

470



ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В МАКСИМУМ
ПОЗДНЕЗЫРЯНСКОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е
Т Р У Д Ы И Н С Т И Т У Т А Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И

В ы п у с к 470

А C A D E M Y O F S C I E N C E S O F T H E U S S R
S I B E R I A N B R A N C H
T R A N S A C T I O N S O F T H E I N S T I T U T E
O F G E O L O G Y A N D G E O P H Y S I C S

I s s u e 470

PALEOGEOGRAPHY OF WEST-SIBERIAN PLAIN

AT THE LATE
ZYRYANKA GLACIATION
MAXIMUM

Project: Quaternary Glaciations
of the Northern Hemisphere



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1980

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
РАВНИНЫ
В МАКСИМУМ
ПОЗДНЕЗЫРЯНСКОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

Проект: Четвертичные оледенения
Северного полушария



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980

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

В книге изложены основные результаты специализированных геологических и геоморфологических исследований с целью реконструкции палеогеографии времени максимума позднезырянского оледенения. Детальное изучение геологии подпрудных бассейнов, террас Оби, лессов, педокомплексов, а также следов древней мерзлоты в позднеплейстоценовых осадках сопровождалось радиоуглеродным датированием и палинологическими исследованиями. Геоморфологические исследования в северных и центральных районах равнины осуществлялись с помощью дистанционных методов изучения рельефа ледниковой и приледниковой зон.

Получила дальнейшее обоснование на большом фактическом материале новая научная концепция о существовании центра зырянского оледенения на Карском шельфе, крупных подпрудных бассейнов во внутренних районах Западно-Сибирской равнины, стока избытка приледниковых вод через Тургайскую ложбину.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, геоморфологов, инженеров-геологов и географов.

Авторы: С. А. Архипов, В. И. Астахов, И. А. Волков, В. С. Волкова, В. А. Паньчев.

Ответственный редактор чл.-кор. АН СССР В. Н. Сакс

Paleogeography of West-Siberian plain at the late Zyryanka glaciation maximum/Arkhipov S. A., Astakhov, V. I., Volkov I. A. et al. — Novosibirsk, Nauka, 1980.

Principal results of specialized geological and geomorphological investigations with the aim of reconstruction of the paleogeography of the Late Zyryanka glaciation maximum are presented. Detailed study of geology of ice-dammed basins, the Ob Terraces, loesses, soil complexes, as well as traces of ancient permafrost in the Late Pleistocene sediments has made wide use of radiocarbon dating and palinological investigations. In northern and central portions of the Plain have been carried out with the help of remote sensing method for defining the glacial and periglacial zones topography.

New scientific conception about the existence of the Zyryanka glaciation center on the Kara shelf, large ice-dammed basins in the internal West-Siberian Plain, discharge of excessive periglacial water through the Turgai spillway has gained further substantiation.

The book is meant to attract attention of geologists, geomorphologists, engineers - geologists and geographers.

Authors: S. A. Arkhipov, V. I. Astakhov, I. A. Volkov, V. S. Volkova, V. A. Panychev.

Editor Corresponding Member of Academy

of Sciences of the USSR V. N. Saks

В последние годы быстро увеличивался объем информации по геологии позднего плейстоцена Западно-Сибирской равнины. Параллельно качественно изменилась эта информация за счет повышения детальности и специализации исследований, а также широкого применения радиоуглеродного датирования и дистанционных методов изучения рельефа из космоса, в особенности северных районов равнины.

Разными путями и часто независимо друг от друга возникли и интенсивно развиваются новые научные идеи и направления. Общей базой для них послужили крупные успехи, достигнутые по стратиграфии, геохронологии и палеогеографии зырянского оледенения сначала на Енисейском, а затем и Обском севере. Они явились результатом детальных геологических исследований с применением радиоуглеродного метода и позволили в совершенно новом свете взглянуть на позднелейстоценовую геологическую историю северных районов Западной Сибири. Так, следует особенно отметить выяснившуюся совсем недавно огромную рельефообразующую роль позднезырянского оледенения, краевые образования которого оказались широко распространенными на северных низменных равнинах.

Поколебались традиционные представления об ограниченных размерах зырянских ледников, их малой мощности и активности, расположении краевых зон в виде концентрических дуг вокруг горных сооружений Бырранга, Путорана и Урала. Широкое использование информации из космоса в сочетании с детальными геологическими исследованиями, подкрепленными радиоуглеродными определениями, со все возрастающей убедительностью выявляют элементы субширотной системы краевых образований, протягивающихся от Урала до низовьев Енисея. Это подтвердило на новой фактической основе идею В. А. Обручева о Ямальском, ныне Карском центре оледенения.

Одновременно по югу Западной Сибири пересматривались сложившиеся ранее представления о возрасте и генезисе террас Оби, Енисея и Иртыша, роли и сочетании во времени аллювиальной и озерной седиментации во внутренних районах равнины, разрабатывалась лессовая стратиграфия. Стала проявляться удивительная молодость террас сначала Верх. Оби, а затем Ниж. и Ср. Оби, большая скорость их формирования, закономерные изменения высот, порядкового номера и возраста вдоль обской долины. Было установлено, что периоды речной и озерной деятельности развивались не синхронно, а сменяли друг друга во времени, нашли широкое признание идеи неоднократного появления во внутренних районах Западной Сибири подпружных бассейнов и стока из них талых ледниковых вод через Тургайскую ложбину в Арало-Каспий. В настоящее время крепнет убеждение в том, что озерная седиментация сыграла выдающуюся роль в формировании рельефа равнины, в особенности в конце последнего оледенения. Как следствие этого, утвердился позднезырянский возраст

Мансийского озера и родилась концепция великой системы стока приледниковых вод, проходившей из Монголии транзитно через Западную Сибирь, Тургай, Арало-Каспий вплоть до Средиземного моря.

Выявление общих закономерностей развития природных обстановок недалекого геологического прошлого относится к числу фундаментальных проблем современной четвертичной геологии. Стремление выяснить с ранее недоступной детальностью местные, западносибирские особенности развития природных процессов приобретает сейчас особо важное значение в связи с проектом перераспределения водных ресурсов Сибири. Реализация этого проекта требует предварительной всесторонней и обстоятельной проработки всех аспектов инженерно-геологического проектирования, учета всех вероятных и, в особенности, нежелательных изменений в окружающей среде. Для инженерно-геологического проектирования и тем более ответственного составления прогнозных инженерно-геологических карт необходимо, прежде всего, разработать принципиально новые, значительно более детальные, чем мы имеем сейчас, стратиграфические схемы, изучить конкретные, а не слишком общие (какими мы располагаем сейчас, на этапе составления проектов) особенности пространственных изменений вещественного состава и генезиса приповерхностных плейстоценовых толщ, наконец, реконструировать палеогеографию для важнейших изохронных срезов. Все это совершенно необходимо для глубокого понимания динамики природных процессов в историческом аспекте — от недалекого геологического прошлого с приближением к современности. Только такой путь может обеспечить выработку действительно научных предпосылок для прогноза изменений в окружающей среде.

Сказанное определяет своевременность и актуальность обобщения новейшей информации, которая была собрана авторами настоящей работы в течение последних 10 лет.

Следует отметить также, что исследования по истории развития великих плейстоценовых оледенений Сибири проводятся советскими геологами в качестве активных участников Международного проекта МПГК «Четвертичные оледенения Северного полушария». Руководителем этого проекта является видный чехословацкий ученый проф. В. Шибрава. В СССР работает Национальная рабочая группа (председатель — проф. А. А. Величко), которая совместно с Комиссией по палеогеографическим атласам ИНКВА проводит специальные работы по Атласу-монографии «Палеогеография территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене». Во всех этих исследованиях принимают участие и авторы настоящей монографии, которые рассматривают свой труд частью общей работы, той ее частью, которая посвящена проблемам последнего оледенения в Западной Сибири.

Работа выполнена в ИГиГ СО АН СССР под руководством С. А. Архипова. Отдельные главы монографии (см. оглавление) написаны им же, а также И. А. Волковым, В. С. Волковой и В. И. Астаховым (ЛАЭМ). Использованы радиометрические определения, выполненные Л. В. Фирсовым, В. А. Панычевым и Л. А. Орловой. Неоценную помощь в проведении исследований и подготовке рукописи к изданию оказали С. А. Леуткин и В. А. Грин.

Авторы бесконечно признательны своему учителю — ныне покойному чл.-кор. В. Н. Саксу, взявшему на себя в свое время труд ответственного редактора.

С. А. Архипов

ПОЗДНЕЗЫРЯНСКОЕ (САРТАНСКОЕ) ОЛЕДЕНЕНИЕ
(стратиграфия, распространение ледниковых покровов)

После того, как были установлены глубокие климатические колебания в послекаргинское (сартанское) время [Цейтлин, 1965] и обнаружена караульская (гыданская) морена на каргинской террасе поверх каргинского аллювия [Троицкий, 1967], начался пересмотр геологической истории и палеогеографии позднеплейстоценового оледенения.

Сейчас вполне очевидно, что это оледенение развивалось в две фазы, из которых ранняя — в интервале 90(100)—50(55) и поздняя—22—10 тыс. лет назад. Разделяющий их среднезырянский сложный межстадиал, который стали называть, по предложению Н. В. Кинд (1974), каргинским, охватывает отрезок времени от 50(55) до 22 тыс. лет.

Для Енисейского севера было установлено, что к поздней фазе оледенения относится не только рецессионная сартанская, но и обе докаргинские, как считали ранее, — караульская (гыданская) и ньяпанская стадии. Следовательно, применять к ней прежнее, хотя и укоренившееся, название «сартанское оледенение» представляется уже неправильным. Позднюю фазу мы предлагаем называть среднезырянским оледенением, а раннюю — соответственно раннезырянским [Троицкий, 1967; Архипов, 1969]. Сложный межстадиал между ними, включающий два похолодания и три потепления, не совсем точно называть каргинским, так как первоначально В. Н. Сакс (1953) к каргинскому веку относил лишь отрезок времени между 20 и 30 тыс. лет. Этому интервалу отвечает лишь одно из внутрimeжстадиальных потеплений, как и было принято в работе С. А. Архипова и др. (1977). Поэтому сейчас существуют две трактовки продолжительности каргинского века: в прежнем, узком интервале 20—30 тыс. лет, и расширенном — от 20(22) до 50(55) тыс. лет.

В настоящее время позднеплейстоценовая, зырянская ледниковая «эпоха», отвечающая всему валдаю, вюрму и висконсину, разделяется на три геохронологические единицы. Это раннее и позднее зырянские ледниковья, которым соответствуют нижне- и верхнезырянские горизонты и среднезырянский (каргинский) сложный межстадиал — среднезырянский горизонт. Такая хронологическая шкала и трехчленное стратиграфическое деление «эпохи» позднеплейстоценового оледенения широко распространены и приняты как у нас в стране, так и за рубежом.

Раннезырянский горизонт в последних стратиграфических работах по Сибири пока не расчленяется на более дробные подразделения (стадиалы и межстадиалы).

Среднезырянский (каргинский, по Н. В. Кинд (1974)) горизонт подразделяется на ряд подгоризонтов и слоев, имеющих пока преимущественно местное стратиграфическое значение. В основе расчленения горизонта лежат данные о том, что межстадиал состоит из потеплений: раннего, или шурышкарского (примерно 45—50(55) тыс. лет), малохетского, или золотомысского [33(35)—43 тыс. лет], и липовско-новоселовского, собственно каргинского, по В. Н. Саксу (1953) (около 22—30 тыс. лет), а также

Двух похолоданий: раннего, пока безымянного (~43—45 тыс. лет), и жиганского (лохподгорского) — 30—33(35) тыс. лет.

Верхнезырянский горизонт также расчленяется на несколько климатостратиграфических подразделений, ранг которых еще недостаточно четко установлен. Тем не менее на Енисейском севере Западной Сибири выделяется три стадии: караульская, или гыданская (16—22 тыс. лет), ньяпанская (13—15 тыс. лет) и норильская, бывшая сартанская (примерно 10,3—11,4 тыс. лет). Максимальной, караульской стадии на Обском севере соответствует салехардоувальская стадия, а двум последующим рецессионным моренам отвечают по времени формирования, очевидно, сопкейские и полярноуральские стадияльные образования. Интерстадиалы внутри рассматриваемого горизонта изучены пока очень слабо, хотя Н. В. Кинд намечает их в интервалах 15—16; 12,2—13 (кочеровское потепление) и 11,4—11,8 тыс. лет (таймырское потепление).

Геохронология основных событий и климатостратиграфические подразделения зырянского оледенения, изложенные выше, используются и далее в настоящей работе; подробнее эти моменты рассмотрены в специальных публикациях [Троицкий, 1967; Кинд, 1974; Архипов и др., 1977; и др.].

Кроме того, в главе II приведены новые геоморфологические и отчасти геохронологические представления и названия, еще не вошедшие в обиход геологических исследований. Речь идет о впервые выделенных В. И. Астаховым четырех краевых ледниковых поясах субширотного простирания. Самый южный так называемый надымский пояс, пересекающий Западно-Сибирскую равнину примерно на 65° с. ш., несколько условно датируется раннезырянским (раннеююрмским) временем. Три последующих пояса, располагающихся последовательно все дальше к северу, отнесены к позднезырянскому оледенению. Они отвечают его максимальной и рецессионным — танамской и ямало-гыданской — стадиям. Время их образования, по крайней мере двух первых, близко совпадает с салехардоувальской (= караульской) и сопкейской (= ньяпанской) стадиями — похолоданиями, отмеченными выше.

В соответствии с пересмотром стратиграфии зырянского оледенения существенно изменились представления о возрасте краевых ледниковых образований. Если раньше их считали докаргинскими, то теперь имеется достаточно оснований связывать многие из них с максимумом поздней фазы зырянского (сартанского) оледенения. Все это поколебало долго господствовавшие взгляды об ограниченных размерах зырянских ледников, их малой мощности и активности, приуроченности центров оледенения исключительно к горам — Северный Урал, Бырранга, Путорана.

Сначала на Ниж. Енисее, а затем в Таймырской низменности и в Нижнем Приобье было установлено, что наиболее выдвинутые на северные низменные равнины Западной Сибири краевые аккумулятивно-ледниковые образования имеют возраст около 20 тыс. лет. Так, в стратотипическом Усть-Енисейском районе на правом берегу Мал. Хеты (левый приток Енисея) датированный по радиоуглероду каргинский аллювий перекрыт караульской (гыданской) мореной. Возраст последних достаточно надежно определен в 22—17 тыс. лет [Троицкий, 1967; Кинд, 1974]. В Нижнем Приобье оказалось, что конечно-ледниковые образования так называемых Салехардских увалов относятся к максимуму позднезырянского оледенения, тогда как ранее их считали докаргинскими [Лазуков, 1970; Архипов и др., 1977].

Традиционно системы краевых образований зырянского оледенения в приобской и приенисейской частях Западно-Сибирской равнины замыкались в виде концентрических дуг на горы Бырранга, Путорана и Урал. При такой трактовке центральные районы на севере равнины оставались как будто за пределами ледников. Однако еще С. А. Стрелков (1962) обратил внимание на ряд признаков (наличие местами валунных отложений и

слабохолмистого рельефа), которые, по его мнению, свидетельствовали о существовании в названном регионе маломощных ледниковых шапок и фирновых полей. Он допускал смыкание этого малоподвижного покрова с активными предгорными языками уральского, пурторанского и таймырского происхождения, хотя и считал, что арктическое побережье вдоль Карского моря оставалось перигляциальной зоной.

Новейшие геолого-геоморфологические данные, подкрепленные радиоуглеродными определениями, достаточно ясно выявляют субширотную систему краевых образований, протягивающихся от Урала до низовьев Енисея и в Таймырскую низменность. На западе элементом этой системы, очевидно, следует считать Салехардские увалы, вытянутые с запада на восток от г. Салехарда до устья Надыма вдоль правого берега Надымской Оби. Это довольно широкий (до 10—20 км) и высокий массив холмисто-западного и грядово-ложбинного рельефа высотой до 90—150 м над уровнем моря. Холмы и гряды сложены толщей песчано-валунных и суглинистых пород ледникового и водно-ледникового происхождения. Среди них, очевидно, присутствуют конечно-моренные и напорные образования, глядиодислокации, камы и озы. К сожалению, детальные исследования еще не проводились. Возраст всего краевого пояса определяется в 25—28 тыс. лет. Эти цифры получены радиоуглеродным методом по древесине из подстилающих пород, слагающих цоколь увалов. Ранее мы соединяли Салехардские увалы в единую систему с Юрибейской грядой на Ямале [Архинов и др., 1977]. В совокупности увалы и гряда как будто объединялись в огромную полудугу. Однако обращала на себя внимание «ненормальная» ориентировка Салехардских увалов под тупым, почти прямым углом к Полярному Уралу. Решающими оказались наблюдения В. И. Астахова (см. гл. II), согласно которым Юрибейская гряда распадается на ряд относительно невысоких всхолмленных массивов, каждый из которых имеет в общем околоширотное простирание. Отдельные гряды нередко образуют фестончатые дуги, обращенные к югу и даже западу.

Не менее результативны его исследования на Сопкейском «хребте», который представляет собой узкую валообразную возвышенность, состоящую из серии кулисообразных гряд шириной 0,3—1,5 км и высотой 40—60 м (отметки до 100—122 м). Впервые они были обнаружены в 1952 г. В. К. Хлебниковым, который дал их подробное описание и сделал заключение об их ледниковом происхождении. Сейчас установлено, что цепочка гряд имеет широтное простирание и продолжается далее на северо-восток вдоль Байдарацкой губы. Представлены они, по В. И. Астахову, преимущественно напорными моренами, состоящими из глин с очень незначительным содержанием кристаллических пород. В основании некоторых гряд отмечается локальная безвалунная морена, состоящая из брекчии ленточных глин и палеогеновых аргиллитов. Вдоль Полярного Урала встречаются многочисленные «бараньи лбы» с северной или северо-восточной ориентировкой длинных осей и дистальным скатом к югу. В. И. Астахов на основании приведенных данных делает заключение о движении ледников с Карского шельфа, причем Сопкейский «хребет» образован крупным языком, двигавшимся по Байдарацкой губе.

Центральным звеном в рассматриваемой системе краевых образований является так называемый «ориентированный грядовый рельеф» на территории Тазовского полуострова [Андреев, 1960]. Основные массивы гряд располагаются вдоль право- и левобережья р. Хадутте, долина которой имеет околоширотное простирание, а также на северной окраине Тазовского полуострова. Массивы приурочены к невысоким междуречьям с абсолютными отметками в среднем около 60 м и представляют собой системы кулисообразных параллельных гряд высотой до 10—12 м при ширине 100—300 м и длине до 1 км. Гряды группируются в линейно-вытянутые полосы северо-восточного и северо-западного направлений. С поверхности они сложены песками, нередко с включениями гравия

■ галек, а в ядрах — дислоцированными палеогеновыми глинами.

Формирование Хадуттэйских гряд связано, по нашему мнению, с напорной и гравитационно-изостатической деятельностью ледников. По типу строения и распространению в поле ледниковой аккумуляции они, несомненно, родственны грядам, описанным Ю. Ф. Захаровым [1965, 1968] в Зауралье. Гипотеза их неледникового, мерзлотного происхождения, выдвинутая Ю. Ф. Андреевым [1969], пока не получила серьезного подтверждения. Он полагал, что образование ориентированного линейно-грядового рельефа обусловлено «проявлением структур в поверхностном геологическом строении в условиях распространения многолетне-мерзлых глинистых пород» [там же с. 93]. Как правильно отметил С. Л. Троицкий (1975), мерзлотные процессы могли участвовать в моделировании гряд, но совершенно отсутствуют доказательства, что дислокации вызваны именно этими процессами.

Предположение о том, что поля грядового рельефа должны совпадать с тектоническими структурами, образованными мезокайнозойскими породами, слагающими верхний структурный этаж Западно-Сибирской плиты, не оправдалась. Скорее всего, Хадуттэйские гряды, так же как и другие подобные им формы, приурочены к выступам палеорельефа. В результате напорного воздействия ледников дочетвертичные породы в их пределах были смяты в так называемые «бескорневые» атектонические складки, иначе говоря, гляциодислокации.

Следы пребывания ледников на Тазовском полуострове были впервые систематизированы в 1959 г. Ф. А. Алявдиным и Н. П. Мокиным; последующие опровержения Ж. М. Белорусовой (1960), отрицающей покровные оледенения Тазовского полуострова, представляются нам недостаточно обоснованными. Морены и водно-ледниковые отложения были установлены и закартированы практически на всей территории полуострова. Помимо древних, Ф. А. Алявдин и Н. П. Мокин выделяли еще два позднеледниковых оледенения. Первое оставило морены и водно-ледниковые, а второе — только водно-ледниковые образования, которые разделены межледниковыми осадками предположительно казанцевского возраста. Поэтому Ф. А. Алявдин (1959) отождествлял первое верхнечетвертичное оледенение с тазовским. Тазовская морена была описана им на правом берегу Обской губы, южнее устья Ниж. Хадыты, где валунные суглинки и супеси обнажаются в нижней части берегового обрыва и перекрыты межледниковыми песками. Разрез фактически подобен тем, что изучались нами несколько западнее, на правобережье Надымской Оби [Архипов и др., 1977], где эта морена относится к раннезырянскому оледенению, а перекрывающие осадки — к каргинскому межстадиалу в широком смысле. Поэтому мы склонны думать, что более молодые отложения так называемого «второго верхнечетвертичного оледенения», по Ф. А. Алявдину, могут соответствовать максимальной стадии позднезырянского оледенения. Их преимущественно песчаный и песчано-галечниковый состав не обязательно свидетельствует исключительно о водно-ледниковом генезисе. Подобные осадки широко представлены среди конечно-ледниковых образований Салехардских увалов.

На основании сказанного мы предполагаем позднезырянский возраст хадуттэйских гляциодислокаций, хотя начало их формирования может относиться и к более ранним ледниковым фазам.

Далее к востоку, с правобережья Таза и бассейнов рек Мессояхи и Танама на Гыданском полуострове, начинается обширное поле покровного позднезырянского (послекаргинского) оледенения*, которое тянется далее через низовья Енисея и Таймырскую низменность к Средне-Сибирскому плоскогорью и горам Бырранга. В послевоенные 50-е годы оно

* В 50-е годы этот ледниковый покров считали докаргинским, или раннезырянским.

было закартировано как площадь развития основных и конечных морен, водно- и озерно-ледниковых осадков, слагающих моренные холмы и гряды, камы и озы, зандровые и моренные равнины и т. п.

Согласно представлениям тех лет, ледниковый покров состоял из двух главных языков: среднесибирского (путоранского) и таймырского, смыкавшихся в Таймырской низменности. Вместе эти ледники образовали краевую зону, которая рисовалась в виде огромной выпуклой к западу субмеридиональной полосы. Последняя начиналась на севере, на западном берегу Енисейского залива, пересекала Восточный Гыдан с северо-востока на юго-запад, огибая бассейн Танама и пересекая Мессояху в ее нижнем и среднем течении. Далее полоса краевых образований постепенно загибалась на юго-восток и намечалась по междуречью Таза, Бол. Хеты и Турухана, а затем пересекала Енисей и уходила к устью Сух. Тунгуски, прижимаясь к плоскогорью.

Такое субмеридиональное положение пояса краевых образований представляется, если допустить, что льды среднесибирского языка спускались с гор Путорана, двигались в широтном западном направлении, покрывая бассейны Турухана и Бол. Хеты и достигая правобережья Таза. Таймырские ледники, стекая с гор Бырранга, распространялись к югу, заполняя Таймырскую низменность; на Гыдане их растекание шло в юго-западном направлении; там они покрывали бассейны Танама и Мессояхи [Геоморфологическая карта Советской Арктики, 1959].

В последнее время появились новые данные о направлениях движения ледниковых потоков. Так, анализ обломочного материала в моренах, распространенных на территории Таймырской (Северо-Сибирской) низменности, позволил С. М. Андреевой (1978) сделать вывод о том, что ее западная часть покрывалась ледниковым щитом, двигавшимся с севера и северо-запада, с Карского шельфа. Мощность Карского щита она оценивает в 3 км. При таком допущении естественно предположить, что в максимум развития оледенения лед Карского щита переваливал через горы Бырранга и доходил до северного края плато Путорана. Здесь его продвижение задерживалось ледниковыми массами путоранского и анабарского покровов, а западнее, в низовьях Енисея, преграды уже не было.

Недавние детальные исследования Ю. Б. Файнера (устное сообщение) в бассейнах рек Курейки, Хантайки, Куломбэ показали, что путоранские ледники быстро теряли свое западное движение и заворачивали на юго-запад. Вероятно даже, что не все путоранские ледяные потоки пересекали Енисей. Так, по В. И. Астахову (1977), на Ниж. Енисее, в районе Усть-Порта и даже южнее, на междуречье Бол. Хеты с Тазом, грядово-холмистый рельеф был образован льдами, двигавшимися с севера. Оставленные ими холмы и гряды вписываются в общий пояс северо-восточного субширотного направления, включающий на западе Хадуттейские гряды, а на востоке — конечные морены в Таймырской низменности [Астахов, 1977; Гросвальд, 1977]. Если эта корреляция верна, то возраст всей этой полосы ледниковых образований, судя по радиоуглеродным датировкам в Таймырской низменности (устное сообщение Л. Л. Исаевой), послекаргинский, т. е. явно соответствует времени позднезырянского максимума. Напомним, что Салехардские увалы на западном продолжении пояса краевых образований имеют аналогичный возраст.

Представления о едином субширотном поясе краевых образований в определенной мере согласуются с данными геологосъемочных работ 50-х годов, доказывающими широкое развитие ледниковых образований не только на территории Восточного Гыдана (где рисовалось активное оледенение), но и Западного, где закартированы поля холмистого камового рельефа. Этот район вместе с Тазовским полуостровом и частью Ямала рассматривался как область «малоактивных ледников» [Геоморфологическая карта..., 1959]. Они занимали весь коридор между активными полями в приенисейской и приобской частях Западно-Сибирской

равнины и вместе с ними образовывали единый широтный фронт.

Не случайно поэтому в 50-е годы сторонником существования центра оледенения в области Карского шельфа был С. Г. Боч (1957), но, к сожалению, его идеи не получили тогда развития.

Принципиальное отличие между прежними и современными представлениями заключается в том, что сейчас предполагается оледенение Карского шельфа. Для такого заключения имеются прямые доказательства: затопление на дне Баренцева и Карского морей полей ледникового рельефа и ледниковых отложений [Дубнер, 1968], а также данные о путях переноса ледниковых валунов, направление ледниковых шрамов, конфигурации краевых ледниковых лопастей на севере Таймыра, Пайхое, Вайгаче и т. д., подробно рассмотренные в недавних работах М. Г. Гросвальда (1977) и В. И. Астахова (1976, 1977).

Итак, современные данные по ледниковой геологии и истории последнего оледенения с достаточной преемственностью с прежними представлениями дают веские доказательства сплошного оледенения севера Западной Сибири.

Г л а в а II

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОСЛЕДНЕГО ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ЕГО КРАЕВЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ

Краевые образования — основной источник сведений о динамике отступающих ледников. Пространственно-морфологический анализ сохранившихся маргинальных форм, подкрепленный геохронологическими данными, составляет главную базу стратиграфии плейстоцена и корреляции палеогеографических событий в классических древнеледниковых областях. В Западной Сибири эта база только закладывается. Предшествующие попытки наталкивались на слабую изученность конфигурации и внутренней структуры краевых образований [Архипов, Андреева и др., 1976]. Наряду с квалифицированными описаниями отдельных районов [Земцов, 1964; Троицкий, 1966] о краевых образованиях обширных пространств севера равнины имелись лишь разрозненные упоминания в отчетах по мелкомасштабной геологической съемке. Слабая изученность композиции краевых форм и преобладавшее среди геологов убеждение в том, что все осадки с морской фауной неледниковые, приводили к неверной диагностике и неопределенности самого понятия краевых образований (применительно к Западно-Сибирской равнине).

Сторонники ледникового происхождения холмисто-грядового рельефа равнины пытались в соответствии с господствующей гипотезой горных центров покровного оледенения объединять разрозненные ареалы маргинальных форм в периуральские и перипуторанские пояса [Геоморфологическая карта..., 1959; Карта четвертичных..., 1961; Стрелков, 1965; и др.]. Однако реальная конфигурация грядовых комплексов зачастую не соответствует очертаниям гипотетических уральского и среднесибирского ледниковых покровов, в чем нетрудно убедиться при анализе материалов геологической съемки, послуживших основой для палеогеографических реконструкций.

Такое положение давало почву для антигляциалистических интерпретаций холмисто-грядовых форм рельефа. В 60-х годах делались попытки приписать образование краевых гряд самым разным факторам — тектоническим, мерзлотным, гравитационным, эрозионным (Ю. Ф. Андреев, И. Л. Кузин, Н. Г. Чочна и др.). Однако «плюралистические» толко-



Рис. 1. Схема краевых ледниковых образований севера Западной Сибири и Урала.

1 — выходы глинистых мезокайнозойских пород, перекрытые абляционной мореной (ядра гляциоантиклиналей); 2 — абляционный комплекс (камы, озы, насыпные морены); уровни приледниковых водоемов; 3 — V (абс. отм. 85—105 м), 4 — IV (60—75 м) и III (40—55 м) нерасчлененные, 5 — II (20—35 м) и позднеледниковые нерасчлененные; 6 — горно-ледниковый рельеф альпийского типа; 7 — экзарационный рельеф Уральского полуокровного оледенения; 8 — отдельная гряда ассимиляционной морены; 9 — параллельно-грядовый рельеф линейных гляциоисложения; 10 — следы движения льда («сcurчавые» скалы, друмлины, флютинг-морены); предполагаемые границы ледниковых покровов стадий: 11 — надымской, 12 — хадуттской, 13 — танамской, 14 — ямало-гыданской.

Краевые комплексы (цифры в кружках): 1 — роговской, 2 — лемвинский, 3 — верхнекарский, 4 — собский, 5 — салехардский, 6 — Сопкей, 7 — Глиняный пояс, 8 — Песчаный пояс, 9 — Хадуттские гряды, 10 — Ольховый хребет, 11 — верхнетанамский, 12 — Гыданская гряда, 13 — малохетский, 14 — игарский, 15 — Рубча, 16 — верхнетуруханский, 17 — Хектама, 18 — среднетуруханский, 19 — Денежкино, 20 — Ангутиха, 21 — Большехетская гряда, 22 — Лыдце, 23 — Наркай, 24 — Костино.

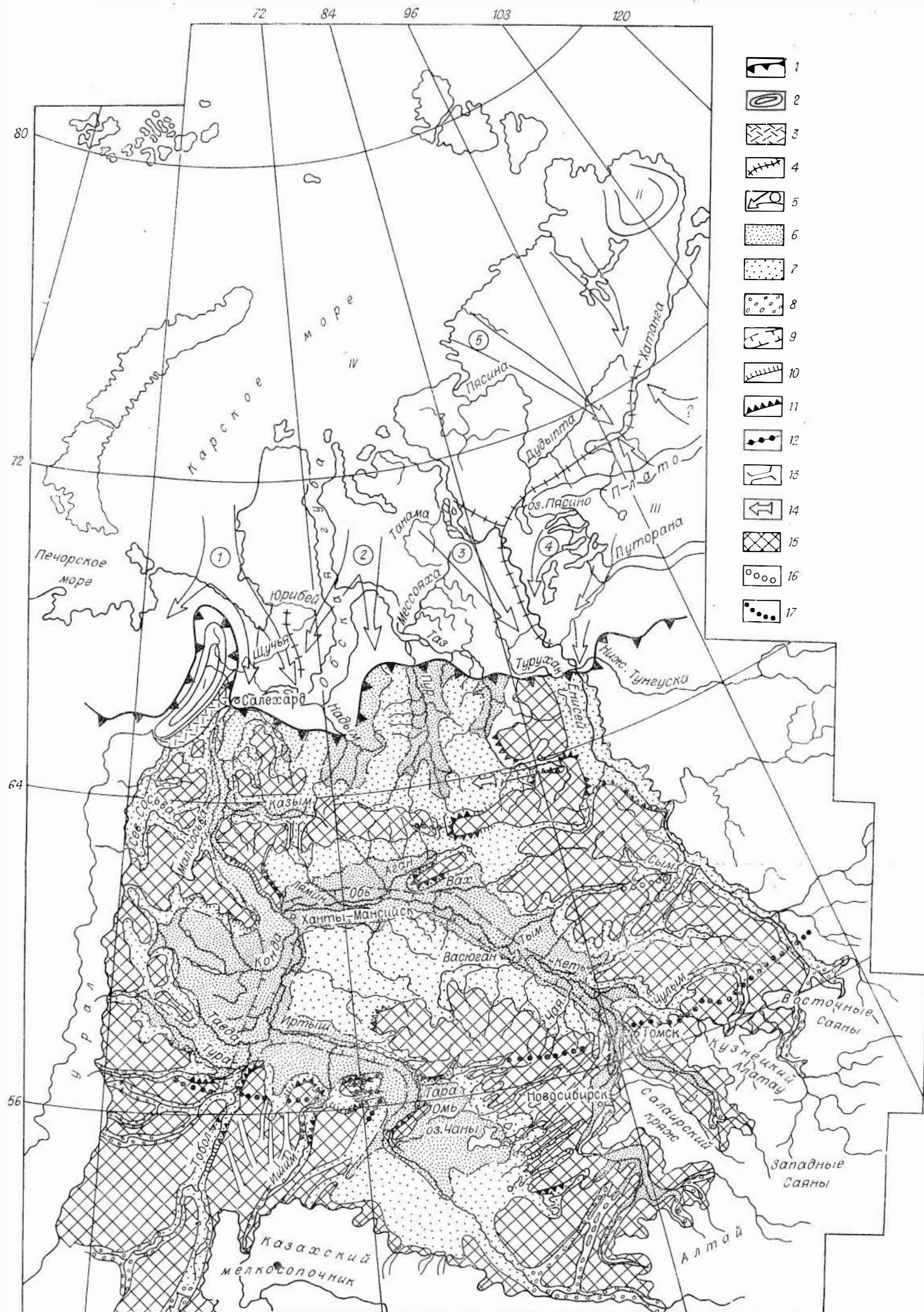


Рис. 26. Палеогеография Западно-Сибирской равнины (карта-схема) в максимум позднезырянского оледенения (22—17 тыс. лет). Составили С. А. Архипов, В. И. Астахов, И. А. Волков.

1 — граница позднезырянского оледенения; 2 — области горно-долинной и покровного горного оледенения; 1 — горы Полярного Урала, II — горы Бырранга, III — пуроранский покровно-ледниковый комплекс, IV — ледниковый покров континентального шельфа; 3 — область предгорного оледенения; 4 — вероятные границы ледоразделов; 5 — предполагаемые направления ледниковых потоков: байдарцого (1), ямало-тазового (2), гыданского (3), пуроранского (4), северотаймырского (5); область озерной седиментации: 6 — глубоководные участки дна, 7 — отмели и прибрежные участки полупрудно-озерных бассейнов, 8 — подтопленные приустьевые участки долин, 9 — крупные затопленные долины, 10 — высокие берега подпрудно-озерного бассейна, 11 — абразионные и затронутые абразией эрозионные уступы; 12 — береговые валы и косы, 13 — озерные проливы, 14 — пороги стока озерных вод; область денудации: 15 — с преобладанием выветривания и склоновых денудационно-аккумулятивных процессов, 16 — северная граница глубокого протаивания многолетней мерзлоты, 17 — северная граница широкого развития золотых процессов.

озерной седиментации: 6 — глубоководные участки дна, 7 — отмели и прибрежные участки полупрудно-озерных бассейнов, 8 — подтопленные приустьевые участки долин, 9 — крупные затопленные долины, 10 — высокие берега подпрудно-озерного бассейна, 11 — абразионные и затронутые абразией эрозионные уступы; 12 — береговые валы и косы, 13 — озерные проливы, 14 — пороги стока озерных вод; область денудации: 15 — с преобладанием выветривания и склоновых денудационно-аккумулятивных процессов, 16 — северная граница глубокого протаивания многолетней мерзлоты, 17 — северная граница широкого развития золотых процессов.

вания генезиса западносибирских гряд не могут серьезно рассматриваться после того, как выяснилось, что холмисто-грядовые комплексы образуют в пространстве единую систему и, следовательно, связаны общим происхождением. Возвращение на новом уровне к гляциалистической трактовке холмисто-грядовых форм рельефа сделалось возможным после мелко- и сверхмелкомасштабных космических и высотных съемок. Использование объективно генерализованных изображений ландшафта позволило впервые одновременно рассмотреть крупные ансамбли краевых образований и отказаться от ненадежной картографической генерализации их разрозненных фрагментов.

Первое применение высотных аэрофотоснимков для изучения плейстоценовой толщи сразу же обнаружило такие черты краевых комплексов Приенисейской Сибири, которые полностью противоречат традиционной схеме исключительно среднесибирского происхождения среднеплейстоценовых морен. Изучение вещественного состава подтвердило преимущественное движение льда на юго-восток вверх по уклону местности на восточной окраине низменности [Астахов, Файнер, 1975]. Эти и другие аэрогеологические данные заставили автора провести ревизию литературных источников и вернуться к идеям В. А. Обручева и И. А. Молчанова о громадных ледниковых щитах в среднем плейстоцене на низменном побережье Западной Сибири. Анализ конфигурации грядовых форм рельефа вместе с разрозненными данными о вещественном составе заполярного плейстоцена привел к выводу, что основной центр покровного оледенения располагался на Карском шельфе также и в позднем плейстоцене [Астахов, 1976]. Этот вывод оказался в хорошем соответствии с теоретическими реконструкциями позднеплейстоценового Арктического ледникового покрова и получил поддержку палеогляциологов [Гросвальд, 1977; Hughes *et al.*, 1977].

Нами описывается та часть системы краевых образований, которая может иметь отношение к позднеплейстоценовому оледенению. Не рассматривается прекрасно выраженный в рельефе и разрезе маргинальный пояс Сибирских увалов, так как он почти всеми исследователями относится к среднему плейстоцену. При нанесении на карту краевых образований последнего оледенения (см. вкладку, рис. 1) использовались главным образом материалы дистанционных съемок, дешифрирование которых опиралось на литературные источники, данные мелкомасштабного геологического картирования и детальные наблюдения автора на отдельных участках на Ямале, Полярном Урале и в Приенисейской Сибири.

В прослеживании краевых образований огромную помощь оказали космические снимки типа «Ландсат» (геометрическое разрешение на местности до 100 м, обзорность около 35 000 км²). Наиболее сложные для истолкования области изучались по высотным аэрофотоснимкам с высоким разрешением (масштаб 1 : 100 000—1 : 200 000). Это районы Полярного Урала, Ямала и приенисейская полоса к югу от р. Хантайки. На северную часть Гыданского полуострова (севернее Гыданской гряды), Тазовский полуостров, верховья Назыма и Пура, междуречье Таз — Турухан в распоряжении автора не было фотоматериалов хорошего качества. Поэтому краевые образования здесь нанесены только по данным мелкомасштабных геологических съемок с использованием для контроля сверхмелкомасштабных космических снимков типа «Метеор» и топографических карт. Контуры этих маргинальных комплексов, конечно, гораздо менее точны по сравнению с приуральской и приенисейской зонами.

Перед тем, как перейти к региональному обзору краевых образований, кратко охарактеризуем их основные генетические и морфологические разновидности. Это необходимо потому, что в Западной Сибири имеются как обычные для любой области древнего покровного оледенения формы, так и их местные вариации, обусловленные особенностями геологического строения ледникового ложа.

Былое положение края льда маркируется холмисто-грядовыми формами рельефа, наклонными зандровыми полями, маргинальными ложбинами стока, террасами приледниковых водоемов. Из-за первичного наклона равнины в сторону фронта льда зандры и маргинальные каналы в Западной Сибири встречаются довольно редко. Зато широчайшее распространение приобретают следы абразионно-аккумулятивной деятельности приледниковых водоемов в подпруженных ледником речных долинах. Осадки таких водоемов представлены маломощными пачками тонко- и ритмично-слоистых песков, супесей и суглинков, иногда ленточных глин. Террасовидную форму уровни приледниковых водоемов имеют только в долинах крупных рек, где перигляциальные озерные осадки прикрывают ранее выработанные площадки аккумулятивных и цокольных речных террас. При выходе на междуречья подпрудно-озерные осадки формируют плоские интенсивно заболоченные равнины без явно выраженного тылового шва.

В северной части Западно-Сибирской низменности подпрудно-озерные (или «озерно-аллювиальные») отложения с холодной палеоклиматической характеристикой описаны разными исследователями на нескольких гипсометрических уровнях от 20 до 100 м абс. высоты. Наиболее устойчиво выдерживаются уровни II террасы (иногда называемой «каргинской») с отметками 25—35 м, III террасы — с отметками 40—55 м, IV — с отметками 60—75 м и V — с отметками 85—105 м.

Почти все эти террасы являются цокольными и несут только маломощный (5—10 м) покров озерных осадков и такой же мощности чехол лессовидных супесей. Большая мощность (до 30—35 м) аллювиальных и озерных отложений отличает III террасу (II по другим схемам), которая выделяется также исключительно однообразными абсолютными отметками поверхности, сохраняющимися на уровне 40—45 м по Оби от устья Иртыша до Южного Ямала [Зайонц, Зилинг, 1972; Иоффе, 1974]. Эта терраса служит маркирующим уровнем, так как хорошо коррелируется по разрезу, высотным отметкам и положению в рельефе с фарковской озерно-ледниковой равниной и фрагментами 40—50-метровой террасы Ниж. Енисея, прослеженными до ст. Потапово [Архипов, 1971]. В практике геологических исследований 40—50-метровая терраса Енисея нередко принимается за каргинскую, однако последняя в стратотипах низовьев Енисея и Мал. Хеты имеет ярко выраженный цокольный характер и отметки поверхности, не превышающие 35 м [Троицкий, 1967; Кинд, 1974]. Два уровня перигляциально-аллювиальных террас позднеледникового времени выделяет и С. А. Архипов в районе Игарка — Ермаково на отметках 40—50 и 30—35 м [Архипов, 1971].

Наименее изучена IV терраса, которая нередко образует отчетливо самостоятельный уровень на отметках 60—70 м, но почти не дает приречных обнажений. Озерно-аллювиальные осадки с мощным (до 7 м) лессовидным чехлом на цоколе среднеплейстоценовых морен известны в разрезах у ст. Мирное на Енисее [Архипов, Матвеева, 1964] и Карымкарского Яра на Оби [Ледниковая геология..., 1978].

Преимущественно песчаные отложения V террасы описывались обычно в качестве межледникового аллювия: яльбинская толща — по Ю. Ф. Захарову (1965), III надпойменная терраса Енисея — по С. А. Архипову (1960), IV — по С. А. Архипову и О. В. Матвеевой (1964). Однако верхи разреза этого уровня сложены ленточно-слоистыми песками и супесями с холодными спорово-пыльцевыми спектрами [Архипов, Матвеева, 1964; Алядин, 1959], а на «Карте четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности» (1961) осадки V террасы показаны как озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения эпохи тазовского оледенения.

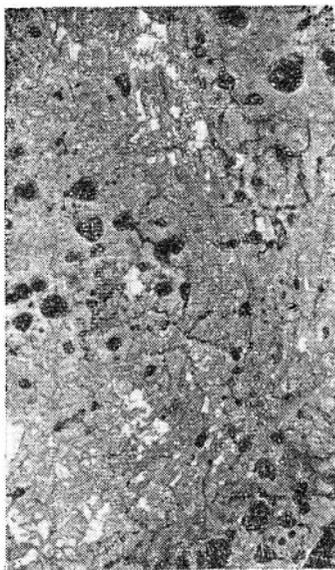


Рис. 2. Параллельно-грядовый рельеф чешуйчато-надвиговой морены Песчаного пояса (Ямал). Аэрофотоснимок мелкого масштаба.

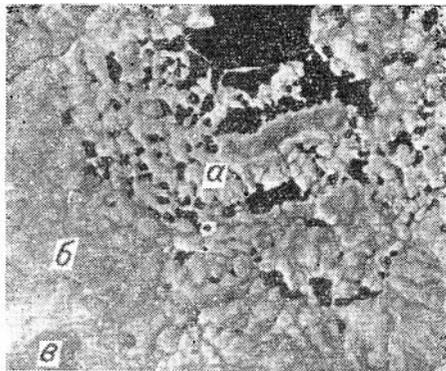


Рис. 3. Налегашпе сопкейских морен на палеозойске породе восточного склона Урала. Аэрофотоснимок мелкого масштаба.

а — холмисто-грядовый рельеф, сложенный слабо завалунными суглинками мощностью до 30 м; б — экзарационная поверхность; в — нунатак с нагорными террасами на плоской вершине.

Наиболее существенной для реконструкции ледникового покрова чертой озерных террас является их географическое распространение, отчетливо указывающее на их связь с ледниковыми стадиями. С юга на север высокие террасовидные поверхности последовательно выпадают из лестницы террас, маркируя прерывистый спад уровня приледниковых водоемов. Так, V уровень отмечен только южнее 65° с. ш., а IV не встречается севернее Полярного круга. Эти факты в совокупности с расположением холмисто-грядовых комплексов дают основание для определения фронта отступающего ледника.

Холмисто-грядовые формы мезорельефа составляют единый генетический ряд линейных (фронтальных) краевых образований. По имеющимся данным отчетливо выделяются два класса: насыпные и напорные (рис. 2—5).

Насыпные формы в виде песчано-галечных холмов высотой до 15—30 м в центральных частях низменности осложняют рельеф крупных междуречных возвышенностей, таких как Гыданская гряда [Соколов, 1960]. Абляционные комплексы в типичном виде камовых плато и озон развиты в основном по окраинам низменности, в зонах контакта ледникового края с расчлененным рельефом субстрата. Наиболее яркие и хорошо сохранившиеся озерно-камовые ландшафты известны вдоль долины Енисея (см. рис. 1), где они описывались в качестве краевых образований ньяпанской стадии Путоранского ледника [Волкова, Шурыгин, 1964; Стрелков, 1965]. Поля абляционных морен в Енисейской впадине отмечают маргинальные полосы мертвого льда, образовавшиеся при быстрой рецессии маломощного ледника в условиях весьма неровного ложа.

Насыпные осцилляционные морены в Западной Сибири практически мало известны, так как описывавшиеся в качестве таковых параллельные гряды (М. Н. Бойцов, С. А. Стрелков, В. С. Чекунова и др.) впоследствии оказались дислокациями субстрата. К ним, вероятно, можно отнести серию песчаных дугообразных гряд, обнаруженных на аэрофотоснимках вдоль долины Енисея (см. рис. 4, 5). Не исключено насыпное происхождение некоторых конечных морен спускавшихся по уклону горных ледников (Собский амфитеатр, Мундуйские морены — см. рис. 1). В целом же для Западной Сибири в связи с преобладающим движением льда вверх

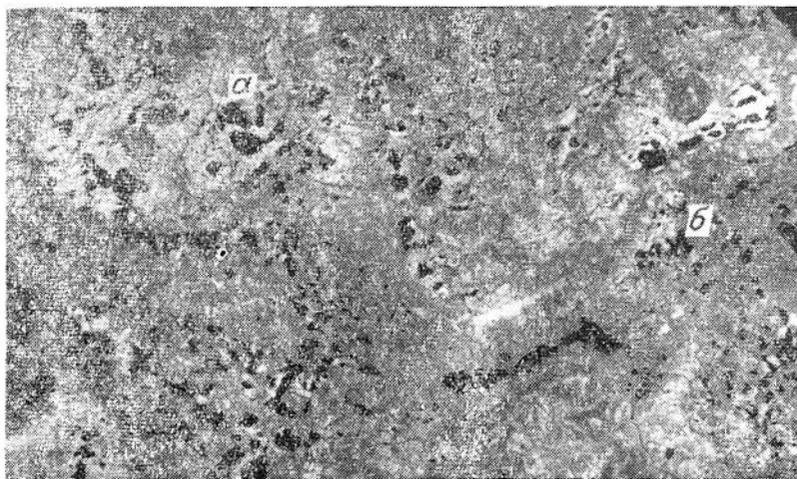


Рис. 4. Отпечаток ледникового языка пгарской стадии на левобережье Енисея. Аэрофотоснимок мелкого масштаба.

а — глицинодепрессия; б — насыпная гряда, ооконтуривающая меридиональный ледниковый язык.

по уклону и малой механической прочностью субстрата наиболее показательны напорные краевые образования.

Среди напорных образований реже всего встречаются ассимиляционные морены, состоящие из перемещенных и перемешанных ледником рыхлых отложений, уже утерявших свою первичную структуру. Это отчетливо выраженные дугообразные валы высотой от 10 до 60 м, сложенные переложенными суглинками основной морены, брекчированными озерноледниковыми глинами и пакетами флювиогляциальных песков. Наблюдаются по краям низменности на выступах палеозойского цоколя, выглаженных быстро двигавшимся льдом. Ассимиляционными моренами представлены краевые гряды Собского амфитеатра [Алявдин, 1959], изучавшаяся автором гряда Сопкей (см. рис. 3), некоторые описанные С. Л. Троицким (1966) западнотаймырские морены, образования пугоранских ледников.

Менее ассимилированным материалом сложены чешуйчато-надвиговые морены типа изученной автором гряды Хандыхой на Южном Ямале (см. рис. 2). В рельефе они образуют резкие дуги сближенных параллельных гряд, выполненных надвинутыми друг на друга пакетами и чешуями перемятых рыхлых пород ложка, включая предфронтальные зандры и основную морену. Характерен асимметричный профиль, отражающий боковое давление льда, причем проксимальный склон положе, в то время как у ассимиляционных морен он нередко круче. Чешуйчато-надвиговые конечные морены встречаются спорадически и отмечают наиболее активно двигавшиеся по рыхлому субстрату ледниковые языки. К ним, вероятно, относятся и некоторые из гряд юга Тазовского полуострова, где зафиксированы надвиги палеогена на четвертичные отложения [Андреев, Белорусова, 1961].

Еще меньшее воздействие ледника на неконсолидированные породы ложка отражено в неоднократно описанных линейно-складчатых дислокациях рыхлых пород [Захаров, 1970; Троицкий, 1975]. Этот самый распространенный в Западной Сибири тип краевых образований на поверхности выражен сериями параллельных гряд высотой 5—15 м, образующих в плане дуги большого радиуса, реже полуэллипсы. Линейно-складчатые глициодислокации (известные в Белоруссии как «глициотектонические гирлянды» [Левков, 1978]) очень часто совпадают с выступами подсти-

лающих глинистых пород — четвертичных или мезозойско-палеогеновых. Разрезы их можно наблюдать в многочисленных обнажениях западных берегов Ямальского и Тазовского полуостровов и Енисейского залива.

Самые крупные краевые формы несут лишь локальные следы бокового напора льда. Это протяженные, слабо изогнутые в плане выступы пород платформенного чехла, которые можно назвать гляциоантиклиналями. Они образуют валообразные пологие гряды высотой иногда более 100 м с асимметричным профилем; обращенные к югу скаты, как правило, круче. Нередко гляциоантиклинали картировались как «локальные структуры», так как в их ядре обычно выходят глинистые толщи более древних пород мезозоя — палеогена или четвертичных отложений типа «санчужовской свиты». Крылья антиклиналей часто осложнены параллельно-грядовым рельефом, а на своде разбросаны песчаные холмы абляционной морены. Наиболее типичные гляциоантиклинали — Мужинский Урал, локальные складки Тазовского полуострова, Ольховый хребет, Большехетская и Гыданская гряды, центральная часть Сибирских увалов. На рис. 1 они изображены в виде выходов глинистого субстрата. Образование линейных, не согласующихся со строением фундамента (т. е. бескорневых) складок Западной Сибири связано, видимо, не столько с боковым напором фронта льда, сколько с гидростатическим давлением мощных ледяных масс, вызвавшим линейный глиняный диапиризм и формирование валообразных вздутых платформенного чехла вдоль края льда. Механизм этого процесса подробно рассмотрен М. С. Гросвальдом и Д. Я. Иоффе (1973). Последующие подвижки ледникового края могли усложнять антиклинальные валы формами шарьяжно-надвиговой гляциотектоники.

Все перечисленные типы краевых образований связаны между собой переходными формами и практически не встречаются обособленно. В каждом крупном маргинальном комплексе можно встретить комбинацию из всех разновидностей краевых форм, отражающих влияние статической ледниковой нагрузки, бокового давления и таяния льда в процессе дегляциации. Структура краевых комплексов усложняется еще наклонными зандровыми полями, переходящими в предфронтальные озерные поверхности, и зафронтальными озерными бассейнами — следами вытаивания языков мертвого льда. Такие полные краевые ансамбли можно видеть на Южном Ямале (район оз. Яррото) и на Гыдане (Ольховый хребет, Верхнетанамский амфитеатр — см. рис. 1).

Рассмотрение территории севера Западной Сибири и Урала по космическим и высотным снимкам вполне определено показало, что различные положительные формы рельефа вкуче с крупными озерными впадинами образуют закономерную систему параллельных поясов с субконцентрической по отношению к Карскому побережью ориентировкой. Тесная

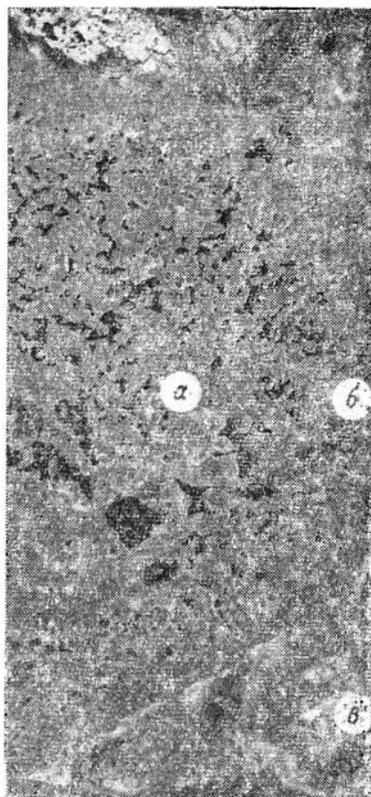


Рис. 5. Отпечаток ледникового языка стадии Делювино на правобережье Енисея. Аэрофото-снимок мелкого масштаба.

а — камовый ландшафт; б — насыпная гряда, огибающая обращенный к востоку фронт ледникового языка; в — зандровые поля.

пространственная связь аккумулятивных холмов, линейных дислокаций субстрата, локальных складок, террасовых уровней, реликтовых озер сближает их с формами рельефа других областей древнего оледенения и позволяет использовать их для реконструкции ледниковых лопастей и языков, невзирая на местные западносибирские особенности вещественного состава краевых комплексов.

ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ И ПРИБОЬЕ

Наиболее поразительный факт, с которым пришлось столкнуться при дешифрировании мелкомасштабных аэрофотоснимков Полярного Урала,— крайне ограниченное количество следов автохтонного уральского оледенения. Для западного склона Урала этот факт частично был установлен уже в начале 60-х годов, когда при геологической съемке выяснилось, что морены горных ледников не выходят из гор далее первых километров и тем более не образуют предгорных покровов [Гессе и др., 1963].

Отмеченные на космических снимках языковые бассейны со свежим озерно-холмистым ландшафтом вытянуты вдоль Урала, а краевые моренные гряды располагаются перпендикулярно уральской структуре. Наиболее эффектный ледниковый амфитеатр в южной части Полярного Предуралья вытянут вдоль р. Бол. Роговой с северо-востока на юго-запад и включает серию концентрических напорных гряд, тянущихся вдоль р. Лек-Перцета и замыкающихся у устья Бол. Роговой. К северу полоса заозеренного ландшафта гляциодепрессии расширяется, а маргинальные гряды в истоках Бол. Роговой приобретают вид субширотной выпуклой к югу дуги на правобережье Ельца, упираясь восточным флангом в горный массив горы Енганэзэ (см. рис. 1). Последний представляет собой останец оттекания с выглаженной двигавшимся с севера покровным льдом плоской вершиной. Только восточная его окраина с отметками более 700 м имеет вид скалистого нунатака с альпийской скульптурой. Продольное направление имеет и большинство крупных трогов Полярного Урала, которые, пересекаясь с поперечными узкими трогами, образуют характерный рисунок сетчатого оледенения.

На аэрофотоснимках у самого подножия хребта заметны также разрозненные подковообразные гряды субширотного простираения или даже обращенные выпуклостью к горам (Лемвинский амфитеатр, левобережье Ельца). Наиболее свежий, совсем не затронутый речной эрозией холмисто-озерный ландшафт образует обращенную к югу дугу, протягивающуюся от горы Пембой к горе Хойдыпэ и замыкающуюся с юга меридиональную гляциодепрессию р. Кары (см. рис. 1).

На восточном склоне Урала молодые морены местных ледников развиты более широко, хотя и намного скромнее по масштабам, чем это можно видеть на большинстве палеогеографических схем позднеплейстоценового оледенения. Так, предгорные ледниковые амфитеатры совсем не встречаются у подножия Приполярного Урала. Замеченные на снимках напорные дуги обращены здесь дистальным склоном на юг и юго-запад и, вероятно, не имеют отношения к позднеююрмскому оледенению. Во всяком случае, описанная Ф. А. Алявдиным подпрудно-ледниковая равнина позднего плейстоцена (Кемпаж-Ляпинское полевье) подходит непосредственно к подошве Народо-Итйинского Урала и врезается в вытянутые вдоль фронтов гор ледниковые амфитеатры. Последние могут относиться либо к ранним стадиям позднеплейстоценового, либо к поздним стадиям среднеплейстоценового транзитного оледенения Западной Сибири.

Прекрасно выраженные в рельефе выпуклые к юго-востоку моренные гряды окаймляют восточный склон Урала только в районе р. Войкар и севернее. К ним примыкает с северо-востока полоса сниженных предгорий

с очень характерным свежим рельефом «курчавых скал» и экзарационных озер, свидетельствующих о том, что долинные ледники Полярного Урала при слиянии образовывали здесь предгорный покров аляскинского типа. Этот рельеф прослеживается вдоль Урала на север, однако не встречается южнее р. Ламбьеган. Экзарационные формы последнего оледенения у Полярного круга легко отличаются от среднеплейстоценовых на $62^{\circ}30'$ с. ш.

Весьма существенно то обстоятельство, что краевые гряды восточно-уральского автохтонного покрова прекрасно выражены только на отметках выше 80 м. Ниже их очертания расплываются, на склонах появляются многочисленные делли, озерно-рытвинный микрорельеф сменяется плоскими болотами с мелкими озерами. Это явные следы воздействия отмеченного Ф. А. Алявдиным (1959) подпрудно-ледниковой водоема, береговая линия которого проходит примерно по 80-й горизонтали. На той же отметке проходит граница плоской заозеренной озерно-аллювиальной равнины правобережья Оби и щитовидной расчлененной долинами Полуийской возвышенности с редкими песчаными грядами. Эта равнина несет маломощный (5—10 м) покров ленточно-слоистых суглинков и песков [Алявдин, 1959].

Более высокая уплощенная поверхность с отметками до 100 м (V терраса) широко распространена в истоках рек Куноват и Полуий, а по Оби ее тыловой шов хорошо прослеживается южнее р. Сыни и особенно в районе Березово на восточных скатах левобережных материков [там же]. Очевидно, она не связана с моренами Собского амфитеатра (собская стадия зырянского оледенения, по Ф. А. Алявдину), а является более древней.

Морены Собского полупокровного ледника на север прослеживаются только до Лабитнанги. Здесь они переходят в широтный пояс сильно расчлененных эрозией морен Салехардских увалов. На аэрофотоснимках правобережья Оби наблюдается целая серия параллельных дугообразных гряд, обращенных вышуклостями на юг, иногда на юго-восток и юго-запад (мыс Салемал). По данным В. С. Чекуновой (1953 г.), гряды эти сложены маловалунными суглинками и песками и сопровождаются гляциодислокациями [Архипов и др., 1977]. В. С. Чекунова считала эти параллельные гряды осцилляционными моренами, однако морфологически они ничем не отличаются от напорных морен Ямала и Тазовского полуострова, сложенных дислоцированными породами ледникового ложа.

Указанная выше 70—80-метровая поверхность подпрудного водоема (IV терраса) не прослеживается севернее Салехардских увалов. В суженную у Полярного круга долину Оби проходят только более низкие субгоризонтальные площадки. Из них наиболее широко развита заозеренная поверхность с отметками 40—50 м (III терраса), которая резко расширяется в низовьях р. Щучьей. Здесь она с отчетливым абразионным уступом по 60-й горизонтали врезается в следующий к северу конечный-моренный комплекс Сопкейской гряды. В районе Салехарда терраса несет только 5—8-метровый чехол песчаных отложений [Архипов и др., 1977].

На левобережье Оби III терраса описывалась В. К. Хлебниковым и В. С. Чекуновой как солгманская. В ее разрезе здесь появляются пачки ленточных глин с толстыми зимними прослоями. К северу они замещаются песками с переотложенными диатомовыми и пыльцевыми комплексами и затем без видимого уступа переходят в зандровое поле следующего за Сопкеем конечного-моренного пояса в верховьях р. Таилова и у оз. Яррото. В приобской части сангманской террасы на аэрофотоснимках можно наблюдать на небольших (30—45 м) абсолютных отметках типичный для полей мертвого льда холмисто-мелкоозерный ландшафт (междуречья Щучья — Ходыта — Яда — Яходыха). В совокупности с малой мощностью террасовых отложений и пачками ленточных глин в понижениях рельефа это может указывать на приледниковый характер водоема, в ко

тором сохранились глыбы мертвого льда, оставшегося после отступления ледника салехардской стадии. Неоднократно описывавшиеся в низах сангомпаевской террасы сортированные пески с «войлочными» прослоями растительного детрита и таежными спорово-пыльцевыми спектрами [Лазуков, Соколова, 1959], очевидно, слагают цоколь и отделены от собственных осадков террасы стратиграфическим перерывом.

Сопкейская конечно-моренная гряда представлена наиболее свежим скоплением холмов и озер из тех, что встречаются вдоль Оби. По наблюдениям автора, она сложена в основном темно-серыми, почти безвалунными суглинками со множеством раздробленных обломков ленточных глин и опоквидных пород, ассоциирующими с ними песчано-галечными отложениями мелких камов, а также линзами озерных супесей и суглинков. Мощность краевого комплекса не менее 60 км. К западу, при переходе субширотной гряды шириной 3—7 км и высотой около 60 м на скальный пьедмонт Полярного Урала (см. рис. 3), отметки ее гребня повышаются от 100 до 200—250 м, а мощность слагающих осадков уменьшается до 30—40 м. Однако и здесь почти до фронта высоких альпийских массивов крупных уральских валунов в морене почти нет. Сопкейская гряда сопрягается с меридиональными экзарационными поверхностями, развитыми в горах на высотах до 500 м. Молодые субширотные трогги врезаются в эту поверхность и поэтому явно моложе, а их валунно-галечные морены не выходят из гор далее первых километров. Размеры ледникового комплекса Сопкея, редкость грубых обломков, отсутствие связи с узкими горными троггами, а также ориентировка длинных осей валунов указывают на меридиональное движение материковых льдов вдоль Урала. Выпуклая к востоку часть Сопкея в широтной петле р. Щучьей является, скорее, межлопастной мореной так как приурочена к узкому дугообразному выступу пород палеозойского цоколя.

Еще отчетливее северное происхождение ямальских морен выясняется при рассмотрении следующего к северу краевого комплекса, который протягивается дугой от фактории Лаборная севернее широтной петли р. Щучьей в истоки Танлова. Здесь очень четко выражены валообразные гряды высотой до 30 м, сложенные темными суглинками с редкой галькой, и многочисленные камовые поля. На выступе палеозойских известняков нами обнаружено большое количество борозд и «бараньих лбов», пологие склоны которых ориентированы в северных румбах (см. рис. 1). Измерения ориентировки валунов в широтной петле р. Щучьей показали согласующаяся с этими данными направление движения льда с северо-северо-востока из района Байдарацкой губы. Ледниковые борозды огибают северную оконечность Урала и прослеживаются по аэрофотоснимкам до горы Константиянов Камень. Западнее радиальные ледниковые формы и линии разноса валунов пересекают Пай-Хой и указывают на движение льда из Байдарацкой губы на юго-запад [Воронов, 1951].

Таким образом, описанный ансамбль краевых форм отчетливо обрисовывает движение льдов Байдарацкого потока с севера на юг, вдоль оставшихся нупатаками альпийских массивов Полярного Урала (см. рис. 1).

В центре Южного Ямала глинистые субширотные гряды переходят в напорные гряды песчаного состава и северо-восточного простиранения (водораздел рек Танлова и Еркуты). Восточнее, в районе крупнейших озер Ямала системы Яррото, морфология и ориентировка гряд меняются. Здесь преобладают параллельные гряды до 100 м абс. высоты, подковообразно охватывающие с запада и юга впадины озер Тэтанто, Менгакото, Яррото и др. (см. рис. 1 и 2). Изучавшаяся нами система наиболее высоких параллельных гряд, замыкающих с запада оз. Тэтанто (возвышенность Хандыхой), оказалась сложной и интенсивно дислоцированными, вплоть до надвигов и шарьяжей, подстилающими межледниковыми (?) и флювиогляциальными песками с небольшими (до 8 м) линзами почти безвалунных оскольчатых глин и галечников. Массовые измерения элементов залега-

ния слагающих осадков показали хорошее соответствие углов падения и поперечного профиля гряды Хандыхой. Все это однозначно указывает на сильное боковое давление языков надвигавшегося с северо-востока ледника на субстрат четвертичных отложений. Располагающиеся в тылу параллельных гряд крупнейшие озера, вероятно всего, — остатки омертвевших ледниковых языков.

Таким образом, в центре Южного Ямала можно видеть зону стыка двух ледниковых потоков — Байдарацкого и Гыданского, — которая фиксируется песчаным угловым массивом с гляциодислокациями по краям на междуречье Паеатайха — Юрибей (см. рис. 1). Напорные морены Байдарацкого потока сложены большей частью маловалунистыми суглинками и выделяются нами в качестве Глиняного пояса. Гляциотектонические гирлянды системы Яррото — Тэтанто образуют Песчаный пояс краевых образований.

При геологической съемке все эти образования вместе с Сопкейской грядой выделялись М. Н. Бойцовым, В. К. Хлебниковым в сопкейскую стадию, которая продолжается полосой грядового рельефа на севере Тазовского полуострова. Согласно нашим наблюдениям, Сопкейская гряда — несколько более древнее образование, промежуточное по возрасту между Салехардскими увалами и моренами Глиняного и Песчаного поясов. Об этом свидетельствуют резкий абразионный контакт III террасы с Сопкеем и отсутствие такового на дистальном склоне Песчаного пояса.

Надпойменная терраса III не прослеживается на север далее $68^{\circ}10'$ с. ш. и, очевидно, отмечает приледниковый водоем эпохи стояния фронта льда вдоль Глиняного и Песчаного поясов. Аналогичная терраса отсутствует на побережье Байдарацкой губы, где на этой высоте наблюдаются отчетливые параллельные гряды (оз. Хэто). Близкая по высоте к III террасе поверхность на мысе Марресале сложена более древними интенсивно дислоцированными осадками с межледниковыми спорово-пыльцевыми спектрами [Гуртовая, Троицкий, 1968], в то время как отложения чехла «сангомганской» террасы залегают горизонтально и содержат преимущественно переотложенную третичную пыльцу и отдельные зерна пыльцы тундровых растений (В. К. Хлебников и др., 1953 г.).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ НИЗМЕННОСТИ

Краевые гряды в центральной арктическом секторе Западной Сибири сильно размыты водами приледниковых водоемов и изучены слабо. Однако по данным геологической съемки 50-х годов (М. Н. Бойцов, Ф. А. Алявдин, С. П. Альтер и др.) в южной части Тазовского полуострова выделяется целая система обращенных к югу фестонов параллельных гряд так называемой хадуттэйской стадии, которые названные исследователи трактовали в качестве осцилляционных морен. Исследованиями Ю. Ф. Андреева установлено, что эти гряды сложены сильно дислоцированными палеогеновыми породами. Этот исследователь толковал их как мерзлотные образования [Андреев, Белорусова, 1961]. Размах дислокаций и их интенсивность (Ю. Ф. Андреевым описаны надвиги палеогена на четвертичные отложения), закономерная пространственная связь с параллельными грядами на побережье Обской губы и с валунистыми супесями и песками заставляют признать их за гляциотектонические гирлянды, аналогичные южноямальским, но сложенные другим матерьялом.

Зырянские валунистые суглинки, слагающие моренные гряды северо-западного и северо-восточного простираний длиной до 3 км, описаны В. С. Чекуновой в 1953 г. на правом берегу Надыма против устья Лев. Хеты. В районе пос. Надым и по Прав. Хете имеется сильно размытый подпрудными водами мелкохолмистый рельеф. Наконец, на правом берегу Ярудея также В. С. Чекуновой в верхнеплейстоценовых отложе-

ниях описаны асимметричные складки, опрокинутые на юго-восток. Надымский краевой пояс размыт водами подпрудного водоема с отметками 50—80 м, и вероятно, близко по возрасту салехардским моренам.

Озерно-аллювиальные террасы (примерно с теми же отметками) прослеживаются в район Хадуттэйских гряд, где сливаются с галечно-песчаными зандрами на отметках 80—100 м (Бойцов, Максименко, 1953 г.).

На восточном склоне Пур-Надымского материка еще один выступ границы оледенения к югу фиксируется по серии параллельных гряд, заметных на космических снимках и частично закартированных геологической съемкой. По С. П. Альтеру (1955), на реках Ён-Яха и Табьяха темно-бурые валунные суглинки мощностью до 8 м залегают на поставленных на голову «сангомпанских» песках.

На междуречье Пур — Таз этот пояс, возможно, трассируется параллельно-грядовым рельефом в верховьях рек Мал. и Бол. Хэяха. Восточные склоны Пур-Надымского и Пур-Тазовского междуречий заняты сильно заозеренными озерно-аллювиальными равнинами с отметками до 80 м, хорошо заметными на космических снимках, но не расчлененными на отдельные уровни при геологической съемке.

С повышением абсолютных отметок до 100 м и более на правом берегу р. Таз вновь появляются крупные субширотные гряды, не затронутые приледниковой абразией. Наиболее мощная гряда образует выпуклую к юго-востоку дугу высотой 50—80 м на водоразделе Таз — Мессо-яха — Бол. Хета (Ольховый хребет — см. рис. 1). Она сложена валунными суглинками с раковинами четвертичных моллюсков, переходящими к р. Таз в песчано-галечные отложения [Сакс, 1946]. На гребне Ольхового хребта на аэрофотоснимках видно большое количество фестончато изогнутых к югу параллельных гряд, сложенных дислоцированными песками и суглинками. Упомянутые выше песчано-галечные отложения (очевидно, зандры) слагают пологий южный склон гряды, снижающийся от 100 до 70 м абс. высоты к долине р. Русской. Северные скаты Ольхового хребта круче, состоят из серии параллельных гряд, подрезанных в истоках рек Индикьяха, Мудуйяха и Нядаяха поверхностью обширной древнеозерной котловины.

На северо-восток Ольховый хребет продолжается камовыми полями, среди которых возвышается Большехетская напорная гряда с абсолютной отметкой 181 м (см. рис. 1). Она имеет характерный рельеф параллельных гряд, фотоизображение которых приведено в книге С. Л. Троицкого (1975, рис. 36). По данным картировочного бурения (Институт геологии Арктики), эта возвышенность представляет собой антиклиналь с углами падения на крыльях около 5°, причем глинистая санчуговская толща залегает здесь близко к поверхности на аномально высоких отметках. Эта складка не связана с выступом коренного ложа, так как мощность четвертичных отложений, по Г. П. Махотиной, достигает здесь 180 м.

Параллельные гряды, как установлено Г. П. Махотиной, соответствуют чередованию дислоцированных пластов разного состава. Конфигурация гряды естественно вписывается в выделяемый автором краевой пояс Ольхового хребта, связанный с надвижением Центрально-Карских ледников. О напоре льда с северо-запада, а не юга-востока, как полагали С. А. Стрелков и С. Л. Троицкий (1953), говорит и асимметричный поперечный профиль Большехетской гряды: на ее более крутом юго-восточном скате параллельные гряды сближены и местами фестонобразно изогнуты в плане. Ввиду их куэстового строения такая асимметрия, согласно простому правилу структурной геологии, означает более крутое падение на юго-восточном крыле антиклинали.

Взаимоотношения Ольхово-Большехетского пояса с высокими озерными уровнями не ясны, так как описанные морены с юго-востока окаймляются зандровыми полями. Известно только, что вдоль р. Таз и на Тазовском полуострове проходит плоская озерная поверхность с отметками

около 50—60 м (вероятно, III терраса), сложенная, по данным М. Н. Бойцова, 3—8-метровым слоем супесей, суглинков покровного облика и ленточно-слоистых песков. Последние на севере Тазовского полуострова содержат гальку и, постепенно повышаясь, переходят в наклонную к югу равнину с отметками 75—85 м, которая при геологической съемке считалась зандровой. Она замыкается с севера расчлененным параллельно-грядовым рельефом гляциоантиклиналей в верховьях Адер-Паюты. На восточном берегу Тазовской губы III терраса максимально расширяется в бассейне Мессо, образуя котловину, зажатую с севера выступом Верхне-Танамского ледникового амфитеатра, а с юга — Ольховым хребтом. От устья Мессо III терраса незаметно повышается от 45—50 до 65—75 м на левобережье Антипаюты и в истоках Мессо. Судя по абсолютным отметкам, она, видимо, соединяется через долину Соленой и 50-метровой террасой Бол. Хеты.

В среднем течении р. Мессо в разрезе цокольной равнины вскрываются ленточно-слоистые суглинки и ниже — мелкозернистые глинистые пески общей мощностью до 10 м, причем пески залегают только во впадинах цоколя из валунных суглинков [Сакс, 1946].

Таким образом, между двумя цепями напорных морен Салехард — Хадуттэ — Ольховый хребет с юга и Байдарацко-Танамской с севера, по-видимому, располагался крупный приледниковый водоем с застойным режимом, распространявшийся вверх по долинам Оби, Пура и Таза.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ СИБИРЬ

Краевые образования в приенисейской полосе изучены лучше всего, но до сих пор на специальных картах их конфигурация изображалась с серьезными искажениями. Это касается, в первую очередь, абляционных и межлопастных морен на левобережье Енисея, которые принимались ранее за фронтальные морены «ньяпанской» стадии [Волкова, Шурыгин, 1961; Стрелков, 1965].

Опуская описание краевых комплексов Подкаменной Тунгуски и Бахты, очевидно среднеплейстоценовых, рассмотрим только те гряды, которые могут относиться к следам позднеплейстоценового оледенения. Таковыми можно предположительно считать отмеченные на аэрофотоснимках довольно свежие гряды северо-восточного простирания с озерами в нижнем течении Сух. Тунгуски (см. рис. 1). На левобережье Енисея они продолжают выпускной к югу дугой песчаных увалов с отметками до 100 м и более, возвышающихся среди плоской поверхности подпрудного водоема Енисейской впадины. Эти увалы протягиваются от низовьев Верх. Баихи на правобережье Ниж. Баихи — к урочищам Моторнольтот-Тонг и Большой Волок. Южнее этого грядового комплекса дно впадины приобретает отчетливую террасированность, особенно заметную напротив ст. Пупково, где наблюдается три плоских уровня. Только здесь появляется и тянется по правобережью к р. Фатьянихе V терраса Енисейской впадины с отметками 85—100 м, сложенная сверху маломощным слоем глинистых песков и лессовидных суглинков [Архипов, 1960]. Она прослеживается вплоть до Бахты и южнее, обнаруживая на правобережье ряд отчетливых уступов тылового шва.

К развернутым на юг моренам костинской, по С. П. Альтеру (1960), стадии с северо-востока подходит довольно резко выраженный рельеф друмлинов и сельг, морфологически сходный с предположительно зырянскими формами на междуречье Бахта — Ниж. Тунгуска [Астахов, Файнер, 1975]. Боковые морены, сопровождающие экзарационные рытвины, дешифрируются на склонах трапшовых гор до отметки 400 м, указывая на суммарную мощность ледникового языка в 200—250 м. Эти радиальные формы трассируются по рекам Летней и Боргухли через долину Ниж. Тун-



Рис. 6. Экзарационный рельеф ангутихинской стадии на правом берегу р. Курейки. Аэрофотоснимок мелкого масштаба. Видны вытянутые субширотно выглаженные ледником гряды в палеозойских породах (сельги). Пологие проксимальные склоны показаны стрелками. Восточные склоны крутые (белые пятна осыпей), что указывает на движение льда с запада на восток.

гуски в пределы трапзового плато. У горы Круглый Камень этот язык оканчивается долинным задром, имеющим отметки по Сух. Тунгуске до 100 м и, вероятно, сливающимся с V террасой.

Севернее ст. Пупково дно Енисейской впадины представлено двумя уровнями озерных террас — 60—70-метровым (IV терраса) и 40—50-метровым (III терраса). Последний уровень получил название фарковской озерной равнины [Архипов, 1960]. Перигляциальные тонкослонистые пески и ленточные глины, слагающие дно впадины, изучались специально. Была выяснена обстановка приледникового подпружного озера [Лаврушин, 1961].

На север IV терраса прослеживается только до ст. Якуты, где слагающие ее цоколь ленточные глины переходят в валунино-суглинистую морену [Архипов, 1974; Кинд, 1974]. На аэрофотоснимках обнаружен веер дугообразных аккумулятивных гряд, дающих открытый к северо-западу амфитеатр по линии Ангутиха—Якуты—Серково на Курейке. Признаки движения льда к юго-востоку прослеживаются и далее на северо-восток в виде серии борозд на левобережье Мундуйки (абс. отм. 100—150 м) и в районе горы Типтур на отметках около 250 м. Здесь в долине Курейки и севернее на аэрофотоснимках можно видеть поле хорошо выраженных друмлинов северо-западной и юго-восточной ориентировки и широтные сельги в коренных породах (рис. 6), обращенные дистальным скатом на восток, вверх по течению (район оз. Налимье). Эти формы фиксируют продвижение льдов Енисейского потока на восток до отметок 250 м.

Юго-восточнее к этой зоне примыкает поле более крупных друмлинов северо-восточной и юго-западной ориентировки, заканчивающееся флювиогляциальным шлейфом в районе Туруханска. Это следы движения льда с плоскогорья, вероятно, в стадию, близкую по времени с ангутихинской. Севернее величественно выраженный амфитеатр из концентрических валов конечной морены окаймляет с юга озера Мундуйское и Пашкино. Ледниковые шрамы мундуйской стадии расположены перпендикулярно к указанным выше ангутихинским бороздам. Мощность льда мундуйских ледников была заметно меньше также и по сравнению с костинской стадией, так как боковые морены автохтонных ледников в краевой зоне

не поднимаются выше 250 м абс. высоты. Восточнее местные рецессионные морены встречаются и на отметках 350 м.

На левобережье Енисея IV терраса вверх по долине Верх. Баихи выходит на Турухан у пос. Янов Стан. Здесь она подпирается с северо-востока серией параллельных суглинистых гряд напорного типа в низовьях Маковской и сопровождающих их полос холмисто-озерного рельефа. Ось этого Среднетуруханского языкового бассейна (см. рис. 1) ориентирована на северо-восток — юго-запад, а с дистальной стороны он окаймлен зандровыми полями, сливающимися с IV террасой.

Вероятно, сразу же после ангутихинских морен сформирован наиболее свежий и резко выраженный краевой комплекс, перегораживающий Енисейскую впадину у Полярного круга. На правобережье это фестоны дугообразных гряд с маргинальными вытянутыми озерами по линии Денежкино — устье Бол. Кожарки. С проксимальной стороны, т. е. с севера и запада, краевые гряды обрамлены большим полем абляционной морены в виде резкого озерно-камового ландшафта (см. рис. 5). На левобережье холмисто-озерный рельеф замыкает с юга и запада Енисейскую впадину по линии ст. Ермаково — оз. Муром. Эта крупная дугообразно выпуклая к югу полоса свежего ледниково-аккумулятивного рельефа выделялась С. П. Альтером (1960) в качестве ермаковской стадп. С. А. Архипов ермаковской именуется только погребенную под толщей ленточных глин основную морену, выклинивающуюся южнее, у ст. Якуты, а холмистый рельеф у ст. Ермаково относит к более поздней «ньяпанской» стадии. По данным бурения, насаженные на ленточные глины холмы сложены песчано-валунной толщей абляционного типа [Архипов, 1969]. Поскольку корреляция этой морены с грядой Ньяпан у оз. Пясино маловероятна, а «ермаковской» в течение ряда лет именовалась только нижняя морена этой площади, указанный краевой комплекс удобнее обозначить в качестве стадии Денежкино.

Отдельные языки Енисейского ледникового потока этой стадии проникли и на левобережье, где оставили классические напорные морены, поднимающиеся более чем на 100 м над уровнем озер Налимье и Маковское [Земцов, 1964]. По рельефу они ближе всего к чешуйчато-надвиговому типу конечных морен.

По материалам космической съемки впервые установлены еще два крупных языковых бассейна — Хектама и Верхнетуруханский (см. рис. 1). Первый представлен сплошь заозеренной плоской гляциодепрессией вдоль р. Хектамы, имеющей северо-восточную ориентировку, т. е. параллельную Среднетуруханскому языку. Гляциодепрессия Хектама оконтурена слабо выраженными параллельными грядами, от которых радиально расходятся узкие четко видимые озера — следы стока талых вод. Малая выразительность краевых гряд, которые, вероятно, представляют собой лишь пологие дислокации субстрата, объясняется тем, что здесь, в отличие от оз. Маковского, лед двигался уже вниз по уклону и довольно быстро омертвел.

Верхнетуруханский амфитеатр гораздо выразительнее, так как оконтуривает крупный ледниковый язык, надвигавшийся вверх по уклону из бассейна Бол. Хеты на юго-юго-восток (см. рис. 1). Край языка фиксируется полосой пологих параллельных гряд и ложбин, протягивающихся от верховьев р. Покойницкой к оз. Таймень и далее на северо-восток к урочищу Игарская Тундра. Ширина маргинальных дислокаций до 15 км на западе и не более 3 км на востоке, где параллельные гряды ввиду более сильного сопротивления ложа сближены и местами смещены по сдвигам. Перпендикулярно к краевым дислокациям с внешней стороны прилегают остатки ложбин стока в виде цепочек озер группы Аннаткчи и р. Тайменьей. Холмисто-озерный ландшафт ассимиляционных морен наблюдается только с проксимальной стороны на междуречье Турухан — Покойницкая — Бол. Хета. Во время надвигания Верхнетуру-

ханского языка мертвый лед предыдущей подвижки льдов енисейского потока, видимо, еще не успел растаять, так как деформации верхнетуроханскими грядами краевых образований районов Хектама, урочища дер. Денежкино и оз. Муром как будто не обнаруживаются.

Самый яркий рельеф краевой зоны на Енисейском севере можно наблюдать в образовании игарской стадии, которые в виде серии насыпных гряд (см. рис. 4) и огромных полей форм мертвого льда, забившего всю долину Енисея, прослеживаются от Игарки до р. Хантайки (см. рис. 1). Прекрасно представлены здесь радиальные озы, протягивающиеся вдоль Енисея. Самый крупный имеет длину не менее 15 км и располагается на 68° с. ш. в 10—13 км восточнее Енисея.

Характерно, что так же, как и предыдущие подвижки меридионального енисейского потока льда, игарская стадия сопровождалась продвижением менее мощных ледников с плоскогорья. Отчетливо выраженные следы этой подвижки наблюдаются в виде концентрической серии ассимиляционных морен к юго-западу от оз. Рубча, очень похожих на мундуйские и, может быть, одновозрастных. Стадия Рубча относится к крупному языку, двигавшемуся с северо-востока по долине р. Кулюмба, вероятно из истоков Хантайки и Рыбной. Судя по конфигурации отдешифрованных краевых гряд (см. рис. 1), стадияльная подвижка Рубча могла произойти только после стаивания более мощного аллохтонного льда к югу от Игарки.

Интересно, что полученная при дешифрировании закономерность — более или менее синхронное проявление стадий енисейского аллохтонного потока и менее мощных путоранских ледников — подтверждается и вещественным составом морен. Так, у Игарки в цоколе каргинской террасы происходит фашиальное замещение двух пачек: сизых маловалунных суглинков с обломками раковин морских моллюсков и коричневых суглинков без фауны с множеством путоранских валунов [Зубаков, 1972]. В. А. Зубаков считает сизую морену бассейновой. Согласно изложенному выше материалу, это — морена Енисейского ледникового потока, а бурые суглинки — отложения примерно синхронных путоранских ледников.

Следующие к северу ледниковые амфитеатры также несут следы движения льда на юг и юго-восток. Отчетливо выражен впервые описанный В. Н. Соколовым в 1950 г. ледниковый амфитеатр на междуречье Енисей — Мал. Хета (Малохетский на рис. 1). Здесь дугообразная полоса камов и насыпных морен сопровождается дислокациями подстилающих пород в междуречье Мал. Хета — Бол. Лайда. Характерны локальные поднятия кровли мезозойских пород и санчуговской свиты, сопровождающиеся параллельно-грядовым рельефом (Значко-Яворский, 1960 г.).

На правобережье Енисея в районе Дудинка — Потапово преобладают формы мертвого льда в виде камовых полей, полукольцевых озов и т. д. По нашим наблюдениям, грубовалунные путоранские морены здесь практически отсутствуют, а под прерывистым чехлом абляционных песков к поверхности выходит маловалунная санчуговская морена с обломками раковин морских моллюсков. Валунно-галечная путоранская морена имеет сплошное развитие только у подножия Норильского плато и выше, примерно до 400-й горизонтали. Здесь она связана с грядово-озерным экзарационным рельефом субмеридиональной ориентировки и проходит далее на восточный скат Норильского плато в долину р. Тукаланды.

Тукаландинская морена на отметке 360 м кроет толщу озерных глин и песков позднего плейстоцена мощностью более 40 м, отлагавшихся в течение 6—7 тыс. лет в блокированной ледниками оазисной долине [Гольберт и др., 1971]. Из ленточных глин в средней части разреза получена дата в $34\ 300 \pm 350$ лет [Кинд, 1974]. Поскольку какие-либо морены, кроме верхней, в разрезе не обнаружены, это заставляет думать, что максимальное продвижение равнинных льдов в горы произошло в конце позднего плейстоцена. О транзитном происхождении тукаландинской мо-

рены свидетельствует не только ориентировка ледниковых форм рельефа, но и состав валунного материала. В то время как в современном аллювии р. Тукаланды обломков изверженных пород около 65%, в верхней морене их не более 45% [Гольберт и др., 1971]. По разнице абсолютных отметок морены на Енисее и Норильском плато можно оценить мощность надвигавшихся с севера льдов величиной не менее 400 м.

КРАЙНИЙ СЕВЕР

Данных по северной части Ямала, Гыдана и Таймыра очень мало, хотя по результатам геологической съемки мелкого масштаба можно считать, что там развиты те же типы краевых образований — гляцио-антиклинали, параллельно-грядовые дислокации и холмы абляционной морены. Во всех отчетах Института геологии Арктики отмечается согласное с орографией залегание верхней толщи темно-серых сланцеватых суглинков с редкой галькой и смешанной фауной моллюсков. Эта толща, литологически сходная с санчуговской свитой низовьев Енисея, закономерно поднимается на всхолмленных междуречьях и опускается в долинах рек. Крюющие ее пески образуют холмистые скопления на водоразделах и достигают 40 м мощности [Соколов, 1960]. При геологической съемке они картировались в качестве флювиогляциальных зырянских, а в случае наличия в них отдельных раковин моллюсков — морских казанцевских. Все исследователи отмечают неотличимость «флювиогляциальных» и «морских» отложений по механическому, петрографическому и минералогическому составу. Для них одинаково характерны очень небольшое количество многократно перетолженного каменного материала и постоянное преобладание пылицы третичных и меловых растений.

В свете изложенного выше материала такое строение междуречных возвышенностей означает, что они сложены выжатыми ледником основными моренами (вероятно, не только верхнеплейстоценовыми) с покрывкой из абляционных морен песчаного состава. Эти морены содержат большое количество полностью и частично ассимилированных ледником фрагментов бореальных морских осадков и мезозойско-третичных пород дна Карского моря. Незначительное количество скальных валунов совершенно нормально и свидетельствует о том, что ледники горных центров вряд ли далеко выходили на шельф. Видимо, они двигались главным образом в южном направлении, туда, где карские льды были менее мощны и устойчивы.

Дешифрирование высотных и космических снимков показало, что холмисто-грядовые краевые образования прослеживаются по всей арктической части Западной Сибири вплоть до Карского побережья. При этом их размеры и амплитуды высот закономерно увеличиваются с запада на восток в связи с общим повышением абсолютных отметок от Ямала к Таймыру. Наименее резко краевые формы выражены на плоской низменности Северного Ямала. Однако и здесь на высотных снимках обнаруживается множество параллельно-грядовых дислокаций четвертичных отложений в виде фрагментов дуг большого радиуса, обращенных выпуклостью к югу. Наиболее заметны параллельно-грядовые формы, протягивающиеся от мыса Марресале по водораздельной возвышенности на юго-восток. В разрезе берегового уступа они выражены в виде линейной складчатости верхнеплейстоценовых отложений [Гуртовая, Троицкий, 1968]. В центральной части Ямала дуги параллельных гряд образуют открытые к северу амфитеатры в которых располагаются крупнейшие озера (Ямбуто, Нейто). Параллельные гряды северной части полуострова образуют две системы: преимущественно с северо-восточной — юго-западной ориентировкой вдоль западного побережья и с северо-западной — юго-восточной — в центрально-восточной полосе (см. рис. 1). Такое расположение гряд,

вероятно, связано с субмеридиональной зоной контакта западнокарских и центральнокарских ледниковых потоков.

Ю. Н. Кулаков (1955 г.) отмечает, что 8—10-метровая пачка оскольчатых суглинков с линзами пластовых льдов в подошве, которой сложен Ямал, испытывает поднятие кровли от бережий к осевой части полуострова примерно на 30 м. Такое валлообразное поднятие морских суглинков этот исследователь объяснял мерзлотным пучением всей четвертичной толщи. Более вероятным представляются ледниковое происхождение этих суглинков и их деформация вследствие ледниковой нагрузки в межъязыковой зоне. Не исключено и более раннее освобождение ото льда западного побережья Ямала. На это указывает отмеченная Ю. Н. Кулаковым резкая разница в степени термокарстовой и эрозионной переработки Карского и Обского берегов полуострова. В таком случае субмеридиональные поднятия кровли основной морены могут отмечать западный край центральнокарского ледника последних стадий позднего плейстоцена.

Наиболее мощные холмисто-грядовые комплексы прослеживаются на Гыданском полуострове, где они образуют два крупных пояса. Южный представлен серией сильно изогнутых в плане валлообразных всхолмленных гряд междуручья Мессо — Танама. По дистальному скату Верхне-Танамской гряды (см. рис. 4) В. С. Ломаченковым и Н. А. Тимашковым (1954 г.) закартированы резкие скученные фестоны параллельных гряд высотой до 15—20 м (правобережье Бол. Харвуты). Конфигурация Верхне-Танамского амфитеатра, наклонные зандровые поля по его дистальному склону и мощные гляциодислокации однозначно фиксируют активное продвижение крупного ледникового языка в юго-восточном направлении.

К низовьям Танама крупные гряды гляциоантиклинального типа, судя по космическим снимкам, меняют ориентировку и оконтуривают здесь языки Енисейского залива, сохраняя свой напорный характер. В их основании отмечены выходы сильно дислоцированных меловых отложений, в урочище Сигирте-Надо даже надвинутых на четвертичную толщу [Соколов, 1960].

Северный пояс краевых образований представлен несколькими фестонами изогнутых к югу валлообразных возвышенностей, известных как Гыданская гряда. Абсолютные отметки ее достигают 125—145 м, относительные 50—80 м. При геологическом картировании Н. Н. Куликовым и Г. А. Значко-Яворским (1954 г.) в западной части обнаружены выпуклые к югу фестоны параллельных гряд. Ядро гряды сложено маловалунными темными суглинками со смешанной морской фауной плохой сохранности, а на поверхности преобладают песчаные холмы камового типа. Там, где грядовые формы подрезаются абразией, в береговых обрывах наблюдаются крупные линейные складки. Такие складки описаны Н. Н. Куликовым и С. Л. Троицким (1953 г.) на берегу Енисейского залива у мыса Лескина и на Дорофеевском полуострове.

С юга Гыданская гряда оконтуривается субширотной заозеренной депрессией с отметками 25—35 м (до 50 м в бассейне Яртояхы, где эта терраса незаметно переходит в зандровый шлейф). Эта же поверхность прослеживается на западе сквозь центральную часть Ямала и выходит в Байдарачскую губу. Здесь наблюдается ее врезание с отчетливым уступом в междуручные толщи на левобережье Юрибея и очень постепенное повышение с 20 до 50 м на север, к параллельным грядам озер системы Нейто.

Для II террасы характерен аккумулятивный чехол небольшой (5—10 м) мощности, а в доколе ее залегают более древние, нередко дислоцированные отложения. На Енисее она сливается с так называемой каргинской террасой, хорошо изученной у мыса Каргинского в устье Мал. Хеты [Троицкий, 1967; Кинд, 1974]. Чехол II террасы повсеместно сложен горизонтально-слоистыми песками флювиального типа, местами выполняющими неглубокие (до 12 м на Каргинском мысу) долины. На восточ-

ном побережье Тазовского полуострова М. Н. Бойцов отметил на II террасе 2—3-метровую пачку ленточных глин. Наряду с перетолженными мезозойскими и третичными формами в осадках II террасы встречаются и четвертичные пресноводные диатомеи. Именно к верхней части разреза II террасы приурочены почти все находки остатков млекопитающих мамонтового комплекса [Соколов, 1960]. В более высоких приледниковых террасах такая фауна не отмечалась.

В районе Енисейского залива каргинская терраса надежно не установлена, хотя С. А. Стрелков (1949) относил к этому уровню высоко (более 50 м) поднятые террасы Западного Таймыра. По данным С. Л. Троицкого (1966), на берегах Енисейского залива развиты более молодые озерно-аллювиальные террасы. Исходя из конфигурации краевых гряд, перегораживающих долину Енисея (см. рис. 1), это представляется наиболее вероятным.

Интересные данные о деградации последнего ледникового покрова получены при дешифрировании космических снимков на правобережье Енисея. Обращенные фронтом к востоку краевые формы здесь известны только у с. Караул, где С. А. Стрелковым в 40-х годах обнаружена субмеридиональная полоса параллельных гряд. Восточнее, на правобережье Муксунихи, прекрасно выражена система крупных моренных гряд ассимилационного типа, обращенных выпуклостью на юго-запад. Эти гряды продолжают и далее к юго-востоку, замыкая с юга гляциодепрессию верховьев Агапы. Здесь от р. Казакяхи на юг к оз. Мелкое тянутся прямолинейные полосы флютинг-морен, указывающие на меридиональное движение льда. Следующий к северу краевой пояс имеет субширотное простирание и состоит из ряда фестонов холмисто-моренного рельефа, обрамляющих с юга гляциодепрессию Моховой лайды (стадия Лыдде, по С. Л. Троицкому). Субширотные моренные гряды разбросаны и севернее, уже на скальном цоколе — это выделенные С. Л. Троицким (1966) морены стадии Наркай, указывающие на движение льда с северо-запада.

По С. Л. Троицкому, заключительный этап оледенения Западного Таймыра проявился в виде горно-долинных морен верхнетаминской стадии уже после освобождения Енисейского залива от покровных льдов. Однако на космических снимках прослеживаются подковообразные гряды, открытые к западу, в сторону береговой линии. Самые крупные из них образуют амфитеатры на правобережье Глубокой (см. рис. 1). Трог Сырадасай также несет следы активного движения выводных ледников в восточном направлении. Таким образом, заключительная фаза оледенения Западного Таймыра, очевидно, связана с осцилляциями восточного края остаточного ледникового языка, занимавшего Енисейский залив.

ВОЗРАСТ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Для уверенного определения возраста краевых образований севера Западной Сибири данных пока недостаточно. Корреляция фрагментов краевых поясов может основываться только на пространственно-морфологических критериях. Если допустить примерную синхронность террасовых лестниц Енисея и Оби (это кажется вероятным, поскольку имеются следы сквозных долин на всех приледниковых уровнях — см. рис. 1), то стадияльные остановки края льда могут быть скоррелированы по северным границам приледниковых водоемов. В частности, обращает на себя внимание выклинивание V (85—105-метрового) уровня к 65° с. ш. как на Енисее, так и на Оби и тяготение его северной границы к следующему за Сибирскими увалами поясу разрозненных параллельных гряд. Этот пояс ранее частично фиксировался в Зауралье (лесмиеганская стадия зырянского оледенения, по Ф. А. Алявдину) и на Енисее (костинская стадия С. П. Альтера). В центре низменности на этой широте еще в 1953 г.

были закартированы В. К. Хлебниковым и Я. М. Гройсманом широтные песчаные гряды и «камовые морены» в бассейне Ср. Надыма и Лев. Хеты. Практическое отсутствие уральских валунов в широтных моренах, обилие переотложенной кварц-халцедоновой гальки и обломков осадочных пород привели названных геологов к заключению о движении льда с севера и северо-востока в «средненадымскую» стадию зырянского оледенения.

Аналогичные широтные фестоны параллельных гряд обнаружены автором по космическим снимкам и на междуречье Пур — Таз (левобережье Часельки). Весь этот широтный пояс краевых образований около 65° с. ш. можно именовать по местоположению впервые описанных его фрагментов «надымской стадией». На Приполярном Урале он хорошо выделяется в виде сложной системы моренных гряд северо-западного простирания по южной оконечности гряды Чернышева, а далее к западу, вероятно, трассируется дугообразной аккумулятивной возвышенностью в междуречье Лыжа — Кожва. В Предуралье эти морены располагаются между краевыми образованиями московского оледенения и позднеюрмским ледниковым комплексом низовьев Печоры [Арсланов и др., 1972]. На востоке надымская стадия хорошо сопоставляется с раннезырянскими моренами паторанского ледника [Исаева, 1963].

Осадки V уровня, вероятно, синхронные надымской стадии, по данным С. А. Архипова, на Оби имеют запредельный возраст по радиоуглероду и около 70 тыс. лет по термолюминесцентному методу (см. гл. IV). На Енисее в основании перигляциальных слоев V террасы («алинской толщи», по В. А. Зубакову) имеется радиоуглеродная дата 53 тыс. лет [Зубаков, 1972]. Таким образом, надымская стадия как будто достаточно определенно датируется ранним вюрмом.

Следующий к северу пояс краевых образований уверенно трассируется по предгорным моренам Собского амфитеатра и транзитным моренам Салехардских увалов и далее на восток по напорным грядам р. Хадуттэ. Морфологически их продолжением на северо-восток выглядят резко выраженные гляциоантиклинали Ольхового хребта и Большехетской гряды (см. рис. 1). Однако если следовать северной границе IV покольного уровня (60—75 м), то стадию Хадуттэ придется сопоставлять с расположенными юго-восточнее среднетуруханскими и ангутихинскими моренами, что соответствует выделяемой С. А. Архиповым позднезырянской стадии [Архипов, 1969; Архипов и др., 1977]. Все же радиоизотопных данных для надежного отнесения морен у Полярного круга к позднему вюрму — висконсину пока недостаточно. На Енисее получено несколько радиоуглеродных дат порядка 35 тыс. лет из озерно-ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных отложений доколя II и III террас [Архипов, 1969; Кинд, 1974]. С. А. Архипов полагает, что эти осадки перекрываются верхней мореной стадии Денежкино («ньяпанской», по С. А. Архипову) и что последняя, скорее всего, должна иметь позднезырянский возраст. Это мнение оспаривается другими авторами, считающими осадки с радиоуглеродными датировками вложенными в ледниковый комплекс Енисейской впадины [Зубаков, 1972].

Косвенные признаки молодости морен у Полярного круга — свежесть аккумулятивных форм, отсутствие разработанной эрозией сети (см. рис. 4, 5), погребенные мореносодержащие льды в среднем течении Турухана [Лаврушин, 1959]. Последние, согласно исследованиям Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1976), следует считать остатками не полностью растаявшего континентального ледника. Эти авторы, правда, считают, что реликтовые льды в жестких мерзлотных условиях Енисейского севера могут сохраняться и от более ранних ледниковых стадий.

Позднезырянский возраст салехардских морен аргументируется радиоуглеродной датой 25 900 лет, полученной по древесине из подморен-

ных песков у горы Хабиде-Сякан [Архипов и др., 1977]. Однако вышележащий торфяник в подошве валунного суглинка датирован в 34 750 лет, что заставляет с осторожностью отнестись и к предыдущей дате. Кроме того, те же исследователи приводят радиоуглеродные даты в 25 280 и 26 900 лет для верхов разреза III террасы (у р. Тугиян-Югана). А эта терраса ниже по течению Оби вложена в морены Салехардских увалов и севернее переходит в зандры Песчаного пояса, примерно синхронные сопкейской стадии (или несколько моложе ее).

Хотя к западу от Урала морены у Полярного круга как будто надежно датированы моложе чем 38—40 тыс. лет [Арсланов и др., 1972], их корреляция с собскими и салехардскими моренами проблематична. Не исключена возможность их сопоставления и со следующим к северу поясом краевых образований системы Сопкей — Танама. Последний с юга ограничен подпрудным бассейном, фиксирующимся по озерным и флювиогляциальным осадкам повышенной мощности на уровне III террасы (абс. отм. 40—55 м). Только в пределах этого пояса на Енисейском севере известны подморенные радиоуглеродные даты. Из цоколя «каргинской террасы», перекрытого валунным суглинком и ленточными глинами, на Мал. Хете получено 5 радиоуглеродных дат от 43 500 до 35 500 лет снизу вверх [Кинд, 1974]. Примерно на той же широте на Норильском плато верхняя морена кроет озерные отложения с датой 34 300 лет [Гольберт и др., 1971].

Эту стадию экспансии северных ледников на низменность можно именовать «танамской» по наиболее резким напорным грядам на правобережье Танама. Ее верхний возрастной предел определяется возрастом чехла II террасы. На Каргинском мысу из осадков чехла этой террасы получена дата в 15 300 лет, а из перекрывающего торфяника — 9540 лет [Кинд, 1974]. Аналогичная терраса Юрибея на Ямале датирована в 15 190 лет (устное сообщение Х. А. Арсланова и А. И. Спиркина). На мысе Марресале для верхов террасы высотой 25—28 м В. А. Зубаков (1972) указывает радиоуглеродную дату 16 500 лет. Таким образом, танамская стадия, скорее всего, древнее 15—16 тыс. лет.

Озерные и флювиогляциальные отложения II террасы переходят в зандры следующего к северу краевого пояса, прослеживающегося от озер Нейто на Ямале вдоль Гыданской гряды и далее по Дорофеевскому полуострову. Он маркирует одну из поздних стадий колебания края Карского ледникового щита, которую можно назвать «ямало-гыданской». Согласно имеющимся радиоуглеродным датам, ямало-гыданская стадия выглядит аналогом лужской стадии скандинавского оледенения.

Западнотаймырские морены, обращенные фронтом на восток, очевидно, еще моложе и сформировались во время отступления льда в пределы современной акватории. Однако они вряд ли моложе 12 тыс. лет, так как северный склон гор Бырранга в это время уже освободился ото льда. Об этом можно судить по дате в $11\,450 \pm 250$ лет, полученной по останкам мамонта из верхов не перекрытой мореной II террасы р. Мамонтовой [Гейнц, Гарутт, 1964]. В позднеледниковье остатки ледникового щита, вероятно, существовали только в центральной и восточной частях Карского моря. Такое предположение следует из находок на островах Карского моря среднеголоценовых морских террас высотой 15—25 м с астартовой фауной, в то время как на северном побережье Западной Сибири все террасы (включая низкую 6—11 метровую) — пресноводные [Троицкий, Кулаков, 1976]. Это может означать, что гляциоизостатическое поднятие на шельфе продолжалось в течение фландрской трансгрессии, хотя на севере Западной Сибири оно к началу атлантического времени уже закончилось.

Рассмотрение материала по краевым образованиям показывает, что в позднем плейстоцене (вероятно, во второй его половине) заполярная часть Западной Сибири была ареной экспансии мощных покровных льдов,

надвигавшихся с Карского шельфа. Отчетливо фиксируются два главных источника льда — в центральной и западной частях Карского моря. Льды Западно-Карского центра не распространялись восточнее меридиональной оси п-ова Ямал из-за преграды в виде Центрально-Карского ледникового щита. Зато на юг они перемещались почти беспрепятственно, обтекая горные узлы Полярного Урала и формируя на равнинах напорные морены Салехардских увалов, Сопкея и правобережья Усы. Следы транзитного оледенения на северном фланге Урала до отметок 700 м показывают, что мощность льдов Байдарацкого потока достигала 500 м и более.

Судя по размерам языковых бассейнов и высоте гряд, периферический покров Центрально-Карского щита был тоньше. Мощность льда несколько увеличивалась в долине Енисея, где сливались гыданские, таймырские и частично пуроранские ледяные потоки. Енисейский ледниковый поток достигал 0,5 км толщины только у 69° с. ш., а южнее его мощность не превышала 300 м. Еще меньше (до 200 м) была мощность выводных ледников пуроранского покрова. Они, а также уральские горные ледники расплавились только на свободных от северных льдов участках.

Раньше всего ото льда освободился западный сектор Карского шельфа, как это можно заключить из возобновления стока на запад 16—17 тыс. лет назад. Центрально-Карский ледниковый щит, быстро отступавший к северо-востоку, исчез, вероятно, в позднеледниковое время. Возможно, его остатками являются современные ледники Северной Земли.

Г л а в а III

ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРНЫЕ БАССЕЙНЫ

Решение проблемы стока приледниковых вод во время позднезырянской (сартанской) стадии тесно связано с вопросом о положении южного края ледника. В одной из статей Л. А. Рагозин (1976) высказал предположение, что во время последнего оледенения в Западной Сибири не было конترفронтации уральского и сибирского ледников. Южный фронт этого ледника был сплошным и протягивался более или менее широтно по Сибирским увалам. Это заключение основывалось на том, что положение границы последнего оледенения на Западно-Сибирской равнине не могло сильно отличаться от положения границы валдайского оледенения на Русской равнине. Хотя вопрос о расположении границы позднезырянского (сартанского) ледника пока нельзя считать решенным, многие исследователи в последние годы [Астахов, 1976; Hughes *et al.*, 1977; Бурашникова и др., 1978; Волков и др., 1978] пришли к заключению, что во время этой стадии на севере Западной Сибири край ледника был единым и протягивался более или менее широтно.

Еще раньше появились данные о том, что в долинах системы Енисей [Троицкий, 1966; Архипов, 1971] и Оби [Волков и др., 1969; Волков, 1973] и в западной части Обь-Иртышского междуречья [Волков и др., 1973] развит покров озерных осадков, накопившихся в позднезырянском приледниковом бассейне (Мансийском озере). Было показано [Волков, Волкова, 1975; Волков и др., 1978], что в области Сибирских увалов в районе Пур-Аганской седловины в позднечетвертичное время существовал озерный пролив, а к северу от него — Пуровский приледниковый бассейн. Северным пределом этого озера мог быть только край континентального ледника. Таким образом, существование древнего Пуровского озера свидетельствует о едином широтном фронте ледника во время сартанской ледниковой стадии.

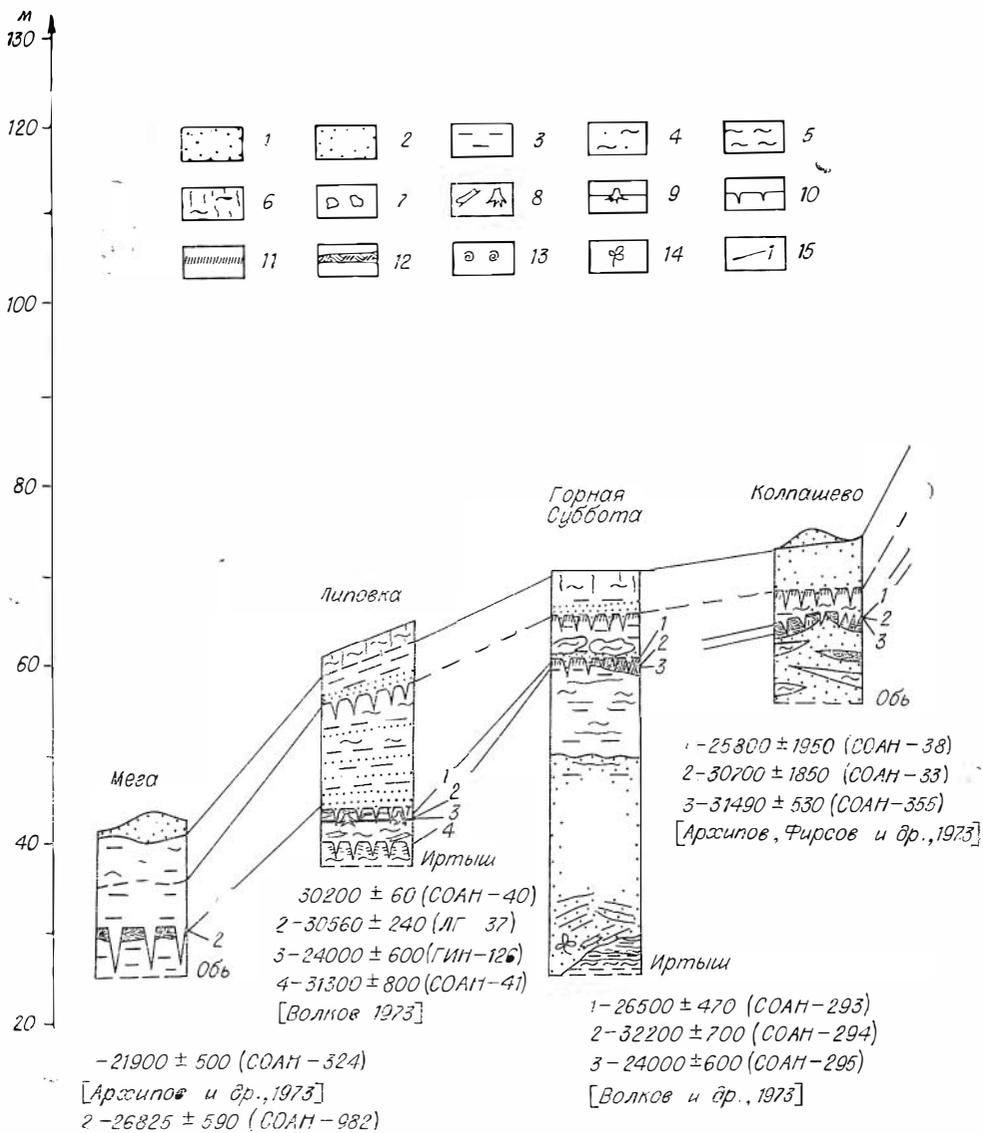
Итак, во время максимума позднезырянской ледниковой стадии южнее широтного края континентального ледника фиксируется последняя фаза Мансийского приледникового озера. Мы предложили назвать эту фазу позднепреображенской — по имени отлажавшейся в это время в низовьях Иртыша верхней части выделенной В. С. Волковой (1966) преображенской свиты. В центральной, а отчасти и в южной частях равнины распространены разнообразные следы этой трансгрессии. Степень изученности их остается крайне низкой, а некоторые исследователи пока отрицают и сам факт ее существования [Лазуков, 1965, 1970; Николаев, 1970].

Накопленные данные позволяют заключить, что позднепреображенская озерная трансгрессия была весьма обширной, а уровень озера в некоторые моменты ее поднимался до абсолютных отметок, близких к 130 м, т. е. был максимальным за весь четвертичный период. Геологические следы трансгрессии разнообразны. В центральной части равнины теперь известно уже много разрезов, в которых обнаружены молодые озерные осадки, возраст которых радиоуглеродным методом определяется как послекаргинский. Обычно эти осадки залегают неглубоко от древней поверхности и образуют плащ, прикрывающий более древние отложения. Этот плащ следует рельефу, существовавшему непосредственно ранее сартанской стадии. Большая часть известных разрезов расположена на абсолютных отметках менее 100 м. В них преобладают осадки, отлажавшиеся вдалеке от берега на значительной глубине. Но известны также и более высоко расположенные разрезы, в которых озерные осадки отлагались вблизи берега на абсолютных отметках, близких к 125—130 м. Обычно здесь преобладают пески и супеси. Особенно много разрезов с позднезырянскими озерными осадками встречается в низовьях Иртыша, на широтном отрезке Оби и в окраинных частях Кондинской низины. Интересные разрезы известны также в долинах Тобола, Ишима, Чулыма и других рек. Во всех этих разрезах можно наблюдать различные фации единого покрова озерных осадков, отлажавшихся в различные моменты озерной трансгрессии. Среди разрезов, для которых имеются данные радиоуглеродного метода, наиболее широко известен разрез на правом берегу Тобола у пос. Липовка [Волков и др., 1969]. Здесь русло Тобола на правом берегу подмывает наклонную террасу с абсолютными отметками поверхности 60—70 м. В основании разреза обнажены суглинки цоколя, разбитые морозобойными клиньями. Выше лежат речные осадки, прикрытые погребенными остатками леса, и две толщи озерных супесей, разделенные следами перерыва.

Состав пыльцы и спор показывает, что во время отложения пород цоколя террасы климат был довольно холодным. Во время существования леса, погребенного теперь под отложениями террасы, климат был теплым, так как здесь дает пик пыльца ели. Еловые леса имели широкое распространение и во время накопления залегающих непосредственно выше суглинков. Формирование нижней части озерных супесей происходило при климатических условиях, несколько менее благоприятных, чем теперь: широкое развитие имели хвойные леса. Верхняя же часть супесей накапливалась в суровых климатических условиях, когда существовала лесотундровая растительность.

Лес, погребенный под озерными осадками в районе пос. Липовка, произрастал в момент работы потоков при низком положении базиса эрозии. Реки стали расширять свои долины. Именно в этот момент и образовалась в основном высокий эрозионный уступ, ограничивающий справа долину Иртыша на ее широтном и нижнем меридиональном отрезках.

Возраст древесины, взятой нами из полости цоколя, оказался $31\ 300 \pm 800$ лет (СОАН-44). Климат тогда был суровым во всей Сибири. Вечная мерзлота существовала значительно южнее устья Тобола.



Другие даты из обнажения около пос. Липовка достаточно ясно указывают время начала позднекаргинского (липовско-новоселовского) потепления. Ранее были получены две даты из погребенного пневого горизонта, залегающего на 2—3 м выше межениго уровня Тобола: $30\,700 \pm 300$ лет, ГИН-126 [Волков и др., 1969] и $30\,560 \pm 240$ лет, ЛГ-37 [Волков, 1973]. Для контроля нами был отобран еще один образец древесины, возраст которой оказался равным $30\,200 \pm 60$ лет, СОАН-40 [Волков, 1973]. Таким образом, возраст пневого горизонта теперь надежно датирован тремя сходными определениями, выполненными в трех разных лабораториях.

Тайга, остатки которой сохранились в виде пневого горизонта и лесной подстилки, около 30 500 лет назад была затоплена озерными водами и погребена под горизонтально-слоистыми алевритами со знаками волновой ряби, горизонтально лежащими стволами деревьев и несколькими мало-мощными гумусированными прослоями, вероятно образовавшимися в прибрежной зоне озера. По-видимому, некоторое время после затопления леса уровень бассейна оставался низким, а климат был достаточно теп-

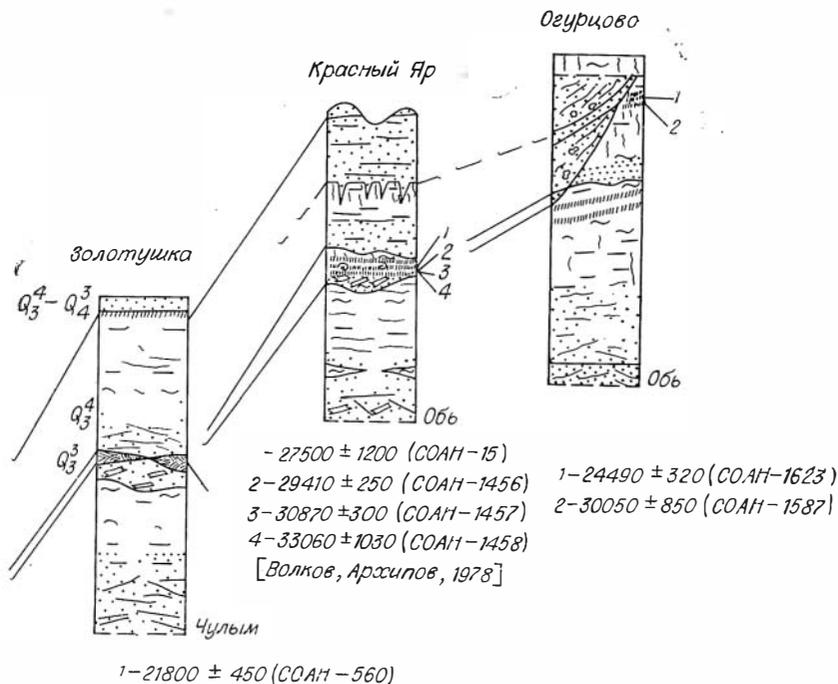


Рис. 7. Сопоставление позднезырянских (сартанских) озерных отложений в основных разрезах центральной и южной частей Западно-Сибирской равнины. Составил И. А. Волков.

1 — галька, гравий, крупный песок; 2 — средний, мелкий и тонкий песок; 3 — супесь; 4 — суглинок песчанистый; 5 — суглинок; 6 — суглинок лессовидный; 7 — карбонатные конкреции типа иматовских камней; 8 — погребенная древесина; 9 — ископаемая лесная подстилка (с мхами); 10 — субазальный перерыв с морозобойными трещинами; 11 — погребенная почва; 12 — погребенный торф; 13 — раковины наземных моллюсков; 14 — отпечатки листьев; 15 — положение в разрезе и условный номер радиоуглеродной даты.

лым, близким к современному, на что указывают данные палинологии.

Другой разрез, также охарактеризованный радиоуглеродными датами, расположен на правом берегу Иртыша, в 6 км ниже пос. Горная Суббота. Здесь высокий берег реки прорезан оврагом. Правый, обнаженный склон оврага в 50—100 м выше устья имеет общую относительную высоту около 35 м. Сверху вниз здесь вскрыты следующие слои (рис. 7):

Мощность, м

А. Желтовато-бурый покровный алеврит и легкий суглинок. Внизу — более или менее параллельные поверхности междуречья, прослоп ожелезненного суглинка. Основание слоя резкое 0—2

Б. Песок светло- и желтовато-серый, мелкозернистый, хорошо отсортированный. Изредка встречаются тонкие прослоп вязкого темного буровато-серого суглинка толщиной до 3—5 см. Слоистость горизонтальная. В верхней части слоя кое-где есть мелкие нарушения слоистости, возможно, связанные с мерзлотными процессами. От основания вниз внедряются морозобойные клинья глубиной до 1 м. Полости их выполнены глиной с примесью песка. Основание слоя резкое 2—7

В. Серый и голубовато-серый суглинок и глинистый песок с растительным детритом и прослойками намывного торфа. Количество последних увеличивается вниз по разрезу. Мощность и состав слоя непостоянны. Слоистость в общем горизонтальная. С глубины 8,5 м залегает торф плотный, намывной. Встречаются обломки мелких ветвей деревьев. Основание слоя резкое 7—9

Г. Суглинок легкий, темный, буровато-серый, с частыми, тонкими прослоями алеврита и зернистого песка. Слоистость горизонтальная лепточного типа, местами послойно нарушенная сингенетическими подводными оползнями. Толща с резким переходом залегает на косослопых песках тоболовской свиты, слагающей всю нижнюю часть видимого разреза 9—15

Палинологические данные, полученные Е. Е. Гуртовой [Волков и др., 1973], показали, что слой Г формировался в климатических условиях, менее благоприятных, чем современные. Были распространены сосновые леса типа лесотундры. Начало формирования торфяника протекало в более благоприятной обстановке потепления, близкой к современной, когда были развиты среднетаежные леса. Формирование средних слоев торфяника происходило в климатической обстановке, также близкой к современной. Произрастали среднетаежные леса с максимальным развитием темнохвойных пород (ели, сибирского кедра и пихты). Верхние слои торфяника формировались уже в обстановке некоторого похолодания. Среднетаежные леса сменились северотаежными.

Решающее значение для выяснения времени накопления погребенного торфяника имеют радиоуглеродные определения. Для анализа из нижней, средней и верхней частей погребенного торфяника были отобраны пробы торфа вместе с содержащимися в нем мелкими веточками и щепками древесины. Все три образца получили конечные радиоуглеродные даты. Для нижней пробы получена дата $24\ 000 \pm 600$ лет (СОАН-295) для средней — $32\ 200 \pm 700$ лет (СОАН-294) и для верхней — $26\ 500 \pm 470$ лет (СОАН-293). В. А. Паньчев, проводивший определения, отмечает, что две верхние даты находятся в стратиграфическом согласии, а дата нижнего образца (СОАН-295) омоложена в результате недостаточно аккуратного отбора пробы или в процессе химической подготовки этой пробы к анализу.

И. А. Волков [Волков и др., 1973], проводивший отбор из разреза, считает необходимым добавить к этому, что торфяник в месте отбора образцов имеет четкую горизонтальную слоистость. Она указывает на намывной характер материала, слагающего торф. Первичные же источники этого материала неизвестны. Возможно, торфяник формировался в результате переотложения не только современного ему, но отчасти и древнего материала. Это могло повлиять на результаты определения абсолютного возраста в сторону его удрежнения. Мнение о значительном омоложении возраста нижней пробы основано на предположении, что пробы из средней и верхней частей торфяника более или менее точно отражают время накопления материала. Возможно, однако, что одна или обе эти пробы несколько удрежнены. Тем не менее нет никаких оснований считать, что все три даты сильно омоложены и что возраст торфяника в действительности «запредельный». Наоборот, полученные датировки дают возможность вполне уверенно предполагать, что погребенный торфяник разреза у пос. Горная Суббота и погребенная почва, в которую он переходит, образовались во время длительного каргинского интерстадиала, т. е. 50—25 тыс. лет назад.

Толща отложений, перекрывающая погребенный торфяник и почву, имеет, по нашим представлениям, озерный генезис. Ее накоплению в районе рассматриваемого разреза предшествовал временный субаэральный перерыв в условиях сурового климата. Тогда образовались морозобойные клинья, основания слоя Б. Позже клинья и торфяник были перекрыты озерными осадками, накопление которых вначале протекало также в условиях холодного климата. Озерное осадконакопление на отметках, значительно превышающих уровень деятельности современных рек, можно связывать только с ледниковым подпруживанием низовьев долины Оби. Следовательно, формирование озерных осадков, перекрывающих торфяник, происходило в ледниковую стадию, во время которой край ледника располагался восточнее низовьев Оби. Это могла быть ледниковая стадия времени похолодания «конощелье» (34—32 тыс. лет назад) или главная максимальная стадия позднезырянского оледенения (23—10 тыс. лет назад).

Ввиду того, что верхняя толща Тобольского «материка», перекрывающая торфяник, не имеет внутри себя ясных следов регионально просле-

живающегося субаэрального перерыва, который бы соответствовал длительному интерстадиалу или межледниковью, есть основание считать, что накопление торфяника закончилось в конце каргинского межледниковья, а верхняя толща материка накопилась во время сартаи-позднезырянской стадии.

Интересный разрез озерных осадков, подстилаемых образованиями каргинского интерстадиала, находится на правом берегу протоки Мега вблизи г. Мегиона. Этот разрез описан С. А. Архиповым [Архипов и др., 1973, и настоящая монография]. Мы изучили разрез, расположенный в 7 км от устья протоки Мега, в 5 км выше г. Мегиона. На правом берегу протоки Мега в обрыве 8—10-метровой террасовидной поверхности сверху вниз здесь отражены следующие слои:

Мощность, м

- | | |
|---|---|
| А. Толща песка с редкими прослоями алеврита и суглинка. Слоистость в целом горизонтальная, в нижней части местами близкая к ленточной. Основание слоя резкое | 8 |
| Б. Алеврит и суглинок темно-серый слоистый. Слоистость в целом параллельная, сильно нарушенная вторичными морозобойными клиньями. В верхней части суглинок неравномерно обогащен растительным детритом и торфом, отчасти, по-видимому, автохтонным, накопившимся на месте. На уровне 1,5 м над урезом воды из торфа в верхней части слоя Б взят образец содержащийся в нем обломков древесины на определение абсолютного возраста торфа. Торф разбит морозобойными клиньями, значит, он древнее какой-то ледниковой стадии, во время которой данные клинья образовывались. В целом террасовидная поверхность правого берега протоки Мега очень напоминает II надпойменную террасу, но здесь нет пкровных лессовидных отложений. | |

Исследования, выполненные в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГиГ СО АН СССР В. А. Панычевым и Л. В. Фирсовым, показали, что торф слоя Б вместе с содержащейся в нем древесинной накапливался $26\ 825 \pm 590$ лет (СОАН-982). Несколько более молодая дата ($21\ 900 \pm 500$ лет, СОАН-324) из этих же осадков получена и С. А. Архиповым [Архипов и др., 1973]. Следовательно, озерные осадки (слой А) формировались во время позднезырянской ледниковой стадии.

Среди разрезов, в которых озерные осадки позднепреображенской трансгрессии Мансийского приледникового озера залегают на более значительных высотных отметках, интересен разрез в низовьях Чулыма у пос. Золотушка. Здесь в обрыве левого берега протоки Чулыма обнажены осадки, которыми сложена несколько сниженная приречная часть междуречья, имеющая абсолютные отметки 80—90 м. Сверху вниз обнажены следующие слои:

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| А. Современный серый разнозернистый золотистый песок с корнями и растительными остатками. Основание слоя резкое | 1 |
| Б. Прикрытый сверху слабой подзолистой почвой глинистый песок, местами переходящий в песчаный алеврит и суглинок. Цвет желтовато-коричневый, видна неясная горизонтальная слоистость. В средней и нижней частях слоя появляются прослой желтовато-серого песка. Переход в нижележащий слой постепенный | 7 |
| В. Песок желтовато-серый и серый, сверху с маломощными прослоями серого суглинка и алеврита. Слоистость сверху горизонтальная, ниже перемежающаяся струйчатая, местами косая. Внизу прослоев суглинка и алеврита меньше, песок лучше сортирован и крупнее. В основании слоя — слоистость грубая косая; местами есть прослой гравия. Основание резкое | 7 |
| Г. Слой сложного и изменчивого состава — глина и суглинок в линзах и прослоях, маломощные прослой песка с глиняными окатышами; встречаются линзы торфа намывного и растительной трухи, особенно в верхней части слоя. Есть гнезда и прослой суглинка гумусированного. Основание слоя резкое | 1,5 |
| Д. Синий, местами бурый и серый плотный суглинок с раковистым изломом. Есть гнезда черного гумусированного суглинка. Местами тонкие прослой песка (2—3 мм), обогащенного растительной трухой. Близи основания слоя появляются прослой песка. Внизу постепенный переход в песок | 7 |

Е. Песок желтовато-серый, вверху горизонтально-слоистый, с про-
слоями алеврита и суглинка, в нижней части слоя — с косыми линзами,
и линзы мелких обломков древесины. Близ уреза воды Чулыма — обиль-
ные выходы грунтовой воды. Видимо, близок водоупор. Из нижней части
слоя (2 м выше уреза реки) взят образец древесины на радиоуглеродное
датирование. Видимая мощность слоя

12

Ранее рассматриваемый разрез был описан С. С. Сухоруковой [Ми-
зеров, Вотих, 1964]. Возраст верхней толщи вместе с базальным слоем
(слои Б, В, Г — нашего описания) считались среднечетвертичными. Спо-
рово-пыльцевые данные указывали на формирование верхней части раз-
реза в условиях климата более холодного, чем современный. Нами из
этого разреза также была отобрана серия образцов на спорово-пыльце-
вой анализ. Палинологические исследования В. С. Волковой показали,
что слои Б, В и Г формировались в условиях развития тундровых и лесо-
тундровых ландшафтов (см. раздел в настоящей монографии, написанный
В. С. Волковой).

Определение возраста образцов радиоуглеродным методом показало,
что древесина из слоя Е (более 50 тыс. лет, СОАН-562) и нижней части
слоя Г (более 50 тыс. лет, СОАН-561) древнее 50 тыс. лет. Торф же из верх-
ней части слоя Г накапливался $21\ 800 \pm 450$ лет (СОАН-560). Из этого
следует, что слои Б и В отлагались не в среднечетвертичное, а в конце
позднечетвертичного времени — в позднезырянскую стадию. При этом
слой Г частично сформировался либо на дне русла крупной реки, либо
в прибрежной части крупного озерного бассейна с интенсивной волновой
деятельностью. Возможно, верхняя часть этого слоя представляет собой
также прибрежную озерную фацию, но накопившуюся на некоторой
глубине. Слой Б накапливался уже на некотором расстоянии от берега
и на глубинах не менее 10—15 м, т. е. при уровне озера не менее 100 м.

Важное значение для изучения прибрежных отложений позднечет-
вертичной трансгрессии имеют разрезы вблизи Новосибирска. Непос-
редственно ниже города к правому берегу Оби подходит пологонаклон-
ная террасовидная поверхность с относительной высотой около 25—30 м.
Полное описание этого разреза выполнено С. А. Архиповым и И. А. Вол-
ковым [Волков, Архипов, 1978]. Строение обнажения сходно с таковым
описанного выше разреза Золотухка. Здесь также в средней части зале-
гает сложный по составу слой, содержащий древесину и намывной торф.
Этот слой при мощности 2—4 м четко прослеживается вдоль всего обна-
жения на протяжении 4 км. В разных местах он имеет разный фаціаль-
ный состав. Нижнюю его часть слагают пески и суглинки с намывной
древесиной и болотно-старичные гумусированные и оглеенные суглинки,
а в верхней части присутствуют лессовидные субаэральные суглинки
с норами землероев, раковинами наземных моллюсков и ископаемыми
почвами.

В настоящее время из рассматриваемого слоя получено 6 радиоугле-
родных дат древесины (все выполнены в Лаборатории абсолютной гео-
хронологии ИГиГ СО АН СССР), возраст которых составляет от 27 500
до 33 тыс. лет. Верхняя часть слоя, сложенная лессовидным суглинком
с ископаемыми почвами, несколько моложе нижней. Есть все основания
сопоставить ископаемые почвы разреза Красный Яр с аналогичными ис-
копаемыми почвами других разрезов толщи лессовых отложений под Но-
восибирском, для которых получены радиоуглеродные даты. Последние
указывают на каргинский возраст этих почв (см. раздел о лессовых отло-
жениях в настоящей книге).

В совокупности данные радиоуглеродной геохронологии вполне
определенно свидетельствуют о том, что перекрывающие рассматри-
ваемый слой осадки общей мощностью 15—20 м накапливались в позд-
незырянскую ледниковую стадию. Они представлены двумя толщами,

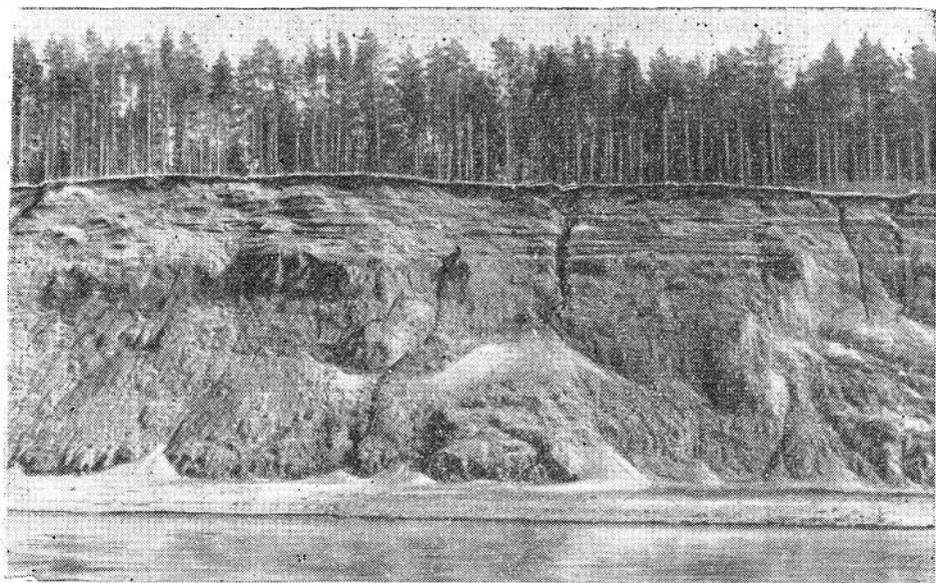


Рис. 8. Толща поздпезырянских (сартаиных) озерных прибрежных песков в верхней части разреза Красный Яр на правом берегу Оби, в 17 км ниже г. Новосибирска (фото И. А. Волкова).

в формировании которых принимали участие озерные процессы. Нижняя желтовато-коричневая толща в основании и отчасти в средней части представлена глинистым песком и супесью, имеющими тонкую горизонтальную слоистость озерного типа. Видимо, эта толща формировалась в условиях интенсивного перемывания лессовых отложений. Вверху видны признаки субаэрального выветривания и перерыва осадконакопления в виде облессования и полигональной сети трещин усыхания.

Верхняя толща представлена светло-серым главным образом горизонтально-слоистым песком, залегающим на абсолютных отметках, близких к 110—115 м. Состав, тип слоистости и облик толщи мало меняются на протяжении всего обнажения (рис. 8). Нет переслаивания различных по составу пачек, характерного для русловых отложений, нет пойменных фаций. Все это определенно свидетельствует об отложении песков в прибрежно-озерных условиях. Сверху пески отчасти переветрены и осложнены мелкобугристым эоловым рельефом. В целом строение обнажения Красный Яр ясно показывает, что во время каргинского интерстадиала накапливался содержащий органические остатки и ископаемые почвы слой в средней части разреза. Две верхние толщи формировались в озерном бассейне, уровень которого не мог быть ниже 115—120 м.

Другой разрез, в котором вскрыты озерные отложения позднепреобразенской трансгрессии Мансийского приледникового озера, расположен на правом берегу Оби, ниже Новосибирской ГЭС вблизи пос. Огурцово. Описание этого разреза дано автором [Волков, Архипов, 1978]. Здесь также присутствуют две толщи озерных прибрежных песков, отделенных друг от друга прослоями берегового озерного галечника, накопившегося во время кратковременной озерной регрессии. В обеих озерных толщах прослеживается четкая сезонная слоистость и встречаются карбонатные конкреции типа «иматовских камней». Пески обладают высокой степенью сортировки и нигде не содержат образований, характерных для осадков склонового типа. Верхняя толща в месте ее выклинивания переходит в грубые шtrandовые накопления. Основание их срезает открытые лесом ископаемые почвы. Из них по древесному углю получены радиоуглеродные даты $30\ 050 \pm 850$ (СОАН-1587) и $24\ 490 \pm 320$ лет (СОАН-1623),

указывающие на позднезырянский (сартанский) возраст перекрывающей их озерной толщи.

Прибрежные озерные пески вблизи Новосибирска распространены и в других районах. Так, они, несомненно, подстилают древние эоловые бугристые пески в районе Академгородка, слагают террасовидную поверхность в низовьях Ельцовки и Берди, во многих местах примыкают к берегам водохранилища Новосибирской ГЭС.

В районе других рек южной части Западно-Сибирской равнины также широко распространены прибрежные озерные осадки, главным образом пески и супеси, отложившиеся во время позднепреображенской трансгрессии.

Наряду с толщами озерных осадков в различных районах Западно-Сибирской равнины ясно прослеживаются остатки береговых линий, образовавшихся в максимум и в период спада трансгрессии. Особенно ясно древние береговые линии позднепреображенской трансгрессии Мансийского приледникового озера прослеживаются к югу от широтного отрезка Иртыша, в краевых частях Кондинской низины и в Среднем Приобье. Развернутое описание этих образований было произведено автором [Волков и др., 1969]. На левобережье отрезка Иртыша и в долине Тобола ясно наблюдаются остатки нескольких береговых линий в виде древних абразионных уступов, пляжей, береговых валов и кос, комплексов береговых осадков, ингрессионных озерно-эстуарных террас и т. д. В некоторых районах прослеживается сразу несколько береговых линий, образовавшихся при разных уровнях стояния озера. Так, на правобережье долины Тобола к востоку от г. Ялutorска выявлены остатки озерных береговых линий на абсолютных отметках 125—130 м (Тобол-Вагайское междуречье), 105—110 м (правобережье Тобола в районе пос. Заводоуковский, Заводопетровский), 70—75 м (правая часть долины Тобола в районе устья правых притоков Тобола — Суери и Емуртлы) и 60—65 м (правая часть низовьев долины Тобола).

Геологические и геоморфологические наблюдения показывают, что высотные уровни древних береговых линий прослеживаются в разных районах Западно-Сибирской равнины, в том числе и удаленные друг от друга на большие расстояния. Например, четкие озерные береговые валы на отметках, близких к 120—130 и 105—110 м, распространены на правобережье долины Ишима к северо-востоку от г. Ишима, а древние береговые отложения, образовавшиеся при уровне озера, близком к 70 и 60 м, широко развиты на широтном отрезке долины Иртыша — на склонах развитых здесь древних эрозионных останцов, на всем левобережье широтного отрезка Оби, на склонах сквозной Салым-Юганской долины и в долинах многих притоков Оби и Иртыша. Древний абразионный уступ, основание которого расположено на отметках 105—110 м, ясно прослеживается на левобережье Оби к западу от устья ее правого притока — Чулыма. Здесь же хорошо выражен и более низкий уровень озерной абразии и аккумуляции — колпашевский [Архипов, 1971]. Такое постоянство высотного положения на огромных пространствах равнины при их довольно хорошей сохранности ясно свидетельствует о том, что и высоко, и низко расположенные береговые линии образовались в течение довольно короткого отрезка времени, по мере неравномерного спада позднепреображенской трансгрессии Мансийского приледникового бассейна.

В долинах рек южной части Западно-Сибирской равнины вверх по течению наблюдаются постепенные переходы от озерных террас к озерно-дельтовым поверхностям и речным террасам. Эти переходы происходят там, где дно долин расположено на отметках 120—130 м. В долине Оби такой переход прослеживается выше г. Барнаула, в долине Иртыша — выше г. Павлодара. В долине Тобола развиты озерные ингрессионные террасы, сложенные преимущественно супесями и песками. Наиболее высокая из них имеет поверхность, близкую к 120—130 м, и в районе

внутридолинного Иртыш-Тургайского водораздела (оз. Аксуат) образует дно Убаган-Тургайской долины.

Геологические и геоморфологические наблюдения свидетельствуют о том, что во время позднепреображенской трансгрессии в Западной Сибири существовали, кроме Мансийского, еще два крупных приледниковых бассейна: к северу от Сибирских увалов и в районе долины Енисея. Первый мы предложили назвать Пуровским, а второй — Енисейским [Волков, Волкова, 1975]. Строение Пур-Аганской седловины в центральной части Сибирских увалов подтверждает мнение, что здесь существовал озерный пролив при уровне расположенных южнее и севернее озерных бассейнов (Мансийского и Пуровского), близком к 115—120 м. Западная часть пролива была низкой, здесь располагалась широкая коса, переходящая на востоке в барообразную седловину (рис. 9). С востока пролив был ограничен высоким абразионным уступом, у основания которого сохранились серии береговых и прибрежных валов.

Реки, прорезающие древнюю озерную равнину (верховья притоков Оби к югу и северу от седловины Пура), не имеют никаких террас, кроме I и поймы. Такое строение долин позволяет предполагать, что междуречная равнина здесь по возрасту близка к II надпойменной террасе долин южной части Западной Сибири и образовалась в позднезырянскую стадию.

О существовании ледниково-подпрудного озерного бассейна в районе долины Енисея писали многие исследователи. Это Енисейское приледниковое озеро во время позднезырянской стадии имело уровень, несколько более высокий, чем Мансийское (видимо, около 140 м). В него впадали с востока и юга крупные реки и озерные протоки систем Подкаменной Тунгуски, Ангары, Енисея. На Енисейско-Обском и Енисейско-Тазовском междуречьях располагались озерные протоки, по которым сбрасывались воды Енисейского бассейна в Мансийское и Пуровское озера. Среди этих древних проток на Обь-Енисейском междуречье выделяется Кас-Кетская сквозная долина, сток по которой мог осуществляться при уровне Енисейского озера, более высоком, чем 130 м. Сток же в систему Таза происходил несколько позже, при уровне, близком к 100 м.

Формы рельефа и осадки, связанные с возникавшими неоднократно крупными приледниковыми озерами, изучены пока крайне слабо. Между тем озерная деятельность наряду с речной сыграла главную роль в формировании толщи четвертичных отложений и рельефа центральных и отчасти южных районов Западно-Сибирской равнины.

В последние годы получены важные данные, позволяющие обрисовать в самых общих чертах сложные процессы осадконакопления и рельефообразования, протекавшие к югу от границы позднезырянского оледенения севера Западной Сибири. Данные различных методов изучения четвертичного периода (палеогляциологического, палеопотамологического, палеолимнологического, литолого-фациального, палинологического, геоморфологического и др.) в сочетании с радиоуглеродным абсолютным датированием свидетельствуют о том, что в сартанское время фронт льда на севере Западной Сибири был единым. Южнее ледника располагалась система крупных приледниковых бассейнов, соединенных озерными протоками (рис. 10). С юга и востока в эту систему впадали реки,

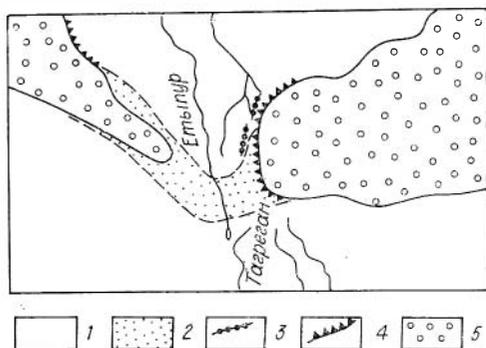


Рис. 9. Древний озерный пролив в верховьях рек Агана и Пура на Сибирских увалах. Составил И. А. Волков.

1 — озерная равнина; 2 — прибрежная озерная коса и бар; 3 — береговой вал; 4 — абразионный уступ; 5 — возвышенная равнина.

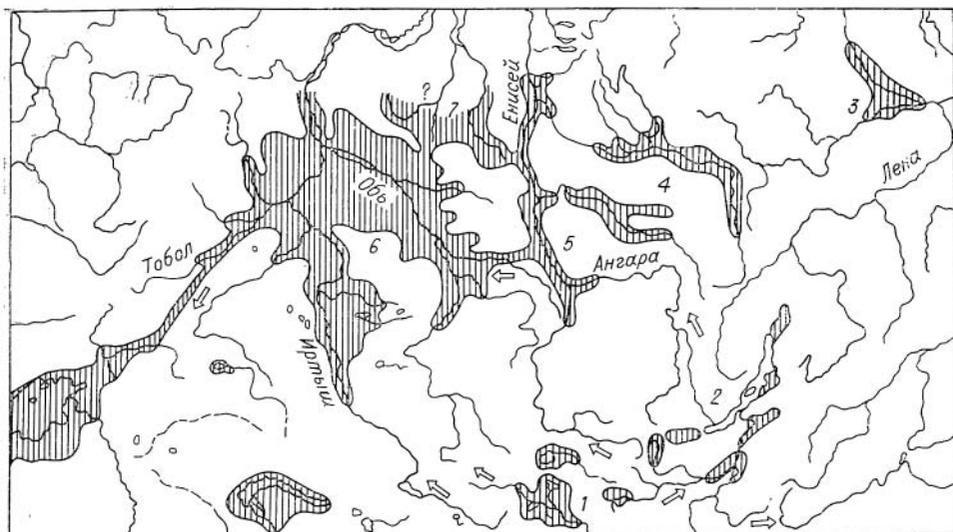


Рис. 10. Озерные бассейны и система приледниковых вод в Сибири [Волков, Волкова, 1975].

Озерные бассейны: 1 — Монгольской; 2 — Селенгинско-Байкальской группы; 3 — Лено-Вилуйский; 4 — Тунгусской группы; 5 — Енисейский; 6 — Мансийский; 7 — Туровский. Стрелками указаны основные направления стока приледниковых вод.

дно долин которых располагалось на уровне современных вторых надпойменных террас. С озерной деятельностью кроме речных процессов сочетались и многие другие, например формирование комплекса золотых форм рельефа и накопление покровов субаэральных лессовых отложений. В связи с этим реконструкция геологических процессов и природной среды времени максимума сартанской стадии в Западной Сибири может быть успешно проведена только с учетом сложной разрушительной, транспортной и аккумулятивной деятельности крупных приледниковых озерных бассейнов.

Г л а в а IV

ТЕРРАСЫ ДОЛИНЫ ОБИ

Геологические исследования в течение 1966—1978 гг., подкрепленные радиоуглеродными датировками абсолютного возраста, позволили пересмотреть сложившиеся ранее представления о возрасте и происхождении террас Оби. В качестве альтернативы господствующим сейчас схемам были выдвинуты нами и шаг за шагом развиты представления о молодости и большой скорости формирования террас, количество которых, высота и возраст изменяются от места к месту вдоль долины Оби [Архипов, 1967, 1969, 1971, 1977; Архипов, Вотах, 1973; Архипов, Фирсов и др., 1973].

Наибольшее количество надпойменных террас (четыре или даже пять) наблюдается в бассейне Верх. Оби и наименьшее (одна, две?) — на Ср. Оби, во внутренних районах Западно-Сибирской равнины. В нижнем течении вновь отмечаются три самых молодых террасовых уровня. Таким образом, можно говорить о двух веерах обских террас, как бы сходящихся в центре равнины — области широкого развития озерной седиментации. Ее следами является так называемая озерная уртамская терраса-равнина, впервые описанная нами в Томско-Новосибирском Приобье. Слагающие

ее осадки позднезырянского возраста позволяют говорить о существовании ледниковой подпруды на севере Западно-Сибирской равнины. Это хорошо согласуется как с новыми идеями о центре последнего оледенения на шельфе Карского моря [Астахов, 1976], так и с переоценкой возраста Мансийского озера с самаровского на позднезырянский (сартанский) [Волков, Волкова, 1975].

Как было показано нами ранее, а также в работе Л. В. Фирсова, В. А. Панычева и Л. А. Орловой (1971), веер террас на Верх. Оби, Бии и Катуня, расходящийся в сторону предгорий Алтая, сформировался за 10—12 тыс. лет и также в течение позднезырянского оледенения (22—10 тыс. лет). Следовательно, этот веер частично должен опираться (сходиться) на уртамскую поверхность.

Трехчленный веер надпойменных террас Ниж. Оби, включающий колпашевский уровень, сформировался в позднепоследледниковое время, приблизительно между 12—13 и 7—8 тыс. лет. Очевидно, поэтому он должен быть вложенным в уртамскую поверхность.

Новая концепция, однако, сталкивалась с целым рядом трудностей. Так, некоторое время не удавалось выяснить, как далеко на север распространяются уртамская озерная равнина и ее озерные осадки. В долине Ниж. Оби они не были обнаружены, а на Ср. Оби установлены только в цоколе колпашевской террасы. Оставались неясными взаимоотношения уртамской поверхности с верхне- и нижнеобскими веерами террас. Между тем все эти вопросы имеют прямое отношение к попыткам реконструкции палеогеографии времени максимальной стадии позднезырянского (сартанского) оледенения. Они были предметом исследований последних лет, и ответы на них изложены ниже.

* * *

*

Уртамская терраса выделена нами впервые в Новосибирско-Томском Приобье. Так мы назвали поверхность с абсолютными отметками 100—110 м, имеющую характер придолинной озерной равнины. В долине Оби она выступает в качестве II надпойменной 20—23-метровой ступени, сочленяющейся четким уступом с 45—50-метровым (125—130 м и выше над уровнем моря), как принято считать, V надпойменным уровнем. Последний сложен осадками так называемого бахтинского надгоризонта (средний плейстоцен). Строение террасы описано нами в обнажениях на левом берегу Оби ниже дер. Вороново (с. Красный Яр), около дер. Уртам и т. д. (все выше устья р. Томи). Во всех разрезах поверх нормального аллювия с радиоуглеродными датами от 23 до 27 тыс. лет лежат отложения озерного типа [Архипов, Фирсов и др., 1973, см. с. 29, рис. 5]. Они представлены фацией слоистых суглинков и переслаиванием суглинков с тонкопылевыми глинистыми песками и супесями. Породы имеют серовато-бурую, желтовато-серую окраску и при выветривании часто приобретают лессовидный облик, держат вертикальные стенки, уплотняются, пятнами и полосами ожелезнены. Тонкая горизонтально-волнистая слоистость в суглинках обусловлена прослоечками тонкозернистого песка и супеси, нередко полосчато ожелезненных. Наблюдается и более грубая линзовидная слоистость, местами небольшие пачки косонаслоенного супесчаного материала, линзы глиняных окатышей вместе с мелким гравием кварца и кремнистых пород. Встречаются также прослои более глинистые, иловатые, с пятнами и потеками гумуса, с мелким растительным детритом. Как правило, наблюдаются многочисленные криогенные текстуры: «котлы кипения», инволюции, солифлюксии, местами небольшие ледяные клинья. Очевидно, это преимущественно озерные осадки, накопившиеся в суровых климатических условиях. Мощность их не превышает 5—6 м, и они залегают сейчас в Томском Приобье на абсолютных отметках от 80 до 105 м.

Несколько забегая вперед, отметим, что более низкая I надпойменная 8—12-метровая терраса, вложенная в уртамскую ступень [см. там же], теперь датирована на Ср. Оби (см. ниже) по радиоуглероду интервалом 12,3—9,8 тыс. лет. Следовательно, уртамские слои оказались в вилке радиоуглеродных дат от 23 до 12,3 тыс. лет. На их озерный генезис указывают высокая сортировка терригенного материала, тонкая горизонтальная слоистость, переслаивание суглинистых, супесчаных и песчаных прослоев, мигрирующих по разрезу. Присутствие в слоях криогенных, вероятно, преимущественно сингенетических текстур подтверждает суровые климатические условия, которые были свойственны времени (17—22 тыс. лет) максимального развития позднезырянского оледенения.

На уртамскую озерную поверхность, как мы полагаем, опирается верхнеобский веер террас. Он представлен в районе Новосибирска, по нашим представлениям, двумя уровнями. По данным геологосъемочных работ, ими являются II (12—18, до 20 м) и III надпойменные (26—33(35) м) террасы [Борзенко и др., 1964; Мартынов, 1966]. И. А. Волков назвал их соответственно кудряшовской и толмачевской поверхностями, датируя время их образования сарганским (верхневюрмским) оледенением. Более высокие (IV и V?) ступени, свойственные Верх. Оби, здесь уже не прослеживаются, сливаясь, как мы полагаем, с III надпойменным уровнем. Надпойменная терраса I сформировалась, по данным И. А. Волкова, от 13—14 до 9 тыс. лет назад [Волков, Архипов, 1978].

В разрезе III надпойменной террасы в так называемом Красном Яру на правом берегу Оби, в 15 км ниже Новосибирска, наблюдается, по нашему мнению, один из возможных вариантов сочленения толщ перигляциально-аллювиальных песчаных и озерных (уртамских) суглинистых осадков. Пески (до 7—9 м) слагают с поверхности эту террасу и с размывом залегают на слоистых суглинках (7—10 м), составляющих верхнюю часть ее цоколя. В подошве озерных осадков лежит горизонт с остатками древесины, торфа и погребенными почвами, по которым получена серия из 6 радиоуглеродных дат — от 27,5 до 33 тыс. лет [Архипов, 1975; Панычев, 1979]. Подробнее эти материалы изложены в специальной работе [Волков, Архипов, 1978, с. 12—37, рис. 4].

Таким образом, озерные отложения снизу подпираются датами в 27,5—33 тыс. лет, а их верхний рубеж не моложе 13—14 тыс. лет. Это дает право коррелировать их с уртамскими слоями (см. выше) и относить ко времени максимума позднезырянского оледенения (17—22 тыс. лет). Действительно, палинологические материалы свидетельствуют о том, что озерные осадки толмачевской террасы формировались в условиях развития степной ксерофитной растительности, в составе которой отмечается ряд форм-индикаторов холодного климата [Букреева, 1966; Мартынов, 1966].

Озерная уртамская толща в районе Новосибирска распространена на абсолютных отметках 90—110 м, тогда как перекрывающие и отчасти вложенные в них перигляциально-аллювиальные песчаные осадки занимают более высокое гипсометрическое положение (110—120 м). Уходя вверх по обской долине, они поднимаются в предгорьях Алтая до абсолютных отметок 220—230 м, а их суммарная мощность (на верхнеобском веере террас) увеличивается в несколько раз. Создается впечатление, что толща песчаного перигляциального аллювия, спускаясь с верховьев долины Оби, как бы надвинута частично с размывом, частично с вложением и фациальным замещением на суглинистую уртамскую. Частично перекрывая последнюю, пески вниз по долине быстро выклиниваются. В районе дер. Вороново на уртамской придолинной поверхности песчаного покрова уже не наблюдается.

В свете изложенных данных логично было ожидать, что уртамская озерная терраса должна иметь широкое региональное распространение во внутренних районах Западно-Сибирской равнины. С давних пор там выделяют обширные озерные (озерно-аллювиальные) придолинные по-

верхности, являющиеся составной частью Обь-Иртышского междуречья [Каплянская, Тарноградский, 1960; Богдашов и др., 1961; Волков, Волкова, 1964; Мизеров, 1966; Архипов, 1964, 1971; Мизеров и др., 1971], образующие III, IV и V надпойменные ступени вдоль Оби. Самая высокая среднеплейстоценовая V ступень отвечает приводораздельной части северной окраины Обь-Иртышского междуречья. Южнее, в правобережной части бассейна Васюгана, она сочленяется с более высокой (абс. отм. 130—150 м и более) равниной, сложенной отложениями нижнечетвертичной фэдосовской свиты и ее аналогов. Озерные равнины IV и III уровней располагаются в Колпашевско-Сургутском Приобье между 70—80 до 100—110(120) м над уровнем моря, т. е. гипсометрически даже ниже уртамской поверхности. Традиционные представления об их соответственно самаровском и тазовском возрасте были поколеблены радиоуглеродными датировками. Однако и они омолодили верхние слои озерных осадков на упомянутых уровнях только до ниже-среднезырянского времени [Архипов, Фирсов и др., 1973]. Некоторое время это озадачивало. Оставалось неясным, почему уртамская терраса и ее осадки, возникшие как результат ледниковой подпруды на севере, хорошо сохранились лишь далеко на юге, вдоль южных границ своего распространения, и как бы терялись во внутренних (и, тем более, северных) районах Западно-Сибирской равнины.

Прояснение внесли исследования последних лет. Напомним, что в Сургутском Приобье уртамские озерные слои впервые были обнаружены в разрезе колпашевской террасы на протоке Мега (около 20 км выше г. Меглона). Высота террасы здесь 12—15, до 20 м (абс. отм. 46—49, до 54 м). Под ее песчаным покровом, в цоколе, вскрываются уртамские озерные слои, которые, в свою очередь, ложатся на среднезырянские глины с прослоями торфа (рис. 11). Последний датирован по радиоуглероду в $33\ 100 \pm \pm 2300$ лет (МГУ, ИОАН-132). Глины с торфом разбиты мощной полигональной системой псевдоморфоз по ледяным жилам. Этот криогенный горизонт имеет региональное распространение в долине Оби, и его образование мы связываем с лохподгортским (30—35 тыс. лет) холодным стадиялом. Основание уртамских слоев датировано в $21\ 900 \pm 500$ лет (СОАН-324), а самые верхи колпашевских песков, прикрытых маломощными лесами, — в $10\ 650 \pm 90$ лет (СОАН-323).

Таким образом, уртамские и колпашевские слои в разрезе на Меге заключены в вилку радиоуглеродных дат от 21,95 до 10,65 тыс. лет, и мы предполагали временную границу между ними около 15 тыс. лет [Архипов, Фирсов и др., 1973]. Новые данные как будто уточняют этот рубеж. Так, в обнажениях на Ср. Оби, у дер. Назино, и в низовьях Бол. Югана (приток Оби в Сургутском Приобье) вблизи заимок Урьева и Поповских песков, а также в 8 км выше устья протоки Тухты из верхов уртамских слоев получены радиоуглеродные даты в $12\ 310 \pm 65$ (СОАН-1183) и $12\ 830 \pm 75$ лет (СОАН-1202), а из их средней части (Тухта)— $13\ 480 \pm 110$ лет (СОАН-1206). В обоих случаях уртамские слои залегают в цоколе колпашевской террасы, перекрываясь ее песчаными осадками, и явно ложатся поверх лохподгортского криогенного горизонта. На Ср. Оби это вытекает из сопоставления обнажений у деревень Назино и Акасомовская, а в долине Бол. Югана подтверждается также и радиоуглеродной датой (Тухта). На основании сказанного уртамские слои можно датировать сейчас в пределах от 22 до 12,3—12,8 тыс. лет.

В разрезе на Меге, как, впрочем, и во всех других, где уртамские слои лежат в цоколе колпашевской террасы и поверх среднезырянских глин с лохподгортскими псевдоморфозами по ледяным жилам, они имеют четкие верхний и нижний контакты. Верхний — всегда неровный, волнистый, очевидно, преимущественно эрозионный, местами вдоль него наблюдаются небольшие клинья мсрозобойного (?) происхождения. Нижний контакт свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, что подчеркивается «угловым несогласием», с которым горизонтально-слоистые ур-

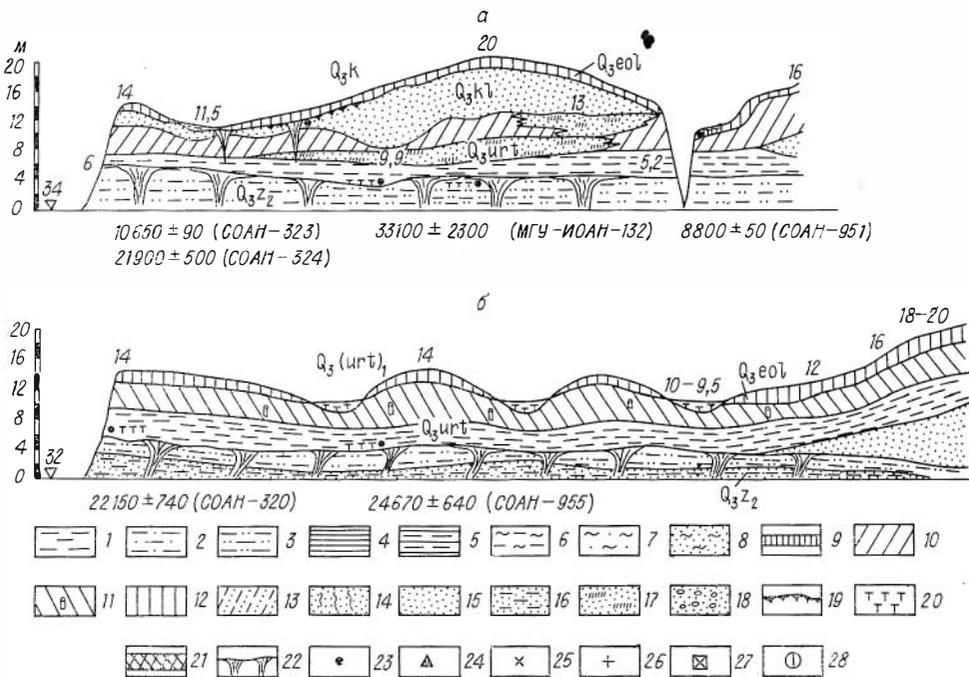


Рис. 11. Разрезы колпашевской и покурской террас. Составил С. А. Архипов.

а — протока Мега, в 20 км выше г. Мегиона, левобережье Оби; б — левый берег Оби, [около дер. Покур.

Здесь и на рис. 12—18: 1 — глины; 2 — глины и алевроиты; 3 — глины алевроитистые с прослоями песков; 4 — глины ленточные и ленточноподобные; 5 — глины горизонтально-ритмичнослоистые, прослоями ленточные; 6 — переслаивание глин и суглинков; 7 — переслаивание глин и супесей; 8 — переслаивание глин, супесей и песков; 9 — алевроиты белесые, мушкетистые; 10 — суглинки глинистые слоистые; 11 — суглинки зеленовато-серые песчано-пылеватые; 12 — суглинки лессовидные, лессы; 13 — супесчаные осадки высокой поймы; 14 — пески пылеватоглинистые лессовидного облика; 15 — пески; 16 — пески с монотонной горизонтальной слоистостью; 17 — переслаивание песков и супесей; 18 — галечники; 19 — погребенная почва; 20 — торф; 21 — гиттия; 22 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 23 — радиоуглеродные даты; 24 — термолюминесцентные даты; 25 — флора диагональных песков; 26 — флора времени самаровского оледенения (тундра); 27 — флора среднетазежной зоны; 28 — бедные флоры средне-позднеплейстоценового возраста. Основные уровни рельефа: Q₄ — пойма, Q₃₋₁ (I) — I надпойменная терраса, Q₃(II) — терраса II, Q₃(III) — терраса III, Q₃k — колпашевская терраса; Q₃urt — уртамская озерная ступенчатая равнина; Q₃(urt)₁ — покурская ступень (14—20 м); Q₃(urt)₂ — локозовская ступень (20—27, до 30 м); Q₃(urt)₃ — кирьянская ступень (25—30, до 33 м); Q₃(urt)₄ — кульганская ступень (40—43, до 45 м).

Слои и отложения: Q₃eol — молодой лессовый покров, в том числе на колпашевской террасе, Q₃kl — колпашевские (12,8—10,6 тыс. лет), перигляциально-аллювиальные и озерные (басейновые), Q₃urt — уртамские (22—12,8 тыс. лет) озерные, Q₃kt₂ — аллювиальные каргинские (в узком диапазоне от 30 до 22 тыс. лет), Q₃kg — аллювиальные и озерные каргинские (в широком диапазоне от 50(55) до 22 тыс. лет), Q₃z₂ — среднезырянские (36—29 тыс. лет) озерные, Q₃z₁₋₂ (?) — предположительно ниже-среднезырянские озерные и аллювиальные, Q₃z₁ — нижнезырянская морена, Q₃kz — z₁ — предположительно верхнеказанцевские — нижнезырянские озерные, Q₃kz(?) — предположительно kazanцевские аллювиальные, Q₃(?) — вероятно, верхнеплейстоценовые (послетобольские) аллювиальные, sm(tz), или z₁, — морена неясного возраста — самаровская (тазовская?) или нижнезырянская, Q₃tb — тобольские аллювиальные.

тамские породы ложатся на резко деформированную мерзлотными процессами поверхность среднезырянских глин. Залегают уртамские слои в интервале абсолютных отметок от 35—37 до 47—48 м.

В их составе четко намечаются две фации. Фация глин выделяется своей характерной серой окраской с коричневым или синим оттенком, тонкой слоистостью, среди которой преобладает горизонтальная, плычатая и синусоидальная типа «ряби мелководья». Глины тонкоотмученные, алевроитовые, с прослоями и в нижней части разреза замещаются алевроитами и супесями. Слоистость обусловлена ритмичным чередованием глинистых и иловато-супесчаных, реже песчаных прослоек. Общая мощность осадков колеблется от 3 до 6 м.

Нижняя часть глинистой пачки сложена слоистыми алевроитами (1,6—2,0 м) с линзами торфа (0,4 м) и реже гиттии. Именно этот торф да-

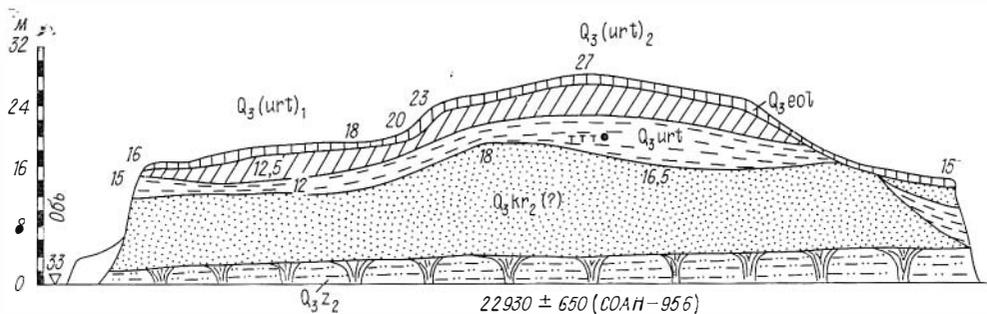


Рис. 12. Разрез локосовской террасы. Левый берег Оби у дер. Локосово. Составил С. А. Архипов.

тирован в 21,9 тыс. лет и ранее был отнесен нами к позднекаргинскому времени. Однако более позднее палинологическое изучение показало, что алевриты с торфом, как и вся глинистая пачка в разрезе на Меге, формировались в обстановке развития безлесной перигляциальной растительности [Левина, 1979]. Климатические условия более холодные, чем сейчас, подтверждаются находками в торфяных прослоях остатков леммингов, среди которых, по заключению В. С. Зажигина, присутствуют: *Dicrostonyx torquatus* Pall. (10 особей); *Lemmus obensis* Brant. (4 особи); *Microtus gregalis* Pall. (14 особей) и *M. sp.* (устное сообщение И. Л. Зайонца).

Фация суглинков представлена желто- и палево-бурыми суглинками и реже алевритами, супесями, с тонкой ритмично- и волнисто-горизонтальной слоистостями. При выветривании породы приобретают лессовидный облик, образуют вертикальные стенки и сильно уплотняются. Внутри суглинков прослеживаются крупные линзовидные прослои тонкозернистых слоистых песков. Для фации в целом весьма показательны: палевая окраска, лессовидный облик, тонкая преимущественно горизонтальная слоистость, достаточно высокая сортировка терригенного материала. Она вполне аналогична описанной выше фации слоистых суглинков, распространенных на уртамской террасе. Мощность отложений около 5—6 м.

Пачка суглинков формировалась, судя по спорово-пыльцевым спектрам, изученным Т. П. Левиной (1979), в условиях чередования безлесных перигляциальных ландшафтов и березовых редколесий. Суровый климат сохранялся. Для сравнения отметим, что перекрывающие колпашевские слои охарактеризованы спектрами, позволяющими восстановить широкое развитие березовых лесов. Однако следует отметить, что определенная часть суглинистых осадков (особенно датированных в 13,5—12,3 тыс. лет), вероятно, еще не получила палинологической характеристики.

Другой важный разрез находится у дер. Локосово (рис. 12). Вдоль левого берега Оби здесь можно наблюдать строение двух надпойменных ступеней высотой в 15—18, до 20 м, и 23—27, до 30(33) м, с абсолютными отметками соответственно 45—48, до 50 м, и 53—63 м. Оба уровня с поверхности сложены уртамскими озерными осадками (4—11 м), представленными фациями глин и суглинков, описанных выше. Кроме того, здесь выделяется еще одна фация — буро-серых с постоянным зеленоватым оттенком суглинков (2,5—4 м), индивидуальной особенностью которых является обилие обуглившихся растительных стебельков, сохранивших прижизненное вертикальное положение и инкрустированных окислами железа. Инкрустация выполнена в виде железистых трубочек диаметром до 2—3 см, окрашенных в яркие охристо-ржавые тона. Суглинки песчано-пылеватые, иногда замещаются супесями, обладают нечеткой волнисто-горизонтальной слоистостью за счет линзовидных прослоечков тонкозер-

нистых, ожелезненных песков, линзочек и примазок гумуса; при выветривании приобретают лессовидный облик.

Фация буровато-серых с зеленым оттенком (зеленовато-серых) суглинков венчает уртамские слои, завершая озерную седиментацию. Вероятно, она формировалась на мелководных участках бассейна. На это указывают более песчанистый состав осадков и грубая слоистость по сравнению с подстилающими суглинистыми породами, а также обилие остатков травянистой растительности, сохранившейся в прижизненном состоянии.

Уртамские слои, в нижней их части (глины с прослоями торфа) датированы по C^{14} в $22\ 930 \pm 650$ лет (СОАН-956) и прикрыты мало мощным (0,5—1,5 м) чехлом лессовидных покровных суглинков. В разрезе у дер. Локосово они подстилаются толщей (7—9, до 16 м) желто-серых кварцевых мелкозернистых песков. В верхней части эти пески с горизонтальной слоистостью и прослоями супесей и суглинков, а в нижней — более грубые, прослоями разнозернистые, косонаслоенные. Генезис их неясен, а палинологическая характеристика пока отсутствует. Не исключено, что это озерные образования, так как в разрезе не наблюдается характерного набора аллювиальных фаций. Возможно, однако, что это русловые и прирусловые фации аллювия.

Песчаная пачка ложится, как на цоколь (2—3 м над урезом Оби), на среднезырянские глины с крупными псевдоморфозами по ледяным жилам, образование которых, как и в разрезе на Меге, мы связываем с лохподгортским стадиялом (см. выше). Соответственно пески логично было бы считать (хотя это остается строго не доказанным) каргинскими в узком смысле, т. е. датировать интервалом 22—30 тыс. лет.

При таком варианте интерпретации разреза, у дер. Локосово, следовательно, обнажается погребенная каргинская терраса. Перекрывающие ее озерные уртамские осадки формируют две надпойменные ступени. Низкая, в практике геологосъемочных работ интерпретируется обычно в качестве то I, то II надпойменной террасы, а высокая — соответственно либо II, либо III.

Большой по площади массив низкой «локосовской» ступени находится на левобережье Оби, протягиваясь от дер. Локосово вдоль Локосовской протоки до дер. Покур. По названию этого пункта рассматриваемый надпойменный уровень назван нами покурской озерной террасой. Озерные осадки представлены здесь фациями суглинков и глин, нижние слои которых содержат тонкие линзы торфа, датированного в покурском разрезе в $24\ 140 \pm 640$ (СОАН-955) и $22\ 150 \pm 740$ лет (СОАН-320).

По высотным отметкам над уровнем моря покурская терраса (45—54, до 55 м) соответствует колпашевской на Меге (45—55 м), но отличается от нее отсутствием на своей поверхности песчаного покрова. Она выступает как наиболее сниженная часть дна бывшего подпрудного бассейна — дна, в которое врезана колпашевская песчаная терраса.

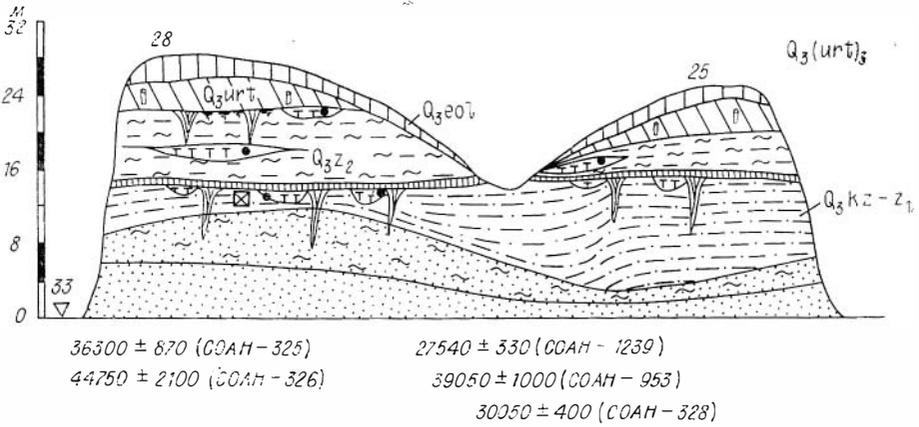
Таким образом, самое дно подпрудного бассейна приурочено к ныне погребенной каргинской долине и в Сургутском Приобье фиксируется на абсолютных отметках 45—55 м. В плане оно выглядит как вытянутое долинообразное понижение плоско-вогнутой формы с заметным продольным уклоном. Вверх по обской долине наблюдается подъем, а вниз — понижение. Об этом можно судить, например, по разрезу на левом берегу Оби у дер. Каргасок (Колпашевское Приобье). Здесь обнажается 12—14-метровый надпойменный уровень (абс. отм. 58—60 м), сложенный с поверхности уртамскими озерными осадками, залегающими на каргинском аллювии. Древесина из аллювиальных осадков датирована в $28\ 480 \pm 350$ лет (СОАН-359). В сущности, это та же покурская терраса. Трассируясь далее вверх по обской долине, она должна выйти на 100—110-метровый уртамский уровень. На Ниж. Оби дно уртамского бассейна — покурской террасы — надежно зафиксировано в районе дер. Нижние Тугияны на абсолютных отметках 30—35 м (подробнее см. ниже).

Высокий «локосовский» уровень по аналогии можно назвать локосовской озерной террасой. Она имеет достаточно широкое распространение в Сургутско-Колпашевском Приобье, являясь относительно приподнятой частью дна подпружного бассейна. Абсолютные отметки этого уровня по имеющимся сейчас данным остаются, вероятно, почти неизменными. Об этом свидетельствует строение 60—70-метровой поверхности в бассейне Васюгана, разрез которой у дер. Большая Грива принципиально аналогичен описанному у дер. Локосово. Уртамские озерные суглинки и глины слагают верхнюю часть 15—16-метровой террасы, подстилаясь каргинскими(?) песками и среднезырянскими глинами с псевдоморфозами по ледяным жилам. Глины по древесине датированы в $34\ 975 \pm 510$ лет (СОАН-358). На Ниж. Оби локосовскую поверхность выделить пока сложно.

Весьма своеобразен мезорельеф локосовской и, в особенности, покурской террас, к сожалению пока очень слабо изученный. Выделяются две основные формы: обширные плоско-вогнутые заливообразные понижения, занятые озерами и болотами, и валлообразные невысокие массивы между ними. Депрессии располагаются на несколько различных гипсометрических уровнях, образуя прихотливую, невыдержанную систему, ступенчато поднимающуюся с 40—45 до 60—65 м над уровнем моря. Местами вдоль склонов, оконтуривая понижения, отмечаются мелкие гряды; невысокие плоские массивы расчленяются ложбинами с продольным уклоном дна в сторону смежной депрессии. Это, бесспорно, не эрозионные (речные) и вряд ли более поздние денудационные образования. Мы склонны связывать их с первичными формами дна бассейна, возникшими, вероятно, при его спаде и обмелении.

На более высоких уровнях современного рельефа в Сургутском Приобье уртамские озерные отложения выделяются пока условно. Наиболее достоверно их присутствие на сниженном придолинном склоне северной части Обь-Иртышского междуречья в пределах абсолютных отметок от 60—70 до 80—90 м. Возраст этой части междуречья интерпретировался неоднозначно. Его считают либо сниженной частью самаровской равнины, либо тазовской озерно-аллювиальной равниной. Иногда 60—70-метровый уровень по чисто гипсометрическим признакам отделяют от междуречья и объединяют вместе с локосовской 55—65-метровой террасой (над уровнем моря) в единую II или III надпойменную террасу. Все эти различия нашли отражение на последних картах [см.: Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, 1961; Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты, 1972] и в многочисленных публикациях.

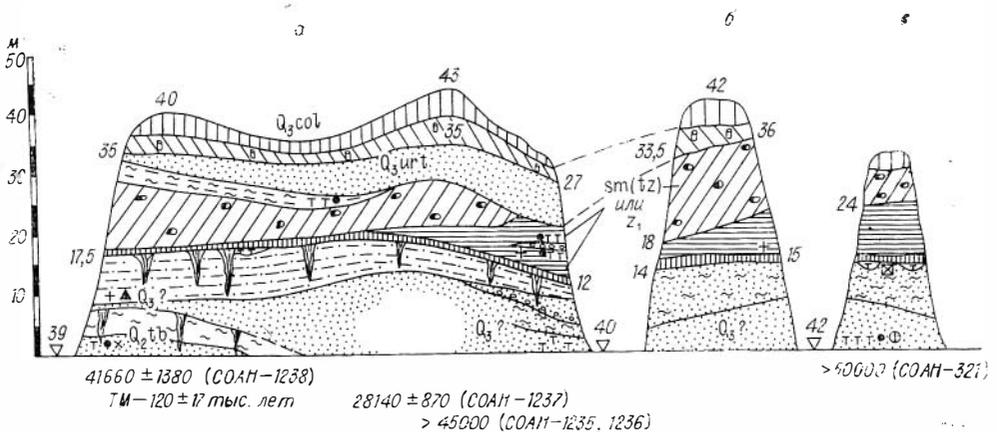
О присутствии уртамских озерных осадков на 60—70-метровой поверхности можно судить по обнажениям Кирьяс-I и -II, расположенным на левобережье Оби, по протоке Кирьяс, в 15 км выше дер. Покур (рис. 13). Кирьясовский уровень (высота 27—29, до 30 м над Обью) действительно соответствует локосовскому (23—27, до 33 м), но существенно отличается по геологическому строению. Прежде всего, уртамские слои представлены здесь только мелководной фацией зеленовато-серых песчано-пылеватых суглинков (2,5—5 м) с большим количеством обуглившихся остатков растительности, заключенных в вертикальные буро-охристые трубочки, сцементированные окислами железа. Кроме того, и подстилаются они более древними породами: толщай (5—8 м) глин и алевроитов с прослоями торфа, датированными от $35\ 300 \pm 370$ (СОАН-326) до $29\ 930 \pm 359$ лет (СОАН-352) [Архипов, Фирсов и др., 1973]. Далее вниз по разрезу следует горизонт специфических белесых тонкоотмученных алевроитов в подошве с линзами черного торфа, сильно нарушенный древнемерзлотными процессами. Торф был датирован в 1973 г. в 44,7 тыс. лет, однако при повторных определениях были получены запредельные даты. Белесые алевроиты подстилаются озерными глинами с термолюминесцентными датами

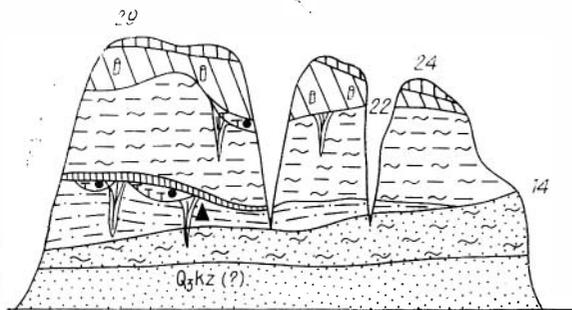


120 ± 16 тыс. лет и аллювиальными песками неясного (казанцевского или тобольского) возраста (подробнее см. гл. VI).

Уртамские отложения на 70—80 (до 90)-метровом уровне Обь-Иртышского междуречья можно наблюдать в обнажениях по р. Куль-Егану (рис. 14), стекающей с этого водораздела и впадающей в Обь у протоки Кирьяс. Они непрерывно прослеживаются между 52 и 112 км от устья этой реки в верхней, прирвочковой части разрезов, прикрываясь лишь мало-мощными покровными суглинками (0,5—2 м) и залегая преимущественно на маловалуной морене неясного возраста (подробнее см. гл. VI).

Уртамские слои представлены здесь двумя фациями. Это уже известные зеленовато-серые песчано-пылеватые суглинки с обуглившимися растительными остатками в вертикальных ожелезненных трубочках и фация песков, которая выступает в качестве базального горизонта, подстилая суглинистые осадки. Пески появляются впервые и, вероятно, приурочены к относительно высоким отметкам дна бывшего озерного бассейна. Пески светло-желтые, серые, мелкозернистые, обычно хорошо отсортированные, с выдержанной горизонтальной слоистостью. Местами в их подошве отмечаются прослои галечника и гравия. Явно размытая поверхность, на которой они лежат (субстратом обычно является морена), поднимается в сторону Обь-Иртышского водораздела с 58—60 до 75—80 м над уровнем моря. На более высокие участки Обь-Иртышского междуречья эти пески, по крайней мере, по Куль-Егану не распространяются. Перекрывающие





29980 ± 360 (СОАН-952)

43700 ± 1650 ; 42020 ± 1730 (СОАН-1167, 1167А)

38785 ± 700 . 44525 ± 1750 (СОАН-1168, 1168Г)

ТМ-120 ± 16 тыс лет

растасканные мерзлотой и местами довольно сильно размытые (см. рис. 14).

В более южных районах Обь-Иртышского междуречья, в Нарымско-Колпашевском Приобье и по юго-западной окраине Тобольского «материка» предположительно уртамские осадки распространены тонким и, вероятно, разорванным чехлом только на обском и прииртышском склонах в пределах абсолютных отметок 80—90 м. Далее, в глубь водораздела, проследить их распространение не удастся. На поверхности этих придолинных частей междуречья распространены, очевидно, мелководные фации: зеленовато-серые песчано-пылеватые суглинки и слоистые, мелкозернистые с тонкими прослоями сушесей пески, которые по литологическим и текстурным признакам очень сходны с описанными по Куль-Егану.

Так, вероятно, именно уртамскими слоями (от 1,5 до 5 м) венчаются разрезы на левом берегу Оби (рис. 15) у дер. Карга и Прохоркино (Чагин Яр), где они с размывом ложатся на абсолютных отметках от 65—67 до 73—74 м на высокие цоколи (соответственно в 19—21 и 29—32 м над Обью), сложенные породами, как полагали ранее, бахтинского надгоризонта и подстилающими его «диагональными песками» с одноименной флорой тобольского (миндель-рисского) возраста. Позднее, как известно, радиоуглеродное датирование позволило, по крайней мере, часть пород так называемого бахтинского надгоризонта отнести к средне-раннезырянскому возрасту [Никитин П. А., 1940; Никитин В. П., 1970; Мизеров и др., 1971; Архипов, Фирсов и др., 1973].

В Чагином Яру уртамские слои представлены фацией суглинков (до 2—2,5 м) и песков (2—3 м), причем суглинки залегают в основании слоев и покоятся на неровной, явно размытой поверхности пияне- (средне-?) зырянских озерных глин с тонкими прослоями торфа (см. рис. 15). Один из самых верхних прослоев торфа в 1973 г. был датирован в $42\ 430 \pm 1800$ лет (СОАН-363). Позднее, в 1974 г., было обнаружено, что у верхнего края яра

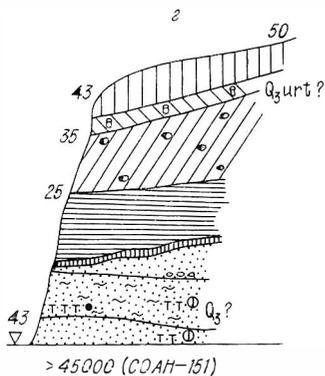


Рис. 14. Кульеганская ступень уртамской озерной равнины. Составил С. А. Архипов.

Разрезы по р. Куль-Еган: а — между 52 и 58 км от устья; б — на 95,5 км; в — на 104 км; г — на 115 км.

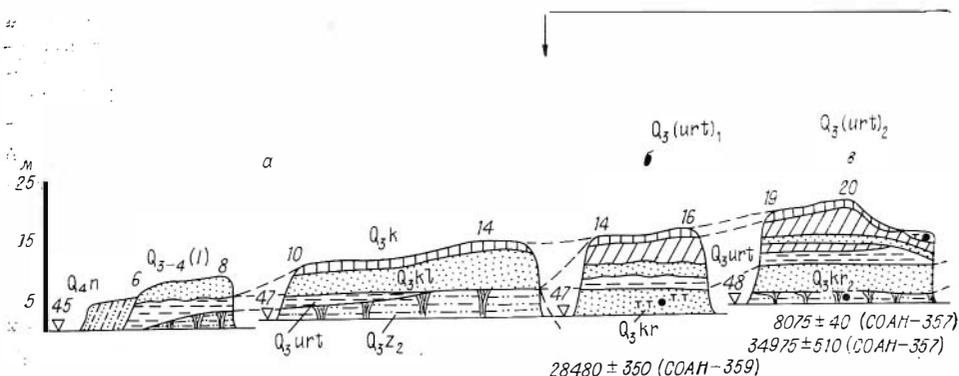


Рис. 15. Схема сопоставления обских террас и ступеней уртамской озерной равнины. Составил
Разрезы: а — в приустьевой части Васюгана; е — в его нижнем течении у дер. Большая Грива; хоркино,

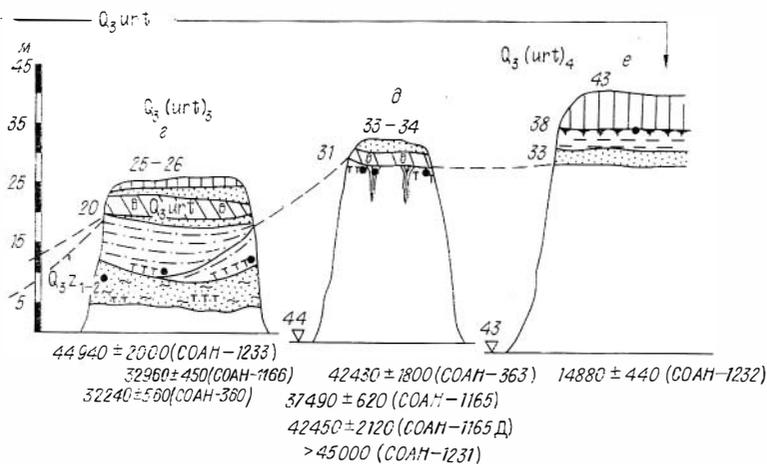
(по течению Оби) эта озерная толща венчается погребенной почвой, разбитой и растасканной крупными псевдоморфозами по ледяным клиньям. В почве и клиньях содержатся крупные остатки древесины (обломки пней стволов, сучьев и т. п.), датированной при стандартной обработке в $37\,490 \pm 620$ лет (СОАН-1165). Дубль-проба, не подвергнутая стандартной обработке, показала возраст $42\,450 \pm 2120$ лет. Приведенные данные позволяют предположить, что суглинки, залегающие на погребенной почве и залечивающие клинья, так же как и перекрывающие их пески, могут быть уртамскими. Их палинологическое изучение показало, что они накапливались в обстановке безлесной перигляциальной растительности и в водной среде, об этом свидетельствует присутствие в них нескольких видов рода *Pediastrum* [Левина, 1979].

В Каргинском Яру (см. рис. 15) средне-нижне(?)зырянская озерная толща, непосредственно подстилающая уртамские(?) слои, датирована в 1973 г. в $32\,240 \pm 560$ лет (СОАН-360). Сейчас из нее по торфу, образец которого взят у нижнего края яра (по течению Оби), при стандартной обработке получена вторая дата — в $32\,960 \pm 450$ лет (СОАН-1166).

Под озерными глинами лежит пачка переслаивающихся глин, супесей и песков местами с линзами торфа. В одном из супесчаных прослоев (1 м ниже подошвы глин) датирован по углероду кусок древесины из пня, сохранившегося в прижизненном положении, — $44\,940 \pm 2000$ лет (СОАН-1233).

Уртамские отложения представлены как суглинками и песками, так и пачкой (до 5—6 м) слоистых палево-бурых лессовидных суглинков-супесей с тонкими прослоями песков, с полосами и пятнами гумуса, полосчатым ожелезнением. Осадки оказались почти «немыми», лишь в единичных образцах были встречены пыльца травянистых растений и споры арктических плаунов. Впрочем, эта очень фрагментарная, бедная характеристика не противоречит приведенным выше данным о суровых климатических условиях уртамского времени.

На левом берегу Оби около дер. Вертикос (см. рис. 15) уртамские осадки залегают на 33-метровом доколе, сложенном более древними четвертичными породами [Архипов, Фирсов и др., 1973]. Они представлены мелкозернистыми горизонтально-слоистыми песками (1,5—2 м) и песчано-алевритовыми глинами (1,5—1,6 м). Примечательным в этом разрезе является довольно мощная (до 0,8 м) погребенная почва, вероятно, лугового типа, развитая по кровле глин и перекрытая покровным суглинком. Она



нины на левобережье Оби в Колпашевско-Александровском Приобье.
С. А. Архипов.

б, д, е — на левом берегу Оби соответственно у дер. Каргасок, Корга, Про-
Вертикос.

несет следы мерзлотных деформаций (небольшие клинья, котлы кипения) местами растаскана и размыва. Весьма любопытен ее радиоуглеродный возраст — $14\ 880 \pm 440$ лет (COAH-1232), тогда как в пределах самой низкой покурско-колпашевской ступени верхи уртамских слоев датируются в 12,3—12,8 тыс. лет (см. выше).

Уртамские суглинки и пески, как и перекрывающие покровные суглинки, формировались, судя по палинологическим исследованиям М. Р. Вотях (1962), в условиях тундры при более суровом, чем сейчас, климате. Погребенная почва детально не изучалась. Она охарактеризована на спорово-пыльцевой диаграмме всего одним образцом. Тем не менее присутствие пыльцы древесных пород (около 40%), в том числе ели и кедра (в небольшом количестве), древовидной березы (до 40%), обилие пыльцы злаковых и разнотравья, спор зеленых мхов позволяют говорить, вероятно, о ландшафтах типа лесотундры.

Вдоль правобережья Ниж. Иртыша, на юго-западной окраине Тобольского «материка», наблюдаются аналогичные осадки: зеленовато-серые пылевато-песчаные грубослоистые суглинки и мелкозернистые с тонкой горизонтальной слоистостью пески общей мощностью от 2—3 до 5 м прослеживаются во всех обнажениях, начиная от дер. Семейка до г. Тобольска. Всюду они слагают самую верхнюю часть 70—90-метровой поверхности над уровнем моря, вскрываясь под покровными лессовидными суглинками (3—5 м), на контакте с которыми прослеживается регионально развитая погребенная почва. Ее вместе с подстилающими суглинистыми и песчаными отложениями в 1959 г. мы выделили в послетазовскую свиту, не присвоив ей, к сожалению, собственного наименования. В генетическом отношении осадки этой свиты трактовались нами как озерные; погребенная почва («третий погребенный гумусовый горизонт») относилась к казанцевскому веку; следы ее мерзлотных преобразований (третья зона криотурбаций), как и накопление перекрывающих лессовидных суглинков, связывались с зырянским оледенением [Архипов, Худяков, 1961].

В настоящее время очевидно, что озерная послетазовская свита является частичным аналогом уртамских слоев. Она формировалась, по данным спорово-пыльцевого анализа, в суровых климатических условиях тундры [Волкова, 1966].

Погребенная почва, распространенная регионально на Ниж. Иртыше и по левобережью Оби в пределах 70—90-метровой (над уровнем моря) поверхности, должна иметь примерно один и тот же возраст. Пока он

установлен только в разрезе у дер. Вертикос (см. выше) и лишь по одной радиоуглеродной дате в $14\ 880 \pm 440$ лет (СОАН-1232). Почва формировалась, по данным М. Р. Вотях (1962), в условиях лесотундры (см. выше). Флора, изученная В. П. Никитиным по сборам И. Л. Зайонца (устное сообщение) с Куль-Егана, близка к современной из северотаежной зоны.

Таким образом, около 15 тыс. лет назад намечается интерстадиал, который можно назвать вертикосским. Суровый климат тундры смягчался до условий лесотундры и, может быть, даже северной тайги. Это кратковременное вертикосское потепление, возможно, соответствует интерстадиалам лейк-эри и ласко [Кинд, 1974].

Озерная послетазовская свита (=уртамские слои) соответствует верхней части колтырминской свиты В. С. Волковой (1966), за исключением погребенного почвенного горизонта. Последний вместе с покровными суглинками включается в состав вышележащей преобразованной свиты. Однако погребенную почву она датирует казанцевским межледниковьем, а покровные суглинки относит ко времени зырянского оледенения (табл. 1).

Нижняя часть колтырминской свиты соответствует нашей послесамаровской [Архипов, Худяков, 1961], во всяком случае, в тех разрезах (у деревень Семейка, Горно-Филенское, Черный Яр, Кошелево), где она ложится непосредственно на толщу озерно-ледниковых глин или морену, сопоставляемых с самаровским оледенением. По В. С. Волковой (1966), колтырминская свита формировалась во время тазовского оледенения. В свете новых данных мы не исключаем сейчас ранне- и среднезырянский возраст нашей послесамаровской (нижней части колтырминской) свиты.

Краткого упоминания заслуживает так называемый «горносубботинский торфяник». Впервые он был описан В. С. Волковой (1966, см. с. 79, табл. 16) в основании колтырминской свиты на правом берегу Иртыша у дер. Горная Суббота и отнесен ею к мессовско-ширтинскому горизонту. Позднее его возраст переоценивался сначала до казанцевского [Волкова, Букреева, 1970; Архипов, 1971], а затем и до каргинского времени [Волков и др., 1973]. В настоящей работе вновь приведено его описание в главе III. Поэтому мы отметим лишь некоторые важные для нас детали.

Основание торфа по древесине датировано в $39\ 050 \pm 900$ лет (СОАН-358), а его верхняя часть по торфу — в $25\ 730 \pm 675$ и два дубля соответственно в $25\ 120 \pm 320$ и $23\ 500 \pm 430$ лет (СОАН-369). Как видно, в нашем случае в отличие от описанного И. А. Волковым инверсии радиоуглеродных дат не наблюдается. Тем не менее возрастной интервал от 39 до 23,5 тыс. лет, в какой попадает торф, не вяжется с его палинологической и палеокарпологической характеристиками (см. подробнее: [Волкова, 1966; Архипов, 1971]). В особенности важно подчеркнуть, что совсем не фиксируется холодная стадия 35—30 тыс. лет. Эту неувязку можно объяснить наличием перерыва внутри торфяного пласта, что мы и принимаем сейчас. В этом случае его нижняя часть может принадлежать нашей послесамаровской (нижней половины колтырминской) свите и датироваться в 39 тыс. лет и более (см. табл. 1), а верхняя будет собственно каргинской в узком смысле (22—30 тыс. лет).

Далее вниз, по долине Оби, в пределах Белогорского Приобья, уртамские озерные осадки уверенно выделяются на низких гипсометрических отметках.

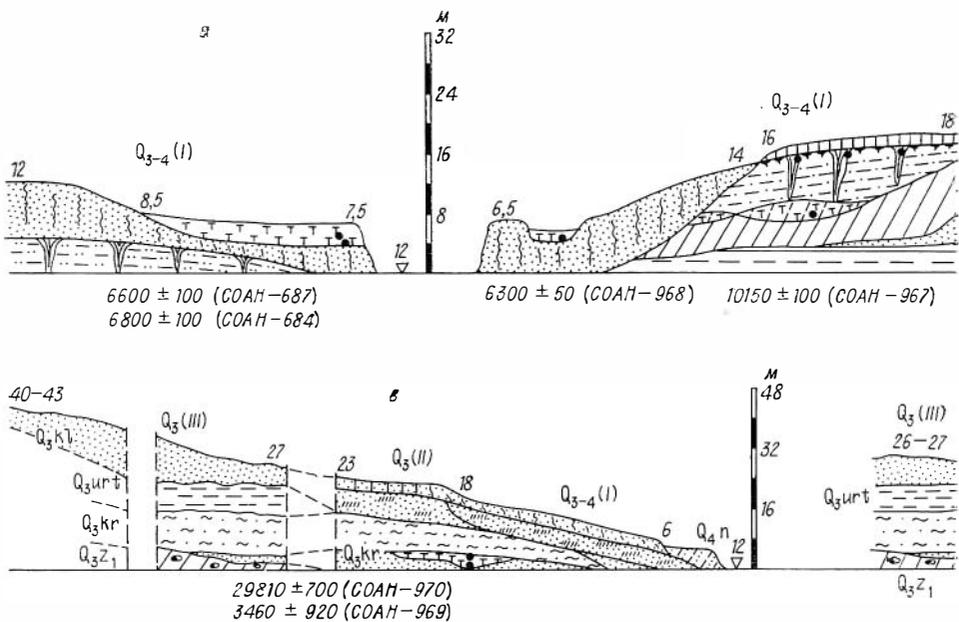
Хорошим примером может быть разрез у северо-западной окраины Белогорской возвышенности, в районе дер. Нижние Тугияны (рис. 16). Здесь вдоль правого берега Оби на расстоянии 15—20 км прослеживаются две террасы: I с низким (6—10 м) и высоким (12—18 м) уровнями и 23—26-метровая II надпойменная, которая сочленяется с «коренным берегом», сложенным моренами.

Уртамские отложения слагают с поверхности 23—26-метровую ступень и переходят в цоколь I надпойменной террасы. Отметки их залега-

Сопоставление схем расчленения надсамаровского разреза (северо-западной окраины Губольского «материка»

Гадсамаровский разрез от дер. Селейна до дер. Горная (Суббота), по С. А. Архипову	По С. А. Архипову и Г. И. Худякову (1961)	По В. С. Волковой (1966)	По Ф. А. Калининской и В. Д. Тарноградскому (1978)
Покровные лессовидные суглинки	Послетазовская свита	Зырянское оледенение	Суэтувский льяновалювий (средний плейстоцен)
Погребенная почва (~45 тыс. лет ?) (вертикальный межстадиал)	Размыв	Казанцевское межледниковье	
Уртамские слои (~22—17 тыс. лет) Суглинки зеленовато-серые песчано-пылеватые грубоослонистые Пески светло-серые мелкозернистые слонистые	Послетазовская свита	Тазовское оледенение	Котляринская свита
Размыв С ₁₁ —25 730±675 Торф С ₁₁ —39 050±900	Послетазовская свита	Мессовско-ширгинский интерстадиал	
Пески, супеси, суглинки Погребенная почва	Размыв ?		

Морена и озерно-ледниковые отложения, состоящие из самаровских оледенений



ния изменяются от 18—19 до 34—35 м над уровнем моря. Представлены они двумя фациями. В нижней части слоев залегают глины темно-серые, часто с синим отливом, слоистые, алевритистые, с частыми прослоями темно-бурых, иногда ожелезненных супесей. В глинах изредка встречаются линзочки намывного растительного детрита. Это, очевидно, относительно глубоководные осадки. Вверх по разрезу они переходят, вероятно, в более мелководную фацию тонкослойных лессовидного облика желто-бурых суглинков и супесей, пылеватых, пористых, полосами и пятнами ожелезненных с обуглившимися растительными остатками в порах. Вероятно, это преимущественно стебельки травянистых растений, сохранившихся в прижизненном положении и часто инкрустированных в виде трубочек окислами железа.

Фации глин и суглинков являются аналогами описанных выше в Сургутском Приобье. В нижнетугиянских разрезах они были изучены палинологически. По данным Т. П. Левиной (1979), спорово-пыльцевые спектры из глин позволяют восстановить ландшафты безлесной перигляциальной растительности, а из суглинков — березовых редколесий с разнообразным травянистым покровом. Такие типы растительности для района дер. Нижние Тугияны, находящейся сейчас в среднетаежной зоне, свидетельствуют о климате холоднее современного, подтверждая их связь с максимумом позднезырянского оледенения. О возрасте уртамских слоев в нижнетугиянском разрезе можно судить по подстилающим и вложенным в них породам. В их подошве, в цоколе 23—26-метровой террасы, вскрываются две разновозрастные толщи (см. рис. 16). Верхняя (5—12 м) сложена каргинскими, судя по характеру фаций, аллювиальными осадками. В ее основании залегают пески, возможно, руслового типа, перекрывающиеся пойменно-старичными (?) алеврито-песчаными отложениями с линзами и прослоями торфа. Два образца торфа, взятые по простиранию на расстоянии около 100 м, дали по радиоуглероду даты в 25 280 ± 340 (СОАН-964) и 26 900 ± 270 лет (СОАН-965). По данным палинологических исследований Т. П. Левиной (1979), эта толща формировалась почти целиком в период существования безлесной или почти безлесной, перигляциальной растительности. Только линзы торфа в ее кровле накапливались в условиях довольно широкого развития березовых лесов. В спорово-пыльцевых спектрах до 43—46% древесных пород, среди которых доминирует пыль-

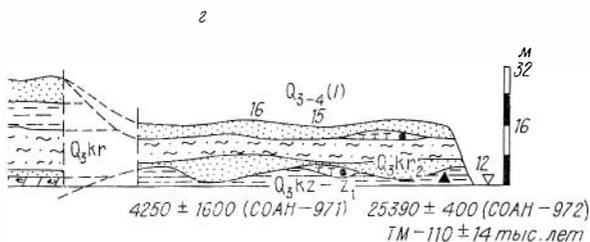
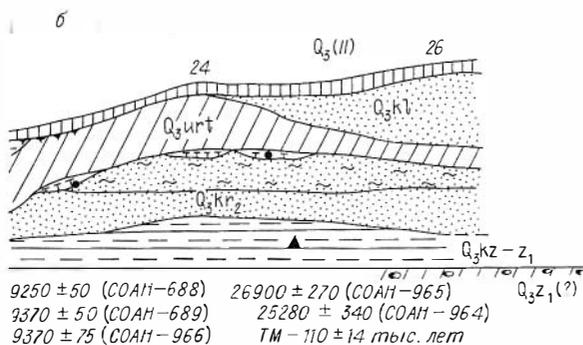


Рис. 16. Разрезы нижнеобских террас. Составил С. А. Архипов.

а и б — на правом берегу Горной Оби ниже и выше дер. Нижние Тугианы, в и г — вдоль малообского склона Малообско-Северососьвинского междуречья. Разрезы: в — на левом берегу Малой Оби около устья руч. Аренского, г — по проточе Ланорской — и их сопоставление с разрезом внутренних частей междуречья (по данным бурения [Архипов, Вотах и др., 1977]).

ца березы с разнотравьем и злаками в подлеске. Очевидно, климатическая обстановка была сначала холоднее, а затем близкой к современной.

Нижняя толща, датированная у кровли термолюминесцентным

методом в 110 ± 14 тыс. лет, представлена темно-серыми глинами и алевроитами с очень характерной ритмичной горизонтальной слоистостью, образованной чередованием темноокрашенных глинистых и светлых алевроитовых (супесчаных) прослоев. Этот тип слоистости придает им облик, чем-то сходный с ленточными глинами, и явно указывает на их озерное происхождение. Данные палинологического изучения глин [Левина, 1979] свидетельствуют о том, что они накапливались в обстановке широкого развития березовых редколесий и, следовательно, при климате более суровом, чем современный. Такая палеоклиматическая характеристика не соответствует представлениям о климатическом оптимуме (110 ± 14 тыс. лет) казанцевского межледниковья. Вероятнее принять ее минимальный возраст (110 ± 14 тыс. лет) и отнести осадки к началу раннезырянского оледенения. Вложенными в уртамские слои являются пески (колпашевские слои), залегающие в пределах 23—26-метровой террасы, и отложения прислоенной 12—18-метровой ступени (см. рис. 16). В основании последних и поверх уртамских глин лежат линзы (1,5—3 м) гумусированных супесей с торфом, сильно деформированных и растасканных древней мерзлотой. Торф датирован в $10\ 150 \pm 100$ лет (COAH-961). Следовательно, как и в разрезе на Меге (см. выше), в интервал 25,2—10,1 тыс. лет попадают как уртамские, так и колпашевские слои. С вычетом возраста последних, а также принимая во внимание монотонно суровую палеоклиматическую характеристику уртамских осадков, очевидно, этот интервал можно сузить.

Присутствие уртамских слоев можно ожидать в пределах террасированного Малообско-Северососьвинского междуречья (см. рис. 16). Оно сложено, под песчаным покровом трех надпойменных террас, толщами (30—35 м) озерных и аллювиальных осадков, залегающих на нижнезырянской морене. И та, и другая вскрываются в обнажениях на Мал. Оби и Сев. Сосьве, причем озерно-аллювиальная толща делится в основном на две пачки. Верхняя, сложенная слоистыми суглинисто-супесчаными породами, является, очевидно, уртамской, а не каргинской, как мы полагали ранее (подробнее см.: [Архипов и др., 1977, с. 136—137, рис. 37]). Каргинской (в широком смысле) является, судя по новым данным, нижняя пачка. Из ее примерно средней части в обнажении на левом берегу Мал. Оби, недалеко от устья руч. Аренского, по торфу получены даты в $29\ 810 \pm 700$

(СОАН-970) и $34\,600 \pm 920$ лет (СОАН-969), а в разрезе по протоке Лапорской из верхов — в $25\,390 \pm 400$ лет (СОАН-972). Ранее приводившаяся дата $42\,500 \pm 1600$ лет (СОАН-971) получена по торфу, линзы которого лежат в подошве каргинской (нижней) пачки и верх толщи слоистых алевроитовых глин, датированных термолюминесцентным способом в 110 ± 14 тыс. лет. Это те же глины, что и в нижнетугианском разрезе. К сожалению, их соотношение с нижнезырянской мореной точно не установлено.

Достаточно определенно уртамские озерные осадки фиксируются и на террасированных склонах Белогорской возвышенности. Особенно уверенно можно выделить их на 35—45(50)-метровом уровне (абсолютные отметки 45—60 м), где они перекрывают разновозрастные породы. Так, на правом берегу Оби, ниже пос. Октябрьский (у красного бакена), где они обнажаются под бровкой 45-метрового обрыва, залегающая на высоком 33—34-метровом цоколе. Представлены теми же фациями. Это алевроитовые глины с мало мощным галечником в основании и перекрывающие их слоистые пылевато-песчаные лессовидные суглинки и супеси общей мощностью до 7—8 м. В цоколе выделяются три разновозрастные толщи. Непосредственно под уртамскими слоями вскрываются, вероятно, также озерные супеси, датированные по торфу в их подошве в $39\,130 \pm 1270$ лет (СОАН-1240). Ниже по разрезу обнажается аллювиальная песчаная пачка, залегающая, в свою очередь, на низямской морене. Возраст песков термолюминесцентным методом определен в 210 тыс. лет.

Еще выше, по склонам Белогорской возвышенности, на абсолютных отметках от 60 до 80—90 м достаточно постоянно прослеживается покров любопытных, но пока загадочных осадков. Это суглинки и супеси (3—4, до 5 м), подстилающиеся почти всегда слоем песков (0,3—1,5 м). Все вместе они образуют покровную толщу. Суглинки и супеси серовато-бурые песчанистые, пористые, при выветривании уплотняются и приобретают лессовидный облик. Наряду с этим в них отмечается отчетливая грубая слоистость: горизонтально-волнистая и косая, обусловленная невыдержанными прослоями разнозернистых песков и линзами гравийников, карманами и бесформенными включениями галек и даже валунов. Как правило, грубый обломочный материал концентрируется в основании слоя, образуя своеобразный базальный горизонт. Подстилающие пески обычно хорошо отсортированы, с четкой горизонтальной и косой слоистостью, нередко в основании имеют также слой (0,2—0,4 м) из мелких галек и гравия. Создается впечатление, что осадконакопление шло в водном бассейне. Да и чисто внешне эти породы напоминают зеленовато-серые суглинки и пески, распространенные по северным склонам Обь-Иртышского междуречья (см. выше), отличаясь только присутствием грубого обломочного материала, что можно объяснить размывом подстилающих морен. Поэтому мы не исключаем их озерное происхождение.

Об уртамском возрасте суглинисто-песчаного покрова можно судить пока лишь косвенно. Так, в обнажении на правом берегу Оби, в 2—3 км ниже устья Карымкарского сора, они с размывом ложатся на аллювиальные породы, принадлежащие либо казанцевскому межледниковью, либо теплomu интервалу приблизительно между 40 и 50 тыс. лет. Кроме того, палинологические данные свидетельствуют об их формировании в условиях развития безлесной перигляциальной растительности (подробнее см.: [Ледниковая геология..., 1978]).

Наконец, остается заметить, что попытка датировать термолюминесцентным методом песчаные явно озерные осадки на 105—125-метровой (над уровнем моря) поверхности в пределах Белогорья, на правом берегу Оби, в 5 км выше дер. Малый Атлым, дала такие результаты. Песчаная пачка (10—12 м) с прослоями супесей, залегающих поверх халапантской морены, оказалась датированной в 70 ± 11 тыс. лет [там же, с. 36].

Итак, во внутренних районах Западно-Сибирской равнины в Сургутском, Нарымско-Колпашевском и Белогорском Приобье, на северо-запад-

Изменение высотных отметок и порядкового номера колпашевской террасы

Отрезок долины Оби	Отметки, м		Порядковый номер террасы
	абс.	отн.	
Устье — район г. Салехарда	35—55	35—55	III
Белогорский	35—55	38—40, до 43	III
Сургутский	35—55	12—18, до 20	II
Колпашевский	65—73(75)	12—15, до 20	I
Томско-Новосибирский	82—85	8—12, до 15	I

ной окраине Тобольского «материка» уртамские озерные осадки распространяются вплоть до 85—90-й горизонтали. Выше 90-метровой отметки наблюдать их не удастся. Они образуют относительно тонкий (первые метры), но, вероятно, почти сплошной покров, закрывающий склоны Обь-Иртышского водораздела и Белогорской возвышенности и спускающийся в долины Оби и Иртыша, где занимают в цоколе колпашевской террасы самое низкое гипсометрическое положение. В Сургутском Приобье они лежат на отметках 38—40, а у северо-западной окраины Белогорья — 18—35 м над уровнем моря.

Озерный уртамский покров имеет вогнуто-ступенчатую форму — как результат достаточно пассивного облекания и погребения неровностей палеорельефа. Из-под покрова просвечивают доуртамские разновысотные и разновозрастные уровни: самаровская и тазовская, ранне- и среднезырянская озерные террасы-равнины, а также каргинская и, возможно, кое-где казанцевские речные террасы. Сохранность этих древних, ныне погребенных уровней не только различная, но и неодинаковая для каждого из них в разных районах. Поэтому под одним и тем же гипсометрическим уровнем, зафиксированным уртамскими осадками, могут залегать разновозрастные породы. Вот почему выделение надпойменных террас (III, IV, V) выше колпашевской на Ср. Оби представляется неверным. Эти ступени являются разновысотными участками дна уртамского озерного бассейна.

Нам остается кратко рассмотреть нижеобский веер террас. По нашему мнению, он моложе по времени образования уртамской фазы подтопления внутренних районов Западно-Сибирской равнины, тем не менее и он формировался, по ряду признаков, не без влияния подпрудных явлений.

Отметим, прежде всего, любопытные закономерности изменения высотных отметок террас. Ранее мы неоднократно писали о том, что высота над уровнем моря верхней ступени веера, которую мы назвали колпашевской террасой, остается постоянной в долине Ниж. Оби и отчасти Ср. Оби. Изменяются лишь ее относительная высота над урезом Оби и порядковый номер. В устье Оби, в районе г. Салехарда, — это III надпойменная терраса высотой 35—55 м над уровнем моря. На Белогорском, а затем и на Сургутском отрезках обской долины ее относительная высота постепенно снижается соответственно до 38—40 и 12—18 (20) м. В Сургутском Приобье колпашевская терраса — уже II надпойменная, а на колпашевском отрезке обской долины и выше — I (табл. 2).

Только выше устья Ваха, в Александровском Приобье, начинается заметный продольный уклон колпашевской террасы. У г. Колпашево ее поверхность повышается до абсолютных отметок 65—75 м, выше устья р. Томи — до 82—85 м, в районе г. Новосибирска — до 98—100 м и т. д. Относительная высота медленно снижается минимально до 6—8 (10) м,

существенно изменяется состав осадков, приобретающих более свойственные нормальному аллювию черты.

В Колпашевском и тем более Томско-Новосибирском Приобье колпашевская терраса вложена в уртамскую озерную террасу-равнину, тогда как на Ср. Оби вплоть до Белогорья колпашевские слои залегают с размывом поверх уртамской толщи.

Существенно иначе ведут себя две (II и I) низкие надпойменные террасы нижнеобского веера. В устье Оби, у г. Салехарда, их абсолютные и относительные высотные отметки соответственно равны 18 (20)—30 и 6(8)—14(18) м. При этом I надпойменная терраса отчетливо подразделяется на низкую (6—8 м) и высокую (14—18 м) ступени. Вверх по обской долине абсолютные отметки обеих террас быстро растут (табл. 3), подтягиваясь к уровню III надпойменной поверхности. Слияние с ней II надпойменной ступени происходит, видимо, на Белогорском отрезке долины Оби, а I — где-то в Сургутско-Колпашевском Приобье. Возможно, именно с этим связано подразделение колпашевской террасы на два уровня, заметное на Ср. Оби.

Приведенная корреляция террас не лишена субъективного подхода, но в значительной мере подкреплена радиоуглеродными определениями возраста.

В районе г. Салехарда отложения I надпойменной террасы датированы по разновозрастному овражному аллювию. Из его основания и верхней части получены по древесине даты в 8450 ± 25 (СОАН-638) и 4260 ± 25 лет (СОАН-639).

В Нижнетугианском разрезе (см. рис. 16) уточнен возраст обеих уровней этой террасы. В основании отложений 12—15-метровой ступени поверх цоколя из уртамских глин сохранились линзы гумусированного суглинка с включениями торфа и мелких древесных остатков. Они датированы в $10\,150 \pm 100$ лет (СОАН-961). С поверхности эта ступень, как и более высокая II надпойменная терраса, прикрыта маломощным чехлом лессовидных суглинков. Их подошва зафиксирована следами плохо сохранившейся погребенной почвы, очевидно лесной подстилки, с которой связаны остатки мелких пней и нижних частей стволов хвойных деревьев. Почва интенсивно перемята «котлами кипения», разбита мелкими псевдоморфозами по ледяным жилам. Два куса древесины из клиньев датированы в 9250 ± 50 (СОАН-688) и 9370 ± 50 лет (СОАН-689). Наконец, основание торфа, залегающего на поверхности низкой, 6—8-метровой ступени, имеет радиоуглеродный возраст 6300 ± 50 лет (СОАН-968). Таким образом, высокая и низкая ступени I надпойменной террасы формировались от 10,16 до 9,37 (9,25) и от 9,25 до 6,3 тыс. лет назад. Даты в 10,15 тыс. лет фиксируют также верхний возрастной предел отложений II надпойменной 23—25-метровой террасы на Ниж. Оби.

Колпашевская терраса (Сургутское Приобье) в низовьях Бол. Югана хорошо датирована в разрезе около заимки Урьева (рис. 17). Ее высота здесь 16—23 м, абсолютные отметки 43—50 м. Песчаные осадки (до 20 м) лежат на цоколе (1,5—2 м), сложенном уртамскими глинами, из самой кровли которых по торфу получена дата $12\,830 \pm 75$ лет (СОАН-1202). В песчаной толще содержится крупная линза гиттии (2,5—3 м) с торфянистыми прослойками, которая накапливалась в интервале между $12\,360 \pm 50$ (СОАН-1198) и $12\,200 \pm 175$ лет (СОАН-1201). В эрозийной ложбине, вырезанной в песчаном теле террасы, лежит торф (1,5—2 м) основание которого датировано в 9820 ± 50 лет (СОАН-1199), а древесина из него (в 75 см от подошвы)—в 7330 ± 45 лет (СОАН-1200).

Нижний возрастной предел колпашевских слоев определен здесь предельно точно: 12,83—12,36 тыс. лет, а верхний лежит между 12,20 и 9,82 тыс. лет. Точнее он установлен, как нам представляется, в разрезе колпашевской террасы на протоке Мега (см. рис. 11) и определен датой в $10\,650 \pm 90$ лет (СОАН-323). Она получена для обломка древесины из

Изменение абсолютной и относительной высоты террас палеобассейного веера

	О т м е т н и т е р р а с, м											
	I					II					III	
	низкий уровень		высокий уровень			абс.	отн.	абс.	отн.	абс.	отн.	
абс.	отн.	абс.	отн.	отн.								
Устье — район г. Салехарда	6—8	6—8	14—16(18)	14—16(18)	20(18)—30	20(18)—30	—	—	35—55	35—55		
г. Березово — дер. Ванзетур — дер. Нары- кны	18—20	6—8	26—28	14—16(15)	33—35	21—23	—	—	—	—		
Малообьево-Северососьвинское междуречье	—	—	—	—	—	—	—	—	39—50, до 55	29—38, до 43		
Район дер. Нижние Тугианы	18—20	6—8	25—30	12—18	35—37	23—25	—	—	—	—		
Дер. Церегребное — устье р. Колтысьянки	18—21	6—7	24—26	10—12	36—38	22—24	—	—	—	—		
Дер. Шеркалы	—	—	—	—	33—39	18—24	—	—	—	—		
Район пос. Октябрьское — дер. Большой Камешь	19—20	5—6	26—27	12—15	37—39, до 41	21—23, до 25	—	—	50—52, до 55	38—40, до 43		
Устье Иртыша — г. Сургут	—	—	34—36, до 40	6—8, до 12	—	—	—	—	46—48, до 55	16—18, до 25		
г. Сургут — г. Нижневартовск	—	—	40—43, до 45	6—8, до 10	—	—	—	—	47—50, до 55	12—15, до 20		

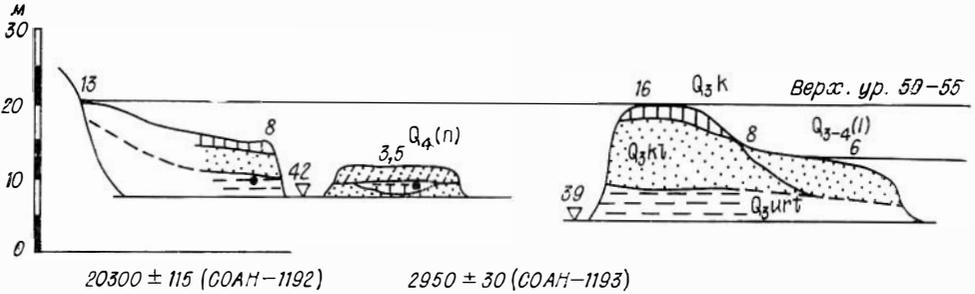
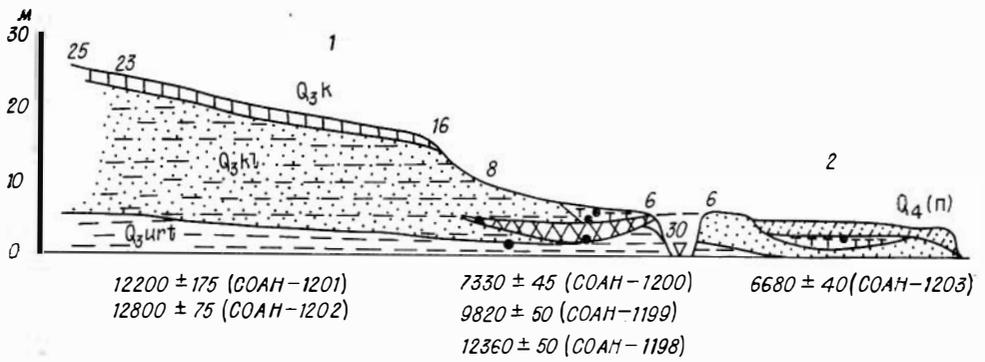
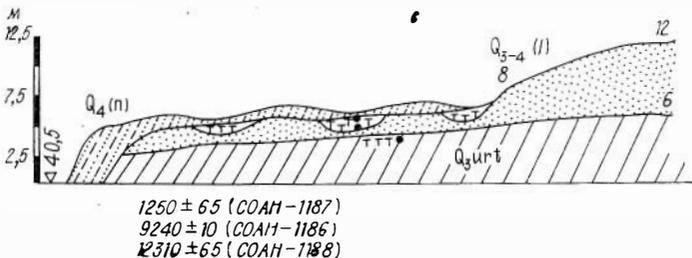
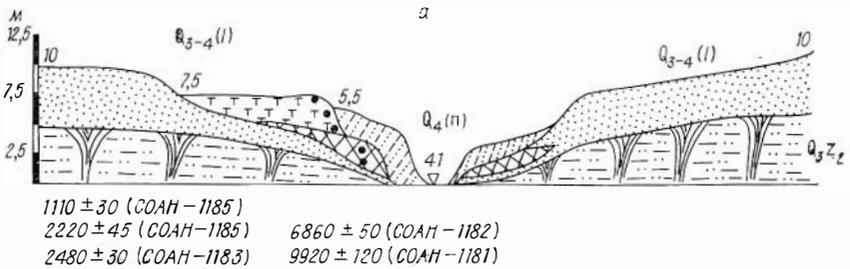


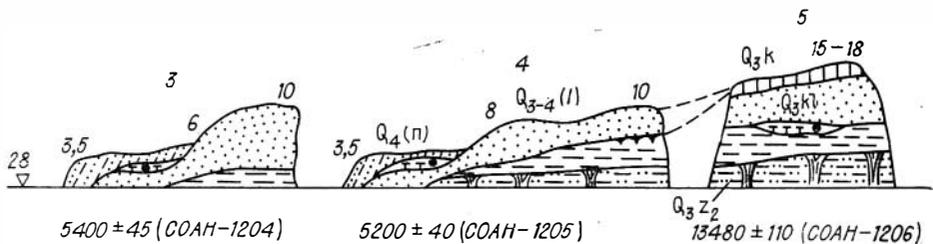
Рис. 17. Разрезы террас в сорах.

а — сор в низовьях Бол. Югана; обнажения у заповок Урьева (1), Курты-Инг (2), Сохна (3), Почов

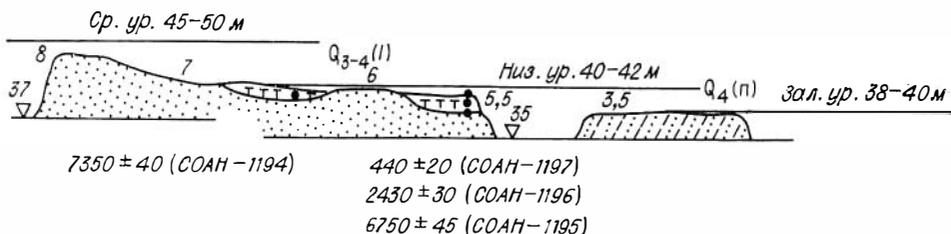
слоя (0,5—1,2 м) гумусированных супесей, деформированных морозобойными клиньями. Гумусированные супеси являются своеобразным пограничным горизонтом, залегающим на колпашевских песчаных слоях и в подошве лессовидных суглинков, покрывающих маломощным покровом (0,5—2 м) эту террасу. Таким образом, колпашевская терраса имеет возраст в Сургутском Приобье 12,5—10,6 тыс. лет.

Время завершения формирования лессового покрова на ее поверхности, очевидно, должно соответствовать примерно началу образования I надпойменной (6—8, до 10—12 м) песчаной террасы Ср. Оби, лишенной молодых лессов. Этот возрастной рубеж определяется серией дат из по-





6



Составил С. А. Архипов.

ские пески (4), у протоки Тухта (5); б — сор в среднем — нижнем течении р. Куль-Егана.

дошвы торфяников, залегающих в депрессионных понижениях поверх покрова лессов (табл. 4).

Предпочтительной является, очевидно, дата в 9850 ± 30 тыс. лет. Она же позволяет оценить возраст молодых лессов в $10,6-9,85$ тыс. лет.

Надпойменная терраса I в Сургутско-Александровском Приобье датирована в обнажении на правом берегу Оби, в устье руч. Ентарного (рис. 18). Она имеет здесь высоту от 7—8 до 10—12 м, сложена песками, залегающими на среднесырянских глинах с лохподгорскими псевдоморфозами по ледяным клиньям. Пониженные сегменты (7—8 м) заняты низовыми торфяниками. Один из них в устье названного ручья отчетливо делится на два слоя: торф и гиттию, разделенные явным перерывом. Гиттия относится к осадкам террасы и фациально замещается песками, а торф лежит в депрессионном понижении на ее поверхности. Основание гиттии датировано в 9920 ± 120 лет (СОАН-1181), ее средняя часть — в 6860 ± 30 лет (СОАН-1182), а основание торфа — в 2480 ± 30 лет (СОАН-1183). Нижняя дата подтверждается другой, полученной из основания торфа (9240 ± 10 лет), залегающего в аналогичной позиции у дер. Назино, и согласуется с приведенным выше возрастом молодого лесса. Верхняя граница находится где-то между 6,86 и 2,48 тыс. лет. К сожалению, кровля гиттии здесь оказалась не датированной.

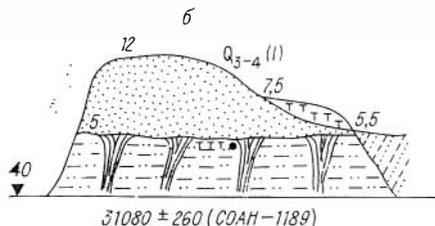


Рис. 18. Разрезы I надпойменной террасы в Александровском Приобье. Составил С. А. Архипов.

а — в устье руч. Ентарного; б — у дер. Акасомовская; в — у дер. Назино.

Перерыв внутри толщи низинных торфяников имеет, вероятно, прямое отношение к моменту завершения формирования I надпойменной террасы и началу образования поймы Оби, по крайней мере, в Сургут-

Радиоуглеродные даты из основания торфяников, залегающих поверх молодых лессов

Местонахождение	Радиоуглеродные даты
Протока Мега, правобережье Оби, в 20 км выше г. Мегиона	8800±50 (СОАН-951)
Дер. Большая Грива, низовья Васюгана	8075±40 (СОАН-357)
Ниже дер. Лукашкин Яр на правом берегу Оби	9850±30 (СОАН-1191)
Около заимки Урьева, низовья Бол. Югана	9820±50 (СОАН-1199)

ском Приобье. В этой связи отметим два любопытных обстоятельства. Имеющиеся у нас даты (табл. 5) из подошвы низинных торфяников группируются около двух рубежей: в 9,9—8 и 6,7—6,3 тыс. лет. Промежуточные даты в 7,3—7,8 тыс. лет, видимо, тяготеют к первой группе. Погребенные торфяники, которые лежат сейчас у тыловых швов поймы под ее наилками, имеют возраст от 5,2 до 6,68 тыс. лет. Существовало, что эти торфяники принадлежат наиболее сниженным участкам I надпойменной террасы, ныне превращенным в сегменты высокой поймы. Значительно моложе — от 570 ± 20 до 2950 ± 30 лет — маломощные линзы погребенных торфов, венчающих старичные фации в разрезах высокой поймы.

Все сказанное позволяет предполагать, что перерыв в торфообразовании приходится примерно на 6,5 тыс. лет назад с известными допусками в обе стороны. Следовательно, на Ср. Оби I надпойменная терраса сформировалась в раннем голоцене, хотя ее базальные слои могут относиться еще к концу позднего плейстоцена, а пойма — в среднем — позднем голоцене.

Геолого-генетической особенностью всего нижнеобского веера является то, что все террасы сложены преимущественно песками с преобладанием монотонной горизонтальной, реже волнистой («рябь мелководья») и совсем редко мелкой косой слоистостями. Пески часто очень тонкие, пылевато-глинистого состава, с переходом в песчаную супесь. Они обычно уплотненные и при выветривании приобретают даже лессовидный облик.

На Ниж. Оби, особенно на ее белогорском отрезке, для I и II надпойменных террас наряду с песками характерны тонкослоистые пылевато-песчаные лессовидного типа суглинки. Они нередко протягиваются непрерывным покровом с одного уровня на другой без заметных следов резких и глубоких врезов.

Такие осадки вряд ли можно считать нормально-аллювиальными. Скорее, это перигляциальный аллювий или же озерные бассейновые образования. Отчасти это подтверждается единичными находками в песчаных осадках III надпойменной террасы в районе г. Салехарда фораминифер, а выше по долине Оби, в разрезе у дер. Хаш-Горт и ряде других — остракод с единичными солоноватоводными видами (устное сообщение И. Л. Зайонца). В обоих случаях коэффициент «палеосолености» по отношению $S_{ор}/Fe_{дпр}$ указывает на господство морских условий седиментации [Архипов и др., 1977, с. 194, рис. 1, 59 и др.]. Если на основании этих данных допустить хотя бы кратковременное проникновение моря в устье Оби, то подпрудные явления, которыми только и можно объяснить специфическое геолого-геоморфологическое строение колпашевской террасы (см. выше), следовало бы связывать с повышением уровня моря [Архипов, 1969]. Однако при таком допущении возникают определенные трудности. Дело в том, что современные отметки (35—55 м) террасы, конечно, не являются истинными для позднеледниковой береговой линии. По всем мировым данным, уровень океана в промежутке между

Радиоуглеродные даты из голоценовых торфяников в долине Оби

Местоположение	Радиоуглеродные даты	
	Низинные торфяники (основание слоя торфа)	Погребенные торфяники
	У тылового пика поймы	старинная фация
Устье руч. Ентарного, правый берег Оби, ниже дер. Берхне-Бартовское	9920±120 (СОАН-4184)	
Около заимки Урьева, низовья Бол. Югана	9820±50 (СОАН-4199)	
Около дер. Лукашкин Яр, правый берег Оби	9850±30 (СОАН-4191)	
Около дер. Назино, правый берег Оби	9240±100 (СОАН-4186)	
Протока Метя, около 20 км выше г. Меглона	8800±50 (СОАН-954)	
Низовья Лямина (Сургутское Приобье)	8690±50 (СОАН-4208)	
Устье Томи	8450±60 (СОАН-337)	
Дер. Большая Ирва, низовья Васюлана	8075±40 (СОАН-357)	
г. Колпашево, устье протоки Матиялга	7890±90 (СОАН-354)	
Около дер. Орехово, низовья Куль-Егана (Сургутское Приобье)	7350±40 (СОАН-4194)	
Около устья Шил. Туляны, правый берег Оби	6350±50 (СОАН-908)	
Там же	6600±100 (СОАН-687)	
Низовья Куль-Егана	6750±45 (СОАН-4195)	
Низовья Бол. Югана (Сургутское Приобье)	5200±40 (СОАН-1205)	
Там же	5400±85 (СОАН-1204)	
Низовья Лямина	5360±90 (СОАН-1207)	
Низовья Бол. Югана	6680±40 (СОАН-1203)	
Низовья Куль-Егана		2950±30 (СОАН-1193)
Низовья Нягчи, (Белогорское Приобье)		1430±50 (СОАН-962)
		1440±75 (СОАН-964)
Протока Дашликина, около дер. Прохорилло, правый берег Оби		1910±55 (СОАН-1180)
Ирбисташ, Лукашкин Яр, правый берег Оби		570±20 (СОАН-1190)

15—10 тыс. лет назад был соответственно на 40 и 20 м ниже современного [Троицкий, Кулаков, 1976]. Следовательно, требуется с помощью гляцио-изостазии «поднять» север Западно-Сибирской равнины, по крайней мере, на 55—75 м, что представляется слишком большой величиной, впрочем, возможно, из-за слабой изученности этой проблемы на севере Сибири. Так, наши приближенные расчеты, сделанные для береговой линии хар-соимского (среднезырянского) моря, дали величину гляциоизостатического поднятия приустьевой части Оби в 50 м [Arkhipov, 1977].

Последней примечательной особенностью нижнеобского веера террас, имеющей немаловажное отношение к их происхождению, являются соры — обширные озеровидные или заливообразные расширения по обоим бортам долины Оби. Уже сама их форма, как и местоположение вне основной долины, говорит о том, что они не имеют непосредственного отношения к деятельности магистральной речной артерии. С другой стороны, все соры обладают четко террасированным дном. Самый низкий уровень дна всегда находится на отметках обской поймы, поэтому заливается в половодье и превращается в озеро. Незаливаемые ныне соровые террасы оконтуривают озерную впадину, образуя поднимающиеся в виде амфитеатра ступени, сопряженные на Ниж. Оби с II и I надпойменными, а в Сургутском Приобье — с колпашевской и покурской террасами. Так, в Шурышкарском соре (Ниж. Обь) для 8—10-метровой террасы имеется дата в 9310 ± 50 лет (СОАН-645) [Архипов и др., 1977]. В Большом соре (белогорский отрезок Оби) в цоколе соровых террас обнаружены каргинские [$C^{14} - 24\ 725 \pm 415$ лет (СОАН-960)] и, вероятно, уртамские отложения. В вершине Куль-Еганского сора (Сургутское Приобье) песчаная терраса с абсолютными отметками 50—55 м имеет в цоколе уртамские глины, датированные по торфу в $20\ 300 \pm 115$ лет (СОАН-1192) (см. рис. 17).

Таким образом, условия образования обских соров противоречивы. Они вряд ли являются чисто эрозионными формами и в то же время генетически тесно связаны с обскими террасами. Вероятно, и те и другие обязаны своим возникновением подпрудным явлениям, которые прямо или косвенно были обусловлены позднезырянским оледенением севера Западно-Сибирской равнины.

Террасы Оби — магистральной речной артерии, пересекающей всю Западно-Сибирскую равнину с юга на север, — несут огромную информацию о палеогеографии времени последнего оледенения. Данные их изучения дают достаточное основание считать бесспорным существование обширного подпрудного бассейна около 20 тыс. лет назад со сложной и еще до конца не разгаданной историей развития. Особенно сложно определить высокий уровень бассейна и выяснить стадии его спада. Вероятно, нельзя полностью исключить и эвстатическую природу нижнеобских террас, на что мы обращали внимание ранее [Архипов, 1969]. Одним словом, в изучении террас Оби сделан лишь первый, хотя и достаточно трудный шаг.

Г л а в а V

ПОЗДНЕЗЫРЯНСКИЙ (САРТАНСКИЙ) ПОКРОВ ЛЕССОЗ, ЛЕССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ И ЭОЛОВЫХ ПЕСКОВ

Широко распространенные в пределах южной и центральной частей Западно-Сибирской равнины покровные лессовидные отложения обычно залегают прямо на поверхности и являются материнской породой для современного почвенного покрова. Эти же отложения служат основа-

нием сооружений и построек, в них прокладывают коммуникации, из них отсыпают профили дорог, насыпей и дамб. В настоящее время значение изучения покрова лессовых отложений еще больше возрастает в связи с разработкой проекта переброски части стока сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию и широким развитием мелиорации на юге Западной Сибири.

Как уже показано в ряде статей и монографий, при внешней монотонности и однообразии свойств верхний покров лессовых отложений сложно построен и обладает своеобразными, только ему присущими особенностями фациального состава и пространственных переходов. В одних районах покров состоит из осадков грубого состава (пески, иногда гравий), в других — из супесей, суглинков, а иногда и глин.

Районами, где преобладает покров грубого состава, являются: Ишим-Тобольское междуречье, левобережье Ишима (вместе со склоном долины и II надпойменной террасой) к северу и югу от г. Ишима, левобережье Иртыша в районе Тюкалинска и центральная часть Барабы, включая акваторию оз. Чаны. В указанных районах широко распространены параллельные друг другу гряды (гривы), чаще всего целиком состоящие из лессовидного песка. Встречаются также сложенные этим материалом менее ясно очерченные всхолмления и бугры. Все эти формы рельефа представляют собой древние континентальные дюны, сформировавшиеся в основном из влекомого эолового наноса [Волков, 1961]. Для него характерно наличие микрокатышей глины (глиняного песка и гравия). Таким же материалом сложен покров и за пределами повышений, где его мощность редко превосходит 2—4 м.

В других районах (левобережье широтного отрезка Иртыша, правобережье Иртыша севернее Омска, Западная и Восточная Бараба, Восточная Кулунда, Новосибирское Приобье и др.), где распространены лессовидные суглинки и супеси, нередко приближающиеся по облику и составу к типичным лессам, древние бугры и гряды исчезают. Здесь лессовидные отложения залегают в виде покрова, мощность которого более или менее сохраняется на разных элементах древнего рельефа, включая и возвышенные участки междуречных пространств. Особенности состава и условия залегания покрова свидетельствуют о том, что он состоит из древнего взвешенного эолового наноса (атмосферной пыли, часть которой нередко представлена глиняным алевритом).

Во многих районах Западной Сибири прослеживаются постепенные переходы от покрова первого типа ко второму. Такой переход прослеживается, например, к востоку от Центральной Барабы, где гривы, сложенные песком, постепенно исчезают и сменяются единым покровом лесса и лессовидных суглинков, развитым в Восточной Барабе и Восточной Кулунде.

Наряду с покровом осадков субаэрального (преимущественно эолового) генезиса широко развиты (особенно в центральной части Западно-Сибирской равнины) также отложения водного генезиса, которые приобрели свои лессовые свойства в результате процессов диагенеза. Одним из крупных районов распространения таких отложений является западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольский «материк»).

Для выяснения условий и времени формирования верхнего покрова субаэральных лессовых отложений, развитого на юге Западной Сибири, важное значение имеют наблюдения за характером залегания его на разных геологических образованиях и древних формах рельефа. В настоящее время можно считать уже твердо установленным, что как в европейской части Союза [Москвитин, 1967; Величко, 1973; и др.], так и в Западной Сибири [Волков и др., 1969; Волков, 1971, 1973; Архипов, 1971; и др.] широко распространенный верхний горизонт лессовых отложений имеет позднечетвертичный возраст. В Западной Сибири прослеживаются два основных покрова этого времени. Один залегают на некоторой глубине

и образовался в докаргинское время, другой залегают обычно прямо на поверхности и образовался в последнюю (позднезырянскую или сартанскую) стадию. Теперь уже настало время охарактеризовать период и условия формирования этого покрова более точно и полно.

Уже было показано [Волков, 1971, 1973, 1976; Волков, Зыкина, 1977], что верхний покров эоловых песков, лессов и лессовидных суглинков распространен на всех древних поверхностях, кроме I террасы и поймы. Самыми молодыми поверхностями являются II речная надпойменная терраса долин юга Западной Сибири и сартанская озерная равнина, в которую эта терраса переходит в центральной части Западно-Сибирской равнины. И на Оби [Архипов, 1971; Архипов, Фирсов и др., 1973], и на Иртыше [Волков и др., 1969, 1973; Волков, 1973], и на их притоках II надпойменная терраса имеет позднезырянско-каргинский возраст. Покров эоловых песков, слагающий гривы, и других субаэральные лессовые отложения моложе аллювия этой террасы, т. е. моложе каргинского интерстадиала.

Ясным верхним возрастным пределом формирования покрова лессовых отложений и гривного рельефа являются I речная надпойменная терраса и синхронные ей иные образования. Эрозионный уступ тылового шва этой террасы часто подрезает II надпойменную террасу вместе с развитым на ней покровом субаэральные лессовых отложений, гривным и иным древним эоловым рельефом. Таким образом, этот покров моложе вторых, но древнее первых террас рек юга Западной Сибири. Данные различных методов изучения четвертичного периода в сочетании с радиоуглеродным датированием ясно свидетельствуют о том, что регионально развитая I надпойменная терраса сформировалась в основном в позднеледниковье и самом начале голоцена. Накопление ее осадков завершилось их эоловым переувлажнением. Затем сформировалась почва и стал накапливаться торф. Накопление этих фитогенных осадков в Западной Сибири, так и в других регионах умеренного пояса Северного полушария, началось около 9 тыс. лет назад [Волков, 1971; Волков и др., 1973]. К этому времени в основном завершилось и накопление озерных отложений на дне многочисленных котловин и впадин Западной Сибири, из которых наиболее крупная — Кондинская низина. Здесь также около 9 тыс. лет назад началось активное развитие болот и накопление торфа.

Итак, геоморфологическое и стратиграфическое положение верхнего покрова субаэральные лессовых отложений Западной Сибири довольно определенно свидетельствует о том, что он сформировался во время позднезырянской (сартанской) стадии континентального оледенения. Для более точного определения времени и условий его формирования имеют важное значение данные абсолютной геохронологии.

В Новосибирском Приобье в последние годы ведутся работы по изучению строения лессовых отложений, развитых на междуречьях и в долинах местных рек на право- и левобережье Оби. Эти исследования включают не только изучение самой субаэральной толщи, но и специальное всестороннее исследование встречающихся здесь ископаемых почв, возраст которых местами определен радиоуглеродным методом хуже. Среди таких районов большой интерес представляет междуречье Шипуниха — Койшиха (левые притоки Берди) и левобережье Берди вблизи пос. Шипуново (Искитимский район Новосибирской области). Как уже было показано [Волков, Зыкина, 1977], в указанном районе, который предложен в качестве стратотипического для разработки схемы расчленения субаэральной толщи Новосибирского Приобья, для каргинского и последующего времени выделены следующие стратиграфические единицы: нижняя ископаемая почва искитимского педокомплекса, среднеискитимский лесс, верхняя почва искитимского педокомплекса, а также перекрывающий ельцовский горизонт лесса и фрагментарные суминский педокомплекс и баганский лесс (рис. 19).

Нижняя искимитская почва, как это показали палеопедагогические исследования В. С. Зыкиной, первоначально формировалась в природной обстановке, близкой к современной. Позже она подверглась вторичным изменениям в условиях холодного влажного климата, когда гумус стал подвижным. Существовала многолетняя мерзлота, и происходило солифлюкционное перемещение вниз по склону поверхностного грунта. Гумусированный слой приобрел вид складочек и неясных пятен, хотя общий первичный генетический профиль почвы и сохранился.

Первые радиоуглеродные даты были получены в разрезе близ пос. Шипуново в южной части Мраморного карьера. Для радиоуглеродного датирования использовались кусочки древесного угля, в изобилии встречающегося во вторичном измененном гумусированном слое почвы. Уголь образовался именно во время вторичных преобразований почвы в результате пожаров кустарников или мелких деревьев. Возраст угля оказался $33\ 100 \pm 1600$ лет (СОАН-165 [Панычев, 1975; Волков, Зыкина, 1977]). Другая дата была получена из кости черепа шерстистого носорога, который был откопан из прослоя лессовидного суглинка непосредственно выше почвы. Возраст кости оказался $32\ 780 \pm 870$ лет (СОАН-629) [там же]. Обе даты достаточно определенно свидетельствуют о том, что нижняя искимитская почва в месте Мраморного карьера сформировалась несколько ранее 33 тыс. лет назад; 33—32 тыс. лет назад произошло вторичное преобразование этой почвы в условиях влажного климата и мерзлоты, начал отлагаться среднеискимитский прослоек лесса, в котором оказался захороненным череп носорога.

В 1976 г. сотрудником Института географии АН СССР В. Л. Лыхным совместно с нами была отобрана проба для датирования нижней искимитской почвы из южной стенки вскрыши Мраморного карьера, т. е. из того же места, из которого получены предыдущие даты. По сумме фракций гуминовых кислот, как любезно сообщил нам В. Л. Лыхин, была получена дата $29\ 000 \pm 450$ лет (ИГАН-168). Другая проба была отобрана из нижней почвы искимитского педокомплекса в южной части карьера Ложок, расположенного в центральной части междуречья Шипуниха — Койниха. Также по сумме фракций для почвы была получена дата 30 ± 1 тыс. лет (ИГАН-169).

В целом полученные радиоуглеродные даты из нижней искимитской почвы говорят о ее формировании в среднезырянское время, вероятно в период установленного П. В. Кинд (1971) малохетского потепления (42—33 тыс. лет назад). Даты по углю и кости черепа носорога, соответствующие времени вторичного преобразования этой почвы в условиях вечной мерзлоты и началу накопления среднеискимитского прослоя лесса, хорошо укладываются в возрастной интервал последующего резкого похолодания климата (33—31 тыс. лет назад), которому в низовьях Лены соответствовала жиганская стадия оледенения. Учитывая пока невысокую точность определения радиоуглеродным методом абсолютного возраста ископаемых почв по их органическому веществу, можно заключить, что этому предположению не противоречат и две другие даты (ИГАН-168 и ИГАН-169).

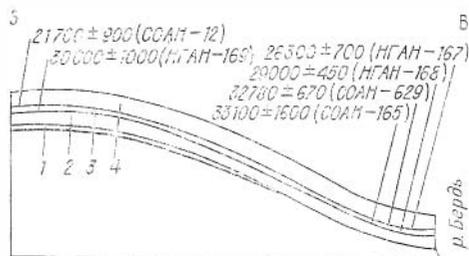


Рис. 19. Условия залегания, стратиграфические элементы и радиоуглеродные даты верхнечетвертичного покрова лессовых отложений на междуречье Шипуниха — Койниха, левобережье Берды выше г. Искипита.

1 — бердский педокомплекс; 2 — тулунский лесс; 3 — искимитский педокомплекс; 4 — ельцовский лесс.

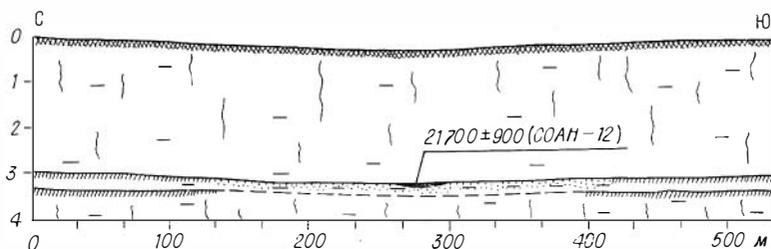


Рис. 20. Разрез в канаве, пересекающей поперек пологую ложину в центральной части междуречья Шипуниха — Койниха. Гумус из верхней искитимской почвы на склонах погребенной ложины вымыт. На дне ложины накопилась сильно гумусированная супесь, из которой получена радиоуглеродная дата.

В том же месте, где и проба ИГАН-168, была отобрана проба и определен возраст органического вещества из гумусированного горизонта верхней искитимской почвы. Дата по первой (холодной) фракции гуминовых кислот оказалась $26\ 300 \pm 700$ лет (ИГАН-167). Еще одна дата получена на левобережье Ини (правый приток Оби), вблизи пос. Барышево, в карьерах кирпичного завода. Здесь искитимский педокомплекс представлен не двумя, а лишь одной ископаемой почвой, залегающей на глубине 3—4 м от дневной поверхности. По сумме фракций возраст органического вещества почвы оказался $24\ 300 \pm 380$ лет (ИГАН-199). Есть все основания считать (в том числе и судя по дате), что на левобережье Ини нижняя искитимская почва уничтожена вторичными склоновыми процессами, а сохранилась лишь верхняя.

Обе даты достаточно ясно показывают, что верхняя искитимская почва формировалась во время позднего каргинского (липовско-новоселовского, по: [Кинд, 1971]) интерстадиала. Следует подчеркнуть, однако, что верхняя почва, как и нижняя, изменена вторичными склоновыми процессами, протекавшими в условиях существования многолетней мерзлоты. Во время этой фазы поверхностного переувлажнения грунта в почвенном слое могло накапливаться какое-то органическое вещество. Полученные даты, однако, несколько древнее предполагаемого возрастного интервала этого преобразования. Они отражают время первичного формирования верхней искитимской почвы.

Наибольший интерес для определения времени формирования верхнего (ельцовского, по нашей схеме [Волков, Зыкина, 1977]) покрова лесовых отложений имеет радиоуглеродная дата, полученная значительно ранее на междуречье Шипуниха — Койниха. На определение абсолютного возраста был отобран образец из канавы для укладки трубопровода в наиболее возвышенной части междуречного пространства между ручьями Шипуниха и Койниха. Здесь канава пересекла ложину относительной глубиной около 0,5 м с очень пологими склонами. В нижней части стенок канавы всюду прослеживается верхняя искитимская почва. За пределами ложины она имеет ясно выраженный темно-серый гумусированный горизонт. На склонах ложины гумус промывает и ископаемая почва приобрела вид прослоя светло-серой супеси толщиной 30—50 см (рис. 20). Почва повсюду залегает под ельцовским покровом светлого желтовато-коричневого легкого суглинка, переходящего в супесь. Он имеет мощность 2,5—3 м и является материнской породой для современной почвы. На дне погребенной ложины сверху ископаемой почвы залегает линзовидный прослой сильно гумусированного алевролита толщиной 10—15 см при ширине около 4 м. Из этого прослоя и был взят образец, возраст которого оказался $21\ 700 \pm 900$ лет (СОАН-12).

Верхняя искитимская почва, как это показали палеопедологические исследования В. С. Зыкиной, первоначально формировалась в условиях

теплого интерстадиала при климате степного или лесостепного типа [Волков, Зыкина, 1977]. Позже климат резко изменился, стал влажным и холодным. На склонах лощины гумус из почвы был промыт, а на ее дне проходил слабый безрусловый сток. В условиях низового болота и накопилась сильно гумусированная супесь на дне лощины. Ныне входящее в зону недостаточного увлажнения междуречье Шипуниха — Койниха в то время находилось в условиях избыточного увлажнения. Существовала многолетняя мерзлота. Это был климат тундрового или лесотундрового типа. В таких природных условиях на междуречных пространствах никакого покровного осадконакопления происходить не могло. На пологих склонах проявлялись мерзлотно-солифлюкционные процессы, а на дне элементов дренажной системы проходил сток.

Линза гумусированной супеси на дне лощины образовалась в конце влажной эпохи. Дно лощины и балки, с которой она сливается, в низовьях переходит во II надпойменную террасу Берди; следовательно, дата указывает на время активного формирования ее аллювия и других рек системы Оби. Позже климат вновь резко изменился. Он стал очень сухим, а почвообразовательные процессы оказались подавленными в условиях интенсивного осадконакопления. В верхней части междуречья Шипуниха — Койниха и на его восточных склонах под воздействием западных ветров отлагался материал верхнего, ельцовского, покрова лессовых отложений. Накопление материала протекало с одинаковой интенсивностью и на дне лощины, и на ее склонах, и за ее пределами. Об этом свидетельствует одинаковая мощность ельцовского покрова во всей центральной части междуречья и его восточных склонах (около 3—4 м).

Полученная дата для образца СОАН-12 впервые ясно показала, что верхний, ельцовский, покров лессовых отложений, почти повсеместно распространенный на юге Западной Сибири и имеющий субаэральный генезис [Волков, 1971 и др.], начал накапливаться позже 22—21 тыс. лет назад. Эта же дата позволяет судить и о времени формирования широко распространенного грядового (гривного) рельефа. Выше было показано, что отложения грив и верхний, ельцовский, покров лессовых отложений юга Западной Сибири сходны в генетическом и возрастном отношении. Это различные фации единой верхнечетвертичной субаэральной формации. Отложения, слагающие аккумулятивную часть грив, связаны непрерывными фациальными переходами с лессами и лессовидными суглинками ельцовского покрова. Из этого следует, что и гривный рельеф начал формироваться позже 21—22 тыс. лет назад.

Важное значение для определения времени завершения формирования гривного рельефа и ельцовского покрова лессовых отложений имеет радиоуглеродная дата, полученная в восточной части Барабы из костеносного слоя стоянки палеолитического человека. Место, откуда взят образец, находится в Каргатском районе Новосибирской области, в пределах центральной усадьбы совхоза «Озерский». Этот населенный пункт расположен в восточной части широтно ориентированной гряды, известной под названием Волчьей Гривы. По строению поверхности и отложений она ничем не выделяется среди других грив, распространенных на юге Западной Сибири.

Захоронение огромного количества обработанных палеолитическим человеком костей (почти исключительно мамонта) расположено на гриве близ ее восточного конца [Алексеева, Волков, 1969]. Костеносный слой залегает на глубине 1—2 м сводовой части гряды, ограниченной с востока в виде подковы древним озерным абразионным уступом. Этот слой перекрыт лессовидным легким суглинком (баганский лесс), на котором развита современная почва. В основании лессовидного суглинка развита мало-мощная слабач почва (суминский педокомплекс). На поверхности этой почвы, в нижней части суглинка и залегают кости. Таким образом, во время формирования костеносного горизонта грива уже существовала.

Климат был влажным, и грива вдавалась на восток в виде мыса в пределы акватории обширного проточного озера. Дно этого озера сохранилось ныне в виде обширного Суминского займища. Позже формирования почвы и костеносного слоя на гриве накопился лишь баганский лессовидный суглинок мощностью 1—2 м.

Возраст кости мамонта из стоянки Волчья Грива оказался равным $14\ 200 \pm 150$ лет (СОАН-78 [Фирсов, Орлова, 1971; Окладников и др., 1971; Алексеева, Волков, 1969]). Климат тогда был влажным. Обводненность ландшафтов Барабы (да и всего юга Западной Сибири) значительно превосходила современную. Возникло большое количество пресных озер, позже исчезнувших или осолонившихся. Река Сума там, где она пересекает Суминское займище, имеет лишь пойму. Стратиграфическое положение древних озерных отложений вблизи Волчьей Гривы и геоморфологическая позиция самой поверхности займища ясно свидетельствуют о том, что озера существовали во влажную эпоху формирования первых террас рек Западной Сибири. Многие десятки радиоуглеродных дат, полученных в разных районах Западной Сибири, подтверждают правильность мнения, что первые речные террасы и синхронные им образования имеют позднеледниковый и раннеголоценовый возраст (14—8 тыс. лет).

Из приведенного краткого обзора видно, что верхний, ельцовский, субэаральный покров лессовых отложений Западной Сибири и связанный с ним гривный рельеф в разных районах пока изучен неравномерно. Накопленные здесь фактические данные достаточно определенно свидетельствуют о том, что климатические условия в каргинско-сартанское время были непостоянны. Во время позднекаргинского (липовско-новоселовского) потепления в климатических условиях, близких к современным, формировалась верхняя почва искитимского педокомплекса. Позже климат стал холодным и влажным. В это время на междуречьях происходило вторичное преобразование верхней искитимской почвы. На склонах она отчасти или даже полностью оказалась срезанной склонным плоскостным наносом. В долинах проявлялся интенсивный сток и накапливался аллювий регионально развитой II надпойменной террасы. В центральных частях равнины вследствие ледниковой подпруды возникло обширное приледниковое озеро (позднепреображенская трансгрессивная фаза Мансийского озера). Эта влажная эпоха окончилась в Западной Сибири, во всяком случае, позже 21 тыс. лет назад, вероятно, во время максимума позднезырянской (сартанской) ледниковой стадии.

На основании всестороннего изучения позднечетвертичной толщи с учетом данных радиоуглеродного датирования можно заключить, что накопление ельцовского покрова лессовых отложений вместе с гривными отложениями и формированием самих грив охватывало главным образом время дегляциации сартанской ледниковой стадии (18—15 тыс. лет назад), когда в Западной Сибири, как и в других районах умеренного пояса Северного полушария Земли, проявилась эпоха глубокой аридизации климата [Волков, 1969, 1971, 1973]. Позже, во время резких кратковременных колебаний климата позднеледниковья и раннего голоцена, сформировались фрагментарно развитые слабый суминский педокомплекс и мало мощный баганский горизонт лессовых отложений. В это же время в долинах образовалась регионально развитая I надпойменная терраса вместе с синхронными ей эрзными отложениями.

Значительно хуже изучен покровный комплекс центральных районов Западной Сибири. В последние годы и здесь получены радиоуглеродные даты из образований позднекаргинского (липовско-новоселовского) потепления. Стратиграфически выше этих образований обычно залегают отложения водного (главным образом озерного) генезиса. Среди них главную роль играют образования позднепреображенской стадии Мансийского приледникового озера. Верхнюю, а нередко также и среднюю часть разрезов покровного комплекса слагают слоистые и неслоистые

отложения, обладающие светлой желтовато-коричневой окраской, хорошо сохраняющие вертикальные обрывы, пронизанные следами корней и вертикальными трещинами и обладающие некоторыми признаками лессовых пород. Нет сомнения в том, что все эти свойства отложений непосредственно не связаны с первоначальным генезисом осадка, а возникли в результате его вторичного преобразования в приповерхностной зоне аэрации.

Экспедиционные исследования последних лет, особенно во внутренних удаленных от крупных долин районах, показали, что на обширных пространствах здесь на поверхности залегают весьма своеобразные плохо сортированные неслоистые или слабослоистые песчаные суглинки, с которыми связан своеобразный полого-бугристый рельеф. Мощность этих суглинков обычно не превосходит первых метров, а в основании их часто залегают крупные погребенные морозобойные клинья. Генезис суглинков и связанного с ними микрорельефа неясен, но связь его с субаэральными процессами весьма вероятна. По-видимому, эти суглинки по возрасту близки к баганскому лессу южных районов.

Г л а в а VI

СЛЕДЫ ДРЕВНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Изучению многолетнемерзлых пород, распространенных в Западной Сибири, посвящены десятки работ. В известной мере они обобщены в сводках В. В. Баулина и др. (1967), В. Т. Трофимова (1977), к которым мы и отсылаем читателя. Нас следы древней мерзлоты интересовали как альтернатива существованию подпрудного бассейна во внутренних районах Западно-Сибирской равнины. Ее высказывают некоторые мерзлотоведы, указывающие на широкое развитие криогенных текстур в позднеплейстоценовых отложениях, что противоречит, по их мнению, существованию обширного озерного бассейна с его неизбежным утепляющим эффектом. Поэтому рассмотрение древнемерзлотных явлений мы сознательно ограничиваем только выяснением тех стратиграфических уровней, на которых они действительно достаточно широко распространены, а территориально — область развития подпрудного бассейна.

Древнее уртамского стратиграфического уровня (20 тыс. лет) в естественных обнажениях удается наблюдать три криогенных горизонта, представленных псевдоморфозами по ледяным жилам, «котлами кипения», солифлюкционным растаскиванием грунта и т. п. Они хорошо прослеживаются в разрезах высоких кырьясской и куль-еганской ступеней уртамской озерной равнины (см. рис. 13, 14).

Надежнее всего датированы криогенные текстуры непосредственно в подошве уртамских слэев в обнажениях Кырьяс-I и-II (см. рис. 13). Это сравнительно небольшие эпизодически встречающиеся псевдоморфозы по ледяным клиньям шириной от 0,2—0,3 м и длиной 1,5—2 м. Клинья начинаются от контакта уртамских зеленовато-серых суглинков с подстилающей толщей среднезырянских глин, алевроитов и суглинков с линзами торфа. Контакт довольно часто фиксирован линзами торфа и гумусированными суглинками (лесной подстилкой) иногда с обломками древесины, которые встречаются и в клиньях наряду с растасканными мерзлотой гумусом и торфом. Древесина в клине датирована в 29,9 тыс. лет, а вся озерная толща попадает в вилку радиоуглеродных дат примерно от 36,3 до 27,5 тыс. лет (см. рис. 13). Видимо, ледяные клинья сингенетичны озерным отложениям; их образование мы связываем с лохподгорским холодным стадиялом 30—35 тыс. лет [Архипов и др., 1977].

Более древний, второй криогенный горизонт в разрезах Кирьяс-I и-II, а также по Куль-Егану связан со слоем тонкоотмученного, белесого алевролита с линзами черного торфа в его подошве. Оба эти слоя сильно нарушены древними мерзлотными процессами, перемяты, растасканы, разбиты крупными клиньями на полигоны. Ширина клиньев до 3 м, длина превышает 5—6 м. Они разрывают всю подстилающую толщу озерных глин (3—5 м) и проникают в нижележащие аллювиальные отложения. Полости клиньев заполнены глинисто-алевритовым материалом с кусками черного торфа и мелкими блоками белесых алевролитов.

Возраст этих криогенных образований пока не поддается точному определению. В разрезах Кирьяс-I и -II черный торф и куски древесины из него оказались на пределе радиоуглеродного метода. В 1973 г. по торфу была получена дата в $44\ 750 \pm 2100$ лет (СОАН-326). Позднее были произведены переопределения. При стандартной обработке куска древесины возраст оказался равным $43\ 720 \pm 1650$ лет (СОАН-1167), а возраст дубль-пробы (без обработки) — $42\ 020 \pm 1730$ лет. Оба эти значения близки к «пределу» датирования. По торфу вторично получена дата в $38\ 785 \pm 700$ лет (СОАН-1168), а по дубль-пробе экстрагированных из торфа гуминовых кислот — $44\ 525 \pm 1750$ лет; это значение, по мнению Л. В. Фирсова, следует принимать как «запредельное». Таким образом, даты в 44,5—44,7 тыс. лет могут рассматриваться лишь как минимальные.

Белесые алевролиты и черный торф подстилаются озерной толщей — слоистыми глинами и алевролитами, местами ленточными глинами (от 3 до 8 м). Из них на высоте около 12 м над Обью в обнажении Кирьяс-I получена термолюминесцентная дата в 120 ± 16 тыс. лет (см. рис. 13). Нижележащая аллювиальная толща, сложенная русловыми песками и осадками пойменно-старичного типа (переслаивание песков, супесей, глин с линзами торфяничков), охарактеризована находками обломков бивня и коренного зуба *Mammuthus* sp. Кроме того, на бечевнике подобраны остатки скелетов позднего мамонта, шерстистого носорога, оленя, лошади, бизона (устное сообщение И. Л. Зайонца). Все эти ископаемые млекопитающие принадлежат верхнепалеолитическому (мамонтовому) комплексу и поэтому датируют вмещающие породы в широком интервале от «не древнее второй половины среднего плейстоцена» или от самаровского оледенения до конца позднего плейстоцена включительно. Некоторым уточнением, возможно, являются находки зубов и частей скелета грызунов *Dicrostonyx* cf. *simplicior* Fej, *Lemmus obensis* Brant., которые, по мнению В. Д. Зажигина, могут указывать на среднеплейстоценовый возраст.

Наконец, палинологические исследования свидетельствуют о том, что озерная и подстилающая ее аллювиальная толща формировались, по данным Т. П. Левиной (1979), соответственно в холодных и умеренно-прохладных климатических условиях. Они как будто не дают основания выделять в разрезах Кирьяс-I и-II казанцевский аллювий. Однако ископаемая флора из черного торфа, согласно определениям В. П. Никитина (устное сообщение), характерна для современной среднетаежной зоны Западной Сибири и, следовательно, указывает на климат, сходный с современным. Сам же тип флоры, по его заключению, дает возможность датировать вмещающие породы не древнее позднего плейстоцена.

Таким образом, черный торф по совокупности приведенных выше данных может быть либо казанцевским, либо принадлежать какому-то теплому интерстадиалу ранне- и среднезырянского времени [Архипов, Фирсов и др., 1973; Архипов, Довгаль и др., 1976]. Принимая его казанцевский возраст и максимальное значение термолюминесцентной даты ($120 \pm 16 = 136$ тыс. лет), подстилающие озерную и аллювиальную толщи можно было бы сопоставить соответственно с тазовским оледенением и ширтинским межстадиалом. Более древний тобольский (миндель-рисский) возраст палеонтологически как будто не подтверждается. В случае признания более молодого возраста торфа и при минимальном значении термолюми-

несцентной даты ($120 - 16 = 104$ тыс. лет) подстилающие отложения могли бы считаться нижнезырянскими, как мы полагали ранее [там же], хотя аллювиальная толща, возможно, могла бы датироваться позднеказанцевским временем.

Выбор варианта интерпретации осложняется тем, что в обнажениях по Куль-Егану под среднезырянскими отложениями с датой в $28\ 140 \pm 840$ лет (СОАН-1237) и поверх горизонта белесых алевритов лежит морена с пачкой глин (в том числе ленточных) в основании (см. рис. 14). Из этих подморенных глин по торфу получены две запредельные даты (> 45 тыс. лет, СОАН-1235, 1236), а подстилающая белесые алевриты толща озерных глин, как и в Кирьясе, термолюминесцентным методом датирована в 120 ± 17 тыс. лет. В свете этих радиологических определений морена может быть либо тазовской, либо, что кажется менее вероятным, нижнезырянской. Между тем по традиционным представлениям, морены, распространенные в Сургутском Приобье (а следовательно, и по Куль-Егану), считаются самаровскими [Карта четвертичных отложений, 1961; Земцов, Шацкий, 1959]. Так, по заключению В. П. Никитина (устное сообщение), обработавшего коллекцию проб, собранную И. Л. Зайонцем, из глин, подстилающих морену, происходит ископаемая флора тундрового и лесотундрового типа, по его мнению, самаровского возраста, а из нижележащего аллювия — флора «диагональных песков» (см. ниже).

При попытке корреляции разрезов Куль-Егана с Кирьясом проходит только вариант с нижнезырянским возрастом морены. Сопоставление ее с тазовским и, тем более, самаровским оледенением неизбежно означает сильное удревнение черного торфа в Кирьясе. Он становится среднеплейстоценовым, что также представляется сомнительным. Очевидно, что однозначное решение — дело будущих исследований.

Вероятно, одновозрастными являются крупные псевдоморфозы по ледяным жилам в обнажении Чагина Яра, на левом берегу Оби у дер. Прохоркино (см. рис. 15). Ледяные клинья хотя и залечены здесь уртамскими суглинками и растасканной мерзлотой древней почвой, тем не менее возраст древесины из них оказался от $37,4 - 42,4$ тыс. лет до запредельного (> 45 тыс. лет).

Третий, самый древний из доступных для изучения криогенных горизонтов нами прослежен только по Куль-Егану. Он приурочен к верхам аллювиальной толщи, возраст которой точно не установлен, но предполагается как тобольский (см. рис. 14).

Криогенный горизонт в кровле предположительно тобольской свиты представлен крупными псевдоморфозами по ледяным клиньям. Начинаясь на высоте 5—6 м над Куль-Еганом, клинья шириной до 2—3 м уходят под уровень реки. Заполнены глинистыми осадками с деформированными линзами торфа. В одном случае торф получил близкую к запредельной дату $41\ 660 \pm 1380$ лет (СОАН-1238). Очевидно, дата омоложена. В других обнажениях торф охарактеризован запредельными (> 50 и > 45 тыс. лет) датами (см. рис. 14).

Криогенные горизонты, приуроченные к кровле тобольского аллювия и предположительно ниже-, среднезырянским озерным отложениям, развиты достаточно широко. Еще в 1959 г. они были описаны нами для северо-западной окраины Тобольского «материка» под названием первой и второй зон криотурбаций [Архипов, Худяков, 1961]. Следует лишь заметить, что в публикации 1961 г. вторую зону мы связывали с так называемой послесамаровской свитой.

В поле развития низких локозовской и покурской ступеней уртамской озерной равнины в естественных разрезах прослеживается только один криогенный горизонт, имеющий исключительно широкое распространение: от г. Колпашево и р. Васюган на юге до северо-западной окраины Белогорской возвышенности — дер. Нижние Тугияны (см. рис. 11, 12, 15, 16, 17, 18). Далее к северу, в Нижнем Приобье, этот горизонт крио-

турбаций прослеживается в толще озерных осадков, синхронных лох-подгортской морене [Архипов и др., 1977].

Повсеместно криогенные текстуры имеют форму огромных клиньев шириной от 1,5—3, иногда до 5 м, следующих по стенке обнажения через 25—30 м. Они обычно пересекают 4—5-метровую пачку озерных глин и алевроитов и уходит под урез рек. Пачка деформированных отложений по торфу датирована в 31—36 тыс. лет (Колпашево), $34\,975 \pm 510$ лет (СОАН-358) (Васюган, Большая Грива), $31\,080 \pm 260$ лет (СОАН-1189) (р. Обь, дер. Акасомская) и т. д. Это позволяет связывать полигональную систему ледяных жил с лохподгортским (30—35 тыс. лет) холодным стадием [там же], тем более, что она перекрыта либо уртамскими, либо каргинскими отложениями. Существенно отметить, что самые низы уртамских слоев (глины с прослоями торфа) местами (например, на Мега) разорваны и растасканы над клиньями. По-видимому, это связано с вытаиванием жильных льдов и заполнением полостей вышележащими осадками — прямым свидетельством их деформации под влиянием утепляющего эффекта подпрудного бассейна.

Непосредственно в уртамских озерных осадках эпизодически отмечаются лишь мелкие и, вероятно, сингенетичные криогенные текстуры. Однако по их кровле и, особенно, по кроющей их (локосовской) почве постоянно отмечаются морозобойные клинья, кипуны, мерзлотное растаскивание гумусовых слоев и т. п. Клинья обычно относительно мелкие (шириной до 0,2 м и длиной 1—1,5 м), быстро загорающие в толще уртамских пород. Достаточно отчетливо этот криогенный горизонт начинает проявляться только на широте Ниж. Васюгана (разрез у дер. Большая Грива — см. рис. 15) и далее к северу. Так, отдельные группы клиньев встречаются по Куль-Егану (см. рис. 14) и постоянно вдоль юго-западной окраины Тобольского «материка», где образуют так называемую «третью зону крпотурбаций» [Архипов, Худяков, 1961]. Эти регионально распространенные криогенные текстуры эпигенетически наложены на послетазовскую свиту, сопоставляемую сейчас с уртамскими слоями (см. гл. IV, табл. 1).

Следует отметить, что описанный криогенный горизонт пользуется преимущественным распространением лишь на высоких уровнях уртамской террасы-равнины, где субаэральный режим установился предположительно около 15 тыс. лет назад. Поэтому можно думать, что его образование связано с ньяпанской стадией позднезырянского оледенения (см. гл. I).

Первый регионально выдержанный криогенный горизонт выше уртамского стратиграфического уровня сложен клиньями под покровом молодых лессов, которые, как правило, не образуют полигональной системы и рвут лишь самые верхи (1,5—3 м) колпашевских слоев (см. рис. 11). Единичные или группы из 5—6 клиньев развиты обычно на маломощной почве (лесной подстилке?), на которой местами сохранились мелкие пенечки хвойных деревьев (Мега, Нижнетугицкий разрез и т. д.), вместе с гумусом и покровными суглинками затаенные в клинья, и поэтому полученные по ним радиоуглеродные даты 9,2—9,3, до 10,6 тыс. лет (см. рис. 11) фиксируют время вытаивания жильных льдов, образование которых относится, по всей совокупности данных, к послеалёродской, норильской стадии позднезырянского оледенения (см. также гл. IV).

Таким образом, в течение позднеплейстоценового, зырянского оледенения образовалось несколько разновозрастных генераций ледяных клиньев. Существенно важно подчеркнуть, что они развиты по озерным или близким к ним по генезису толщам, образуют региональные горизонты ранне-, средне- и позднезырянского возраста, достаточно точно соответствуя ледниковым стадиям. Следовательно, неоднократное появление подпрудных озер не было противопоказано развитию мерзлотных процессов. Вероятно, это объясняется как кратковременностью их существования,

так и исключительно холодными, перигляциальными климатическими условиями (см. гл. VII). Тем не менее озерные трансгрессии на фоне общих колебаний климата, несомненно, оказали значительное воздействие на мерзлотные процессы. Очевидно, именно они обусловили их прерывистое развитие и как следствие — существование нескольких полигональных систем псевдоморфоз по ледяным жилам.

Г л а в а VII

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ПРИРОДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Исследования последних лет [Архипов, Вотах и др., 1977; Волков, Архипов, 1978; Волков и др., 1978] позволили, как показано в главе II, установить границы максимума распространения зырянского оледенения и подпрудных ледниковых бассейнов. Получены новые данные по абсолютной геохронологии [Фирсов, Панычев, 1973], которые подкрепили надежность стратиграфического расчленения верхнечетвертичных отложений и палеогеографических выводов. Большое значение приобрели также новые палинологические данные, позволяющие составить представление о климате и ландшафтах позднезырянской (сарганской) эпохи. Однако просмотр палинологического материала показал, что реконструкция растительности для максимума позднезырянского оледенения не всегда возможна. Причиной этому является как неполнота геологической летописи, так и отсутствие абсолютных датировок для ряда палинологически охарактеризованных разрезов.

В основу реконструкции растительности положены материалы по 45 разрезам. Из них 13 имеют радиоуглеродные даты, позволяющие прямо или косвенно решить вопрос о растительных формациях. Корреляция остальных разрезов выполнена с учетом данных палинологии, геологического строения и всей палеогеографической обстановки в целом.

Разрезов с палинологическими характеристиками, расположенных вдоль фронта оледенения, мало. К числу их можно отнести обнажение на Енисее у пос. Малая Хета, в низовьях Ниж. Тунгуски [Коренева, 1960], обнажения в Норильском районе — по данным В. Д. Крюкова [Кинд, 1974], ряд разрезов в низовьях Оби [Голубева, 1960; Архипов, Вотах и др., 1977].

Самый северный разрез, в котором вскрыты отложения позднезырянского оледенения, расположен в Пясинско-Норильско-Рыбинской впадине. Здесь, по данным В. Д. Крюкова [Кинд, 1974], по многочисленным скважинам и естественным обнажениям в основании впадины залегает толща гравийно-галечно-валунных отложений, иногда сцементированных до конгломерата мощностью ~ 30 м. Сверху эта толща перекрыта голубовато-серыми вязкими глинами мощностью более 30 м. В литературе они известны под названием вальковской свиты.

Радиоуглеродному датированию подвергались отложения вальковской свиты. Образец мелкого растительного детрита из самых низов озерно-ледниковых глин, непосредственно над мореной, был отобран в долине р. Аякли (северный приток оз. Мелкого) (рис. 21, а). Его возраст $19900 \pm \pm 500$ лет (ГИН-311). Второй образец отобран из верхней части вальковских глин в долине той же реки, в 2 км ниже устья [Кинд, 1974]. Датировались мелкие ветки и обломки кустарничковых растений, возраст образца 10700 ± 200 лет (ГИН-315). Эта дата, по мнению Н. В. Кинд, определяет время распада норильской стадии позднезырянского (сарганского) оледенения. Полученные даты позволили Н. В. Кинд морену, подстилающую вальковские глины, отнести к позднезырянскому оледенению. К это-

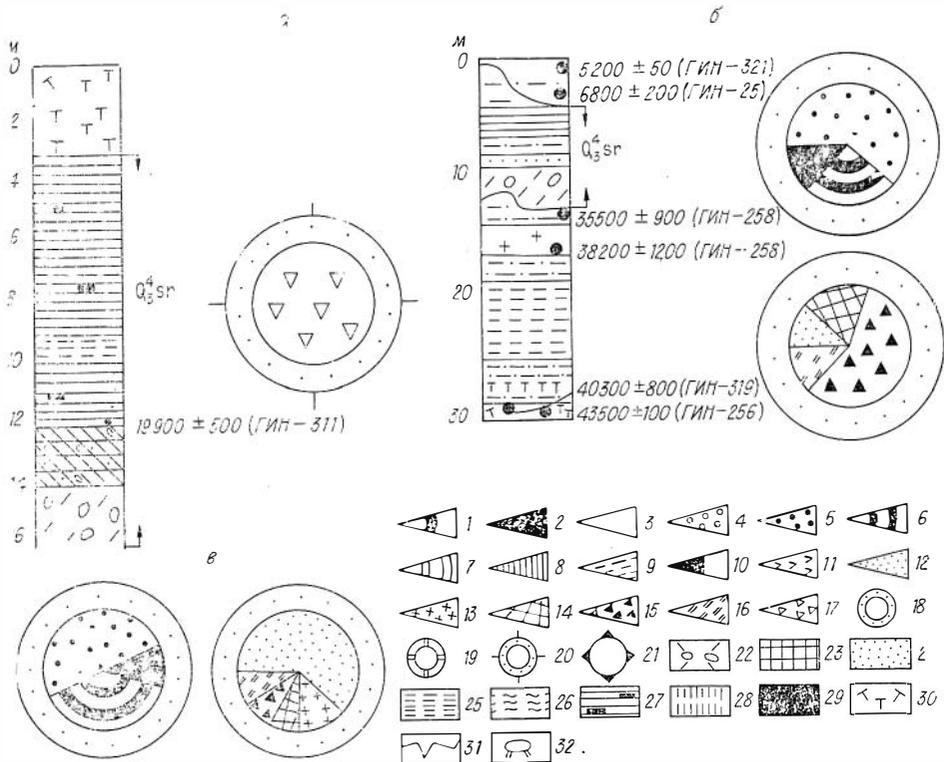


Рис. 21. Состав спорово-пыльцевых спектров из отложений позднзырянской эпохи.

Разрезы составлены В. С. Волковой по материалам Н. В. Кинд (1974).

а — разрез по Норильскому району, р. Аякль (северный приток оз. Медкое); б — разрез на Мал. Хете (низовья Енисей); в — разрез в нижнем течении Оби, к северу от 66°30' с. ш. (по материалам Л. В. Голубевой (1960)).

1 — пихта; 2 — ель; 3 — сосна; 4 — сосна сибирская; 5 — береза; 6 — береза кустарничковая; 7 — ольха; 8 — ольховник; 9 — ива; 10 — лиственница; 11 — верескоцветные; 12 — злаковые; 13 — осоковