахня, 3,2 км выше устья р. Арылах-Сене, левый берег	Торф	28 400 ± 500

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
92	И-151	ГИН-1330	оз. Бурдюр, южный берег (бассейн р. Уосип-Юрях, правый приток р. М.Балахня)	Детрит	30 000 ± 150
93	Ил-49а	ГИН-1341	Правый исток р. Б. Россомашья, 8 км от устья, правый берег, цоколь озерной террасы, выс. 69—70 м	Торф	30 400 ± 700
94	А-2	ГИН-1450	р. Б.Балахня, 6,5 км выше устья р. Тина-Турку-Яму, правый берег, цоколь озерной террасы, выс. 80 м	Торф	31 500 ± 2000
95	А-435	ГИН-1532	р. М.Балахня, 1 км выше устья р. Никен-Юрях, левый склон долины, выс. 80 м	Древесина	34 000 ± 2000
96	Г-264/2	ГИН-1470	р. Б.Романиха, 2 км ниже устья р. Сопкалах, левый берег, цоколь озерной террасы, выс. 60—70 м	Торф	34 800 ± 600
97	А-343	ГИН-1325	Левый безымянный приток р. Око (бассейн р. Б.Балахня), озерная западина на водораздельной ледниковой гряде	Торф	35 200 ± 500
98	И-155/5	ГИН-1331	р. Джеробуёйдах, 4,5 км от устья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Торф	35 800 ± 1000
99	ХХ-41	ГИН-675а	р. Б.Романиха, 3,5 км выше устья р. Сопкалах, левый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Детрит	36 100 ± 500
100	Х-17	ГИН-942	р. Хатанга, п-ов Кресты, правый берег, цоколь I надпойменной террасы	Кость мамонта	38 000 ± 1500
101	Х-17в	ГИН-945	Там же	Торф	39 700 ± 1000
102	Х-17г	ГИН-944	"	Древесина	47 100 ± 2500
103	Х-4	ГИН-935/1	р. Новая, урочище Ары-Мас, правый берег, цоколь II надпойменной террасы	Древесина	38 300 ± 1500
104	И-141/6	ГИН-1477	оз. Тинкяболь-Кюель, юго-восточный берег, озерная терраса, выс. 80 м	Детрит	38 600 ± 800
105	А-291/и	ГИН-1441	р. Б.Баты-Сала, 5 км от устья, правый берег (бассейн р. Захарова Рассоха), цоколь II надпойменной террасы	Торф	39 000 ± 1000
106	ХХ-57д	ГИН-688	р. Маймеча, 9 км ниже устья р. Гули, правый берег, цоколь II надпойменной террасы	Детрит	39 700 ± 2000
107	А-14 (Бх-17)	ГИН-784	р. Б.Балахня, 3 км выше устья р. Тина-Турку-Яму, правый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 70—80 м	Детрит	39 900 ± 1500
108	Р-150	ГИН-1323	р. Б.Рассоха, 5 км выше устья р. Нори правый берег	Детрит	40 500 ± 1200
109	А-201	ГИН-1326	Безымянное озеро, левый берег р. Баты-Сала, 15 км от устья (бассейн р. Массонов)	Детрит	40 500 ± 800

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
110	В-229	ГИН-1150	оз. Янтардах, верховье р. М.Балахня, водораздельная ледниковая гряда	Древесина	40 600 ± 800
111	Г-344	ГИН-1333	р. Дальдин, 2 км ниже устья р. Баты-Сала (бассейн р. Нижняя), цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Детрит	40 700 ± 1200
112	ХХ-42	ГИН-676	р. Б. Романиха, 1,5 км ниже устья р. Сопканах, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Торф	40 900 ± 800
113	В-139/2	ГИН-992	р. Сабыда, 7 км ниже устья р. Батагай, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Торф	41 300 ± 1100
114	В-142/1	ГИН-993	р. Сабыда, 11 км ниже устья р. Батагай, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Древесина	41 300 ± 1000
115	ХХ-16 (Р-77)	ГИН-941	р. М.Балахня, 4,5 км выше устья р. Мосун, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Детрит	42 800 ± 1000
116	ХХ-44	ГИН-678	р. Б.Романиха, 6,5 км ниже устья р. Сопкалах, правый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60 м	Торф	43 100 ± 1200
117	Ил-5	ГИН-1332	оз. Булунтах (левый берег р. Новая), озерная западина среди ледникового водораздельного рельефа	Детрит	43 900 ± 1000
118	И-10	ГИН-1153	р. Улахан-Юрях, 2,5 км восточнее р. Рассолах (бассейн р. Хатанга), цоколь III надпойменной террасы	Древесина	43 800 ± 1000
119	ХХ-43	ГИН-677	р. Б.Романиха, 3 км ниже устья р. Сопкалах, правый берег, цоколь озерной террасы, абс.выс. 60 м	Древесина	54 100 ± 1200
120	Г-26/9	ГИН-990	р. Гули, 4,5 км от устья (бассейн р. Маймеча), цоколь озерной террасы, абс. выс. 60 м	Древесина	45 000 ± 1000
121	Б-11	ГИН-1152	р. Захарова Рассоха, 1,5 км выше устья р. Баты-Сала	Древесина	46200 ± 2000
122	Х-4	ГИН-935/II	р. Новая, урочище Ары-Мас, правый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Древесина	46 200 ± 2200
123	Г-143	СОАН-1077	6 км восточнее оз. Сынтабул под отложениями флювиогляциального шлейфа	Детрит	37 090 ± 1570
124	1119	ГИН-749	р. Хета, 0,4 км ниже руч. Ходят, под ледниковыми отложениями в краевом амфитеатре	Торф	37 100 ± 1100
125	144	ГИН-750	р. М.Романиха, 11 км ниже русл. отм. 60 м, залегание, как в обн. 1119.	Торф	22 700 ± 500
126	162	ГИН-752а	р. М.Романиха, 15 км от устья, залегание, как в обн. 1119	Древесина	> 36 000
127	162ж	ГИН-752б	Там же	Торф	33 300 ± 400

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
128	10А	ГИН-753	р. М.Романиха, 16 км от устья, залегание, как в обн. 1119	Детрит	39 700 ± 700
129	152д	ГИН-755	р. М.Романиха, 2—4 км от устья, залегание, как в обн. 1119	То же	40 900 ± 1000
130	1534	ГИН-762	р. Логата, 4 км выше устья р. Сырута-Яму	Торф	46 300 ± 2000
131	1129	ГИН-764	р. М.Романиха, 9 км от устья под отложениями краевых ледниковых образований	Древесина	36 700 ± 1200
132	1132	ГИН-765	р. М.Романиха, 5 км от устья под отложениями краевых ледниковых образований	Торф	27 000 ± 500
133	Б-58	ГИН-983	Возвышенность Б.Камень, истоки р. Бархатовка, озерная западина среди ледникового рельефа	Древесина	45 500 ± 1200
134	Р-125/16	ГИН-984	р. Боганида, 25 км от устья, озерная терраса, выс. 40—50 м	Торф	28 300 ± 1200
135	Р-19	ГИН-985	р. Хета, р-н фактории Карго, цоколь озерно-аллювиальной террасы, абс. выс. 40—50 м	Торф	25 600 ± 500
136	Г-213	ГИН-986	Урочище Сампеса, верховья р. Рассоха, озерная котловина среди ледникового рельефа	Детрит	28 400 ± 1500
137	А-270/6	ГИН-988	р. Боганида, 17 км от устья, цоколь озерной террассы, абс. выс. 40—50 м	Древесина	36 700 ± 1000
138	Р-124	ГИН-989	р. Боганида, 33 км от устья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Торф	23 800 ± 500
139	Б-59	ГИН-989	Возвышенность Б.Камень, истоки р. Бархатовка, озерная котловина среди ледникового рельефа	Детрит	35 000 ± 500
140	А-318	ГИН-1014	р. Ледяная, 30 км от устья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Древесина	29 500 ± 1200
141	Г-724	ГИН-1200	Верховья р. Кубалах	Торф	30 200 ± 1100
142	ХХ-12б	ГИН-663	р. Хета, 5 км ниже пос. Волочанка, цоколь II надпойменной террасы	Торф	30 800 ± 1200
143	ХХ-31	ГИН-672	р. Боярка, 10 км от устья под ледниковыми отложениями краевых образований	Торф	39 400 ± 1000
144	ХХ-34	ГИН-673	р. Боярка близ устья, морские отложения в цоколе II надпойменной террасы	Древесина	41 300 ± 1500
145	ХХ-44а	ГИН-678	р. Б.Романиха, 10 км ниже устья р. М.Романиха	Торф	43 100 ± 1200
146	ХХ-46	ГИН-683	р. Б.Романиха, 5 км ниже устья р. М.Романиха	Торф	32 000 ± 1000
147	ХБ-62	ГИН-815	р. Боганида, 0,5 км ниже устья р. Тоновская, цоколь озерной террасы, выс. 40—50 м	Торф	31 800 ± 800

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
148	ХБ-68	ГИН-821а	р. Боганида, 20 км ниже устья р. Чайкина, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Детрит	40 800 ± 1000
149	ХБ-78в	ГИН-827	р. Боганида, 17 км от устья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Детрит	45 700 ± 1500
150	4101	СОАН-834	р. Агапа, Чугунковские Яры, цоколь озерной террасы, абс. выс. 50 м	Детрит	37 000 ± 1000
151	4141	СОАН-1075	р. Кыстыктах, бассейн р. Дудыпта	Детрит	36 420 ± 700
152	Ил-103г	ГИН-1534	Правый исток р. Сергей-Турку-Яму, под водноледниковыми отложениями в ложбине стока талых ледниковых вод	Детрит	41 200 ± 2000
153	Ил-114а	ГИН-2555а	Западный берег оз. Сергей-Турку под ледниковыми отложениями в Байкуранерской конечноморенной гряде	Детрит	38 780 ± 800
154	Ил-114б	ГИН-2555б	Там же	Детрит	39 600 ± 800
154а	Б-357	ГИН-1155	Возвышенность Аярдар-Тас, междуречье рек Новая и М.Логата. Под ледниковыми отложениями конечноморенной гряды	Детрит	29 800 ± 600
			Морские каргинские отложения		
155	К-54 (БХ-30)	ГИН-999	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Бедербо-Тарида, левый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 60—70 м	Детрит	26 600 ± 1000
156	А-50	ГИН-1216	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Нюкида, левый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 50 м	Бивень	26 700 ± 700
157	А-47 (БХ-24)	ГИН-963	р. Б.Балахня, 7 км ниже устья р. Каламкута-Яму, левый берег, цоколь озерной террасы, выс. 70—80 м	Детрит	29 700 ± 1000
158	А-64 (БХ-33)	ГИН-796	р. Б.Балахня, 7 км выше устья р. Асянду-Яму, левый берег, цоколь озерной террасы, выс. 60—70 м	Детрит	31 800 ± 400
159	А-55/1	ГИН-1000/1	р. Б.Балахня, 4 км выше устья р. Каламкута-Яму, правый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 50 м	Детрит	32 800 ± 2000
160	К-27 (БХ-22)	ГИН-785	р. Б. Балахня, 11,5 км ниже русловой отм. 41,0 м	Торф	33 000 ± 2000
161	К-54	ГИН-794	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Бедербо-Тарида, левый берег, цоколь озерной террасы, выс. 60—70 м	Детрит	39 500 ± 2000
162	А-386ф	ГИН-1530	р. Малая, 2,6 км ниже устья р. Устар-Сеене, правый берег, цоколь II надпойменной террасы, отн. выс. 20—22 м	Детрит	42 800 ± 1300
163	К-84	ГИН-1004	р. Око, 2,5 км от устья, цоколь I надпойменная террасы, выс. 15 м	Детрит	44 500 ± 1000

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6
164	Р-98	ГИН-1324	Южное побережье оз. Таймыр, западнее устья р. Яму-Тарида	Торф	46 600 ± 1200
165	А-386щ	ГИН-1631	р. Малая, 2,6 км ниже устья р. Устар-Сеене, цоколь II надпойменной террасы, отн. выс. 20—22 м	Детрит	> 40 000
166	И-19	ГИН-2559	р. Б.Балахня, 2 км ниже устья р. Нюкида, левый берег, цоколь озерной террасы, абс. выс. 50 м	Детрит	28 100 ± 900
167	159	МГУ-486	р. М.Романиха, 20 км от устья в основании краевых ледниковых образований	Раковина	31 000 ± 750
168	М-248	МГУ-487	Левый берег р. Логата в приустьевой части, морена конечноледниковой гряды	Раковина	25 250 ± 1000
169	Б-322	МГУ-489	р. Дептумала (приток р. Верхняя Таймыра), 36 км от устья	Раковины	23 400 ± 300
170	К-301	МГУ-490	Правый берег р. Б.Волчья, близ устья р. Астрономическая, морские отложения в цоколе флювиогляциального шлейфа	Раковины	29 900 ± 450
171	В-71а	МГУ-491	Правый берег р. Логата, морена конечноледниковой гряды	Раковины	34 200 ± 670
172	Н-93	МГУ-492	р. Боярка, близ устья, отложения в цоколе II террасы	Раковины	36 200 ± 1000
173	Г-494	МГУ-494	Верховья р. Логата, цоколь озерной террасы, абс. выс. 80—90 м	Раковины	29 700 ± 1000
			Морские казанцевские отложения		
174	Б-149	СОАН-1078	р. Трафимова, 15 км от устья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 40—50 м	Детрит	> 45 000
175	Б-152/1	СОАН-1009	р. Трафимова, 8 км от устья	Детрит	> 30 000
176	А-346	ГИН-1016	р. Трафимова, 1,6 км от устья	Торф	> 37 000
177	1125	ГИН-1145	р. М.Романиха, 14,5 км от устья под ледниковыми отложениями в краевом амфитеатре	Детрит	> 37 000
178	Г-310	ГИН-1355	р. Б. Россомашья, цоколь озерной террасы, абс. выс. 80 м	Раковина	32 900 ± 400
179	Г-310	ГИН-1356	Там же	Раковина	34 900 ± 800
180	Г-310	OL-1096	Там же	Раковина	38 600 ± 500
181	К-80 (БХ-37)	ГИН-797	р. Б.Балахня, 2 км выше устья р. Бирбаку	Торф	> 48000
182	А-81	ГИН-965	р. Б.Балахня, 10,5 км выше устья р. Око	Торф	42 000 ± 1000
183	Н-113/2	ГИН-1319	р. Инне-Тари (бассейн р. Б.Рассоха)	Торф	> 34 000
184	Н-114/10	МГУ-557	Там же	Раковина	> 38 000
185	Н-114/10	ГИН-1321	р. Б.Рассоха, 6 км выше устья р. Инне-Тари	Торф	> 48 700
186	А-430	ГИН-1606	р. Никан-Юрях, 2,8 км от устья р. Джиелях-Сеене (бассейн р. М. Балахня)	Детрит	> 48 000

Приложение (окончание)

1	2	3	4	5	6
			Континентальные казанцевские отложения		
187	А-66	ГИН-961	р. Б.Балахня, 10 км выше устья р. Салыхардах-Юрях, правый берег	Детрит	> 36 000
188	Г-233/1	ГИН-1209	р. Нижняя, 11 км от устья, левый берег (бассейн р. Хатанга)	Торф	> 48 000
189	Б-117/15	ГИН-1211	р. Массонов, устье р. Рассоха-Кокора	Торф	> 40 000
190	Б-117/14	ГИН-1208	Там же	Торф	> 46 000
191	159	ГИН-756	р. М.Романиха, 17 км от устья, под ледниковыми отложениями в краевом амфитеатре	Древесина	> 48 000
192	Б-129	ГИН-1001	р. Горелая, 2 км выше устья р. Диринг, цоколь озерно-аллювиальной террасы, выс. 40—50 м	Древесина	> 48 000
193	Н-201/4	ГИН-1559	Левый безымянный приток р. Арылах, 2,5 км от устья, под водно-ледниковыми отложениями в ложбине стока ледниковых вод	Детрит	30 600 ± 200
194	Ил-136а	ГИН-1535	Левый безымянный приток р. Арылах, под флювиогляциальными отложениями	Древесина (ветки, сучки)	46 400 ± 2000
195	Ил-137е	ГИН-1537	р. Арылах, среднее течение, цоколь флювиогляциальной террасы	Детрит	34 500 ± 300

ЛИТЕРАТУРА

Андреева С.М. Зырянское оледенение на севере Средней Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 5.

Андреева С.М. Северо-Сибирская низменность в каргинское время. Палеогеография, радиоуглеродная хронология. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.

Ареалы деревьев и кустарников СССР. Л.: Наука, 1977. Т. 1.

Арктическая флора. Л.; Наука, Т. V, 1966; Т. VI, 1971; Т. VII, 1975.

Арсланов Х.А., Макеев В.М., Барановская О.Ф. и др. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.

Артюшков Е.В. Четвертичные оледенения и трансгрессии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7.

Архипов С.А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (бассейн среднего течения р. Енисея). — Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 1.

Архипов С.А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1.

Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисей. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 30.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск; Наука, 1971.

Ары-Мас: Природные условия, флора и растительность самого северного в мире лесного массива. Л.: Наука, 1978.

Астахов В.И. О центре покровного оледенения на северо-западе Сибирской низменности. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1977, вып. 30.

Астахов В.И., Файнер Ю.Б. Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.

Астахов В.И., Файнер Ю.Б. Ледниковый рельеф и особенности плейстоценового оледенения на западе Средней Сибири. — Геоморфология СССР. 1979. № 3.

Бардеева М.А., Исаева Л.Л. О выделении муруктинского горизонта в четвертичных отложениях Средней Сибири. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1.

Белорусова Ж.М., Украинцева В.В. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена бассейна р. Новой на Таймыре. — Ботан. журн., 1980, т. 65, № 3.

Бродская Н.Г., Рентгартен Н.В. Органогенная природа диагенетических образований типа "геннойше". — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных поро и руд: К 75-летию акад. Н.М. Страхова. М., Наука, 1975.

Волкова В.С. Колебания климата в истории формирования растительности в плиоцен—четвертичное время в Западной Сибири по данным палинологии. М.: Наука, 1966.

Воронов П.С. Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях Центрального Пай-Хоя: Сб. статей по геологии Арктики. — Тр. НИИГА, 1951, т. 19, вып. 2.

Воронов П.С. Опыт реставрации формы ледниковых щитов эпохи максимального оледенения Земли и определение степени влияния материковых оледенений на уровень Мирового океана. — Матер. по Арктике и Антарктике, 1961, вып. 1.

Воронов П.С. Очерки о закономерности морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968.

Говоруха Л.С. Современное состояние оледенения гор. Бырранга. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1971, т. 103, № 6.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964.

Гричук В.П. Программа анализа палинологических материалов при решении корреляционных и стратиграфических задач. — В кн.: Палинология в СССР. М.; Наука, 1980.

Гричук В.П., Мальгина Е.А., Моносзон М.Х. Палеоботаническая характеристика основных разрезов. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники морей и их роль в гляциальном морфолитогенезе. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: 1974, вып. 23.

Гросвальд М.Г. Последний ледниковый покров. В кн.: — Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1977, вып. 30.

Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин: фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976.

Загорская Н.Г., Яшина З.Н., Слободин В.Я., Левина Р.М., Белевич М.М. Морской неоген (?) — четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея. Л.: Гостоптехиздат, 1965. (Тр. НИИГА; Т. 144).

Заклинская Е.Д. Описание пыльцы некоторых видов растений полярной тундры. — Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол., 1953, вып. 142, № 59.

Земцов А.А., Щацкий С.Б. К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. III.

Зубаков В.А. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения Енисея. — В кн.: Матер. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1956, вып. 1.

Зубаков В.А. К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново—Туруханск. — В кн.: Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957а.

Зубаков В.А. О ледниково-морских отложениях и границе санчуговской трансгрессии в Приенисейской Сибири. — Докл. АН СССР, 1957б, т. 115, № 5.

Зубаков В.А. Палеогеографические условия оледенения Приенисейской части Сибири в плейстоцене. — В кн.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л., 1961. Тр. ВСЕГЕИ; Т. 64.

Зубаков В.А. Стратиграфия новейших отложений Западно-Сибирской низменности и принципы климатостратиграфической классификации: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1967.

Исаева Л.Л. Палеогеография антропогена бассейна реки Нижняя Тунгуска (нижнее и среднее течение): Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. М., 1970.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Краш М.А., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и строении краевых ледниковых образований северного подножья плато Путорана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.

Исаева Л.Л., Краш М.А. Ледниковая морфоструктура Северо-Сибирской низменности. — В кн.: Региональная геоморфология районов нового освоения. М., 1979.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Андреева С.М. и др. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности по радиоуглеродным данным. — В кн.: Геохронология четвертичного периода М.: Наука, 1980.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижне-Енисейского района. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3.

Кац Н.Я. О климате четвертичного периода в Западной Сибири в свете различных методов исследования. — В кн.: Проблемы ботаники. Л., Наука, 1969, т. XI.

Кац Н.Я., Кац С.В. О палеоботанических методах и их корреляции. — Ботан. журн., 1971, т. 56.

Квасов Д.Д. Океаническая теория оледенений. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.

Кинд Н.В. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода). — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965.

Кинд Н.В. Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии). — В кн.: Голоцен: к VIII Конгр. INQUA. М.: Наука, 1969а.

Кинд Н.В. Синхронизация геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Северной Евразии. М.: Наука, 1969б.

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

Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д. О позднеплейстоценовых оледенениях и морских трансгрессиях севера Средней Сибири. — В кн.: XXV Междунар. геол. конгр: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976.

Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. и др. О возрасте оледенений Таймырской депрессии: Первые радиоуглеродные даты. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42.

Кинд Н.В., Левчук Л.К. Морские каргинские отложения в бассейне Н. Таймыры и их микропалеонтологическая характеристика. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1981, № 51.

Кузин И.А., Чочиа Н.Г. Проблемы оледенения Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Культина В.В., Ловелиус Н.В., Костюкович В.В. Палинологическое и геохронологическое исследование голоценовых отложений в бассейне реки Новой на Таймыре. — Ботан. жур., 1974, т. 59, № 9.

Лавров А.С. Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. — В кн.: Общая региональная геология; геологическое картирование: Экспресс-информ. М.: 1976, № 10.

Лаврушин Ю.А. Следы двукратного пребывания льдов максимального оледенения на восточной окраине Западно-Сибирской низменности и некоторые особенности моренных отложений этой области. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, № 21.

Лаврушин Ю.А. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Туруханн. — Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 32.

Лаврушин Ю.А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. — Там же, 1961, вып. 47.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основной морены материковых оледенений. М.: Наука, 1976.

Лазуков Г.И. О синхронности и метахронности четвертичных оледенений и трансгрессий. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири: (Стратиграфия) М.: Изд-во МГУ, 1970.

Макеев В.М. Геоморфология северо-восточного Таймыра: Автореф. диссер. . . . канд. геогр. наук. МГУ, 1975.

Макеев В.М., Березовская Т.Н. Стратиграфия средне- верхнечетвертичных отложений берега Прончищева и прилегающей части гор Бырранга. — В кн.: Природа полярных стран. Л; Гидрометеоиздат, 1973.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1966, Т. 1.

Матвеева О.В. Основные спорные вопросы применения спорово-пыльцевого анализа для расчленения антропогеновых отложений Западной Сибири. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Мизеров Б.В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1957.

Нащокин В.Д. История лесной растительности Красноярского края в антропогене. — В кн.: Сборник материалов по изучению лесов Сибири и Дальнего Востока: (Тр. конф.) Красноярск, 1963.

Нащокин В.Д. Ископаемые древесины из меловых, третичных и четвертичных отложений Средней Сибири. М.: Наука, 1968.

Никольская М.В. Палинологическая характеристика мессовских межледниковых отложений в бассейне Нижней Тунгуски. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена: Тр. III МПК. М.: Наука, 1973.

Никольская М.В. Палинологическая характеристика четвертичных отложений бассейнов рек Нижняя Тунгуска и Котуй и ее значение для стратиграфии: Автореф. диссерт. . . . канд. геол.-минерал. наук М., 1974.

Никольская М.В. Палеоботаническая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Таймыра. — В кн.: Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980.

Никольская М.В., Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Черкасова М.Н. Геохронологическая и палеофитологические характеристики голоцена Таймыра. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.

Никольская М.В., Пирумова Л.Г. Холодные и теплые эпохи плейстоцена и голоцена севера Средней Сибири (по результатам палеофитологических исследований). — В кн.: III совещ. по ритмам в природных явлениях. Л., 1976.

Никольская М.В., Черкасова М.Н. Динамика голоценовых флор Таймыра (по палеофитологическим и геохронологическим материалам) — В кн.: К XI конгр. INQUA. Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Обручев В.А. Признаки ледникового периода Северной и Центральной Азии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1931, № 3.

Полькин Я.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. — Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики, 1957, вып. 3.

Сакс В.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. — Докл. АН СССР, 1945, т. 46, № 6.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л.: Главсевморпуть, 1948.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. — Тр. НИИГА, 1953, т. 77.

Сакс В.Н., Антонов К.В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1945, вып. 16.

Соколовская А.П. Пыльца растений Арктики. — В кн.: Растительность Крайнего Севера и ее освоение. М.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 3.

Стрелков С.А. Генезис ледникового рельефа и краевых образований на равнинах северо-востока Западной Сибири. — В кн.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине: М.: Изд-во АН СССР, 1963. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. 21.

Стрелков С.А Север Сибири. М.: Наука, 1965.

Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская И.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. М.: Гостехнаучиздат, 1959. (Тр. НИИГА; Т. 91).

Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродный метод и динамика распространения голоценовых лесов в тундровой зоне. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.

Сухорукова С.С. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1975.

Тихомиров Б.А. Данные о заносе пыльцы древесных пород к северу от лесной границы. — Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 4.

Троицкий С.Л. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии. — Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1964, вып. 9.

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966.

Троицкий С.Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения. — В кн.: Матер. к межвед. совещ. по разработке и корреляции стратигр. схем Западной Сибири. Новосибирск: 1967а.

Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. — Докл. АН СССР, 1967б, т. 174, № 6.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм: Крит. очерк. М.: Наука, 1975.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин: Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979.

Урванцев Н.Н. Четвертичное оледенение Таймыра. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1931а, № 3.

Урванцев Н.Н. Следы четвертичного оледенения центральной части Севера Сибири. — Тр. Гл., геол.-развед. упр., 1931б, вып. 13.

Урванцев Н.Н. Древнее оледенение на севере СССР. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера: Геология, 1935, т. I.

Урванцев Н.Н. Таймыр — край мой северный. М.: Мысль, 1978.

Флора СССР. Л.: Изд-во АН СССР. Т. V, 1936; Т. IX, 1939; Т. XVII, 1951.

Флора Северо-Востока Европейской части СССР/Под ред. А.И. Толмачева. Л.: Наука, 1974—1977. Т. I—IV.

Яковлев С.А., Яковлева С.В. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий. М.: ГУГК, 1958.

Feylig-Hanssen R.W. A Mid-Wisconsin interstadial on Broughton Iland, Arctic Canada, and its foraminiferas. — Arct. and Alp. Res., 1976, vol. 8, N 2.

Isaeva L.L., Kind N.V. Some problems of late pleistocene and their means of solution. — In: Proyect 73/1/24 "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere". Rep. N 6, Prague, 1981.

Mörner N.A. The position of the ocean level during the interstadial at about 30000 B.P. — A discussion from a climatic-glaciologic point of view. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8.

Velichko A.A. Hypothesis of the paleoclimatic basis of spatial and chronological asimmetry of glaciation on the northern hemisphere. — In: Project 73/1/24 "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere": Rep N 6. Prague, 1981.

White J.M., Mathews R.W., Mathews W.H. Radiocarbon dates from Boone Lake and their relation to the "Ice-free Corridor" in the Peace River District of Alberta, Canada. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение *Н.В. Кинд* 5

Глава I

Развитие представлений о стратиграфии и палеогеографии позднечетвертичного времени на севере Средней Сибири *С.М. Андреева* 7

Глава II

О методах изучения и датирования четвертичных отложений в высоких широтах 10

Достоверность радиоуглеродного возраста и надежность дат *Л.Д. Сулержицкий* 10

Особенности использования метода спорово-пыльцевого анализа при изучении четвертичных отложений северных ледниковых районов Сибири *М.В. Никольская* 17

Глава III

Стратиграфия четвертичных отложений 22

Нижнечетвертичные (Q_I) и нижне-среднечетвертичные нерасчлененные ($Q_I^2 - Q_{II}^1$) отложения Северо-Сибирской низменности *Л.Л. Исаева* 22

Среднечетвертичные нерасчлененные отложения (Q_{II}^{2-4}) Северо-Сибирской низменности *Л.Л. Исаева* 25

Рельеф и отложения позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности и гор Бырранга 33

Казанцевские отложения Северо-Сибирской низменности *С.М. Андреева* 33

Муруктинские (нижнезырянские) отложения Северо-Сибирской низменности *С.М. Андреева, Л.Л. Исаева* 51

Каргинские отложения *С.М. Андреева, Н.В. Кинд* 78

Сартанские отложения Северо-Сибирской низменности *Л.Л. Исаева* 114

Нерасчлененные сартанские и голоценовые отложения Северо-Сибирской низменности *Л.Л. Исаева* 136

Голоцен Северо-Сибирской низменности *Л.Л. Исаева* 138

Сартанские и послеледниковые отложения гор Бырранга (бассейн р. Нижняя Таймыра) *Н.В. Кинд* 142

Палеоботанические и палеоклиматические реконструкции голоцена Таймыра *М.В. Никольская* 148

Глава IV

Палеогеография позднего антропогена 157

Оледенения, морские трансгрессии и климат в позднем плейстоцене и голоцене *С.М. Андреева, Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд, М.В. Никольская* 157

О противоречиях в интерпретации масштаба последнего позднеплейстоценового оледенения *Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд* 165

Заключение *Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд* 168

Summary 169

Приложение 170

Литература 180

CONTENTS

Introduction *N.V. Kind* 5

Chapter I

On development of concepts on the Late Quaternary stratigraphy and paleogeography of the Mid-Siberian Lowland *S.M. Andreeva* 7

Chapter II

On methods of research and dating of Quaternary deposits at higt latitudes 10
Reliability of the radiocarbon age and exactness of the dates *L.D. Sulerzhitzky* 10
Peculiarities of using the palynological method for studying the Quaternary deposits in the northern glacial regions of Siberia *M.V. Nikolskaja* 17

Chapter III

Stratigraphy of Quaternary deposits 22
Lower Quaternary (Q_I) and Lower/Middle Quaternary unsubdivided ($Q_I^2 - Q_{II}^1$) deposits of the North-Siberian Lowland. *L.L. Isaeva* 22
Middle Quaternay unsubdivided deposits (Q_{II}^{2-4}) of the North Siberian Lowland *L.L. Isaeva* 25
Relief and Late Pleistocene deposits of the North-Siberian Lowland and the Byrranga mountains 33
Kazantsevo deposits of the North-Siberian Lowland *S.M. Andreeva* 33
Muruktin (Nizhnezyryanka) deposits of the North-Siberian Lowland *S.M. Andreeva, L.L. Isaeva* 51
Karginsk deposits *S.M. Andreeva, N.V. Kind* 78
Sartan deposits of the North-Siberian Lowland *L.L. Isaeva* 114
Unsubdivided Sartan and Holocene deposits of the North-Siberian Lowland *L.L. Isaeva* 136
Holocene of the North-Siberian Lowland *L.L. Isaeva* 138
Satan and postglacial deposits of the Byrranga mountains (the Lower Taimyra river basin) *N.V. King* 142
Paleobotanic and paleoclimatic reconstructions Holocene of the Taimyr Peninsula *M.V. Nikolskaja* 148

Chapter IV

Paleogeography of the Late Anthropogene 157
Glaciations, sea transgressions and climate in the Late Pleistocene and Holocene *S.M. Andreeva, L.L. Isaeva, N.V. Kind, M.V. Nikolskaja* 157
On contradictions in interpretation of the scales of the last Late Pleistocene glaciation *L.L. Isaeva, N.V. Kind* 165

Conclusion *L.L. Isaeva, N.V. Kind* 169

Summary 169

Supplement 170

References 180

АНТРОПОГЕН ТАЙМЫРА

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Б.С. Шохет.* Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко.* Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 24245

Подписано к печати 09.06.82. Т—04184. Формат 70X108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,1+0,6 вкл. Усл. кр.-отт. 17,1. Уч.-изд.л. 20,8. Тираж 1000 экз.
Тип. зак. 1420. Цена 3р.20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Неука",
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Рис. 11. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль четвертичных отложений в бассейнах рек М.Романиха, Хета, Горелая, Трафимова

Условные обозначения см. рис. 7

Рис. 42. Залегание четвертичных отложений в долине р. Шренк (*А, Б*) и разрезы в отдельных обнажениях (*В*)

1 — морена; *2* — валунно-галечные отложения; *3* — песчано-галечные отложения; *4* — косослоистые гравийные пески; *5* — песчаные отложения; *6* — песчано-алевритовые отложения; *7* — суглинки; *8* — морские алевриты, песчаные алевриты; *9* — ленточные глины; *10* — коренные породы; *11* — растительный детрит, торф; *12* — раковины морских моллюсков; *13* — обломки раковин; *14* — места отбора проб растительного детрита на радиоуглеродное датирование; *15* — то же раковин морских моллюсков; *16* — разрезы, в которых изучена фауна фораминифер; *17* — места, из которых определялся состав малокофауны. Показанные на рисунке C^{14} -даты определялись в Лаборатории ГИН АН СССР

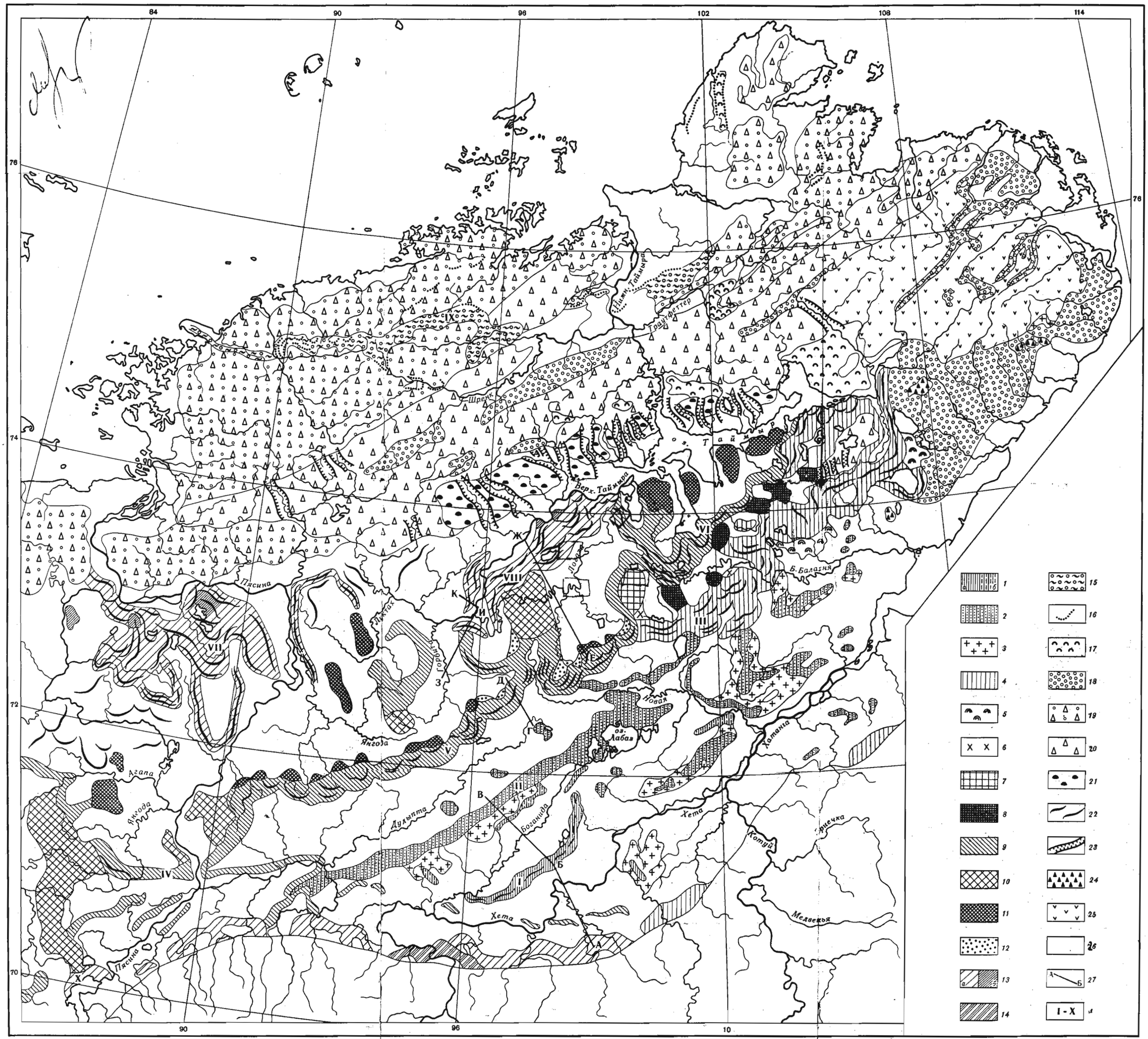


Рис. 14. Основные элементы ледниковой морфоскульптуры Таймыра

Муруктинское оледенение, северосибирская стадия: *1* — моренные гряды: *а* — напорные, *б* — насыпные; время деглядиации муруктинского покрова: *2* — трещинно-камовые гряды и возвышенные массивы, *3* — камовые террасы; северокоркорская стадия: *4* — напорно-насыпные краевые образования, *5* — холмисто-озерный рельеф полей мертвых льдов, *6* — камовые террасы, *7* — возвышенности межлопастных массивов, *8* — межъязыковые массивы; сартанское оледенение, караульская фаза: *9* — напорно-насыпные краевые образования, *10* — возвышенности межлопастных массивов, *11* — межъязыковые массивы, *12* — камовые террасы; ньянданская фаза: *13* — краевые напорно-насыпные и насыпные образования (*а*) и межъязыковые массивы (*б*); норильская фаза: *14* — насыпные краевые образования у подножия плато Путорана; элементы ледниковой морфоскульптуры, отдешифрированные по радиолокационным снимкам на территории Горного Таймыра: *15* — предполагаемые краевые ледниковые образования на севере Таймыра, *16* — вершины предполагаемых конечноморенных гряд, *17* — участки холмистого рельефа, *18* — участки, закрытые мощным покровом рыхлых предположительно ледниковых отложений, *19* — участки со следами ледниковой экзарации, частично закрытые предположительно ледниковыми отложениями, *20* — участки, не закрытые рыхлыми отложениями, но несущие отчетливые следы экзарационной обработки, *21* — участки без явных следов экзарации, но несущие на своей поверхности (по геологическим данным) эрратические валуны; прочие обозначения: *22* — вершины конечноморенных гряд, *23* — троги, *24* — возвышенности в Северо-Сибирской низменности, сложенные коренными породами, возможно, не перекрывавшиеся льдом, *25* — северо-восточная часть Таймыра, где в позднем плейстоцене было только долинно-сетчатое оледенение; *26* — дно гляциодепрессий, выполненных морскими, озерными и частично речными отложениями, *27* — линии профилей, разрезы которых показаны на рис. 11, 25, 33, 41, *28* — ледниковые гряды: I — Урдахская; II — Сампесинская; III — Северококорская; IV — Джангодская; V — Сынтабульская; VI — Байкуранерская; VII — Мокориттские; VIII — Верхнетаймырская; IX — Северо-Таймырская; X — Ньянданская

Зак. 1420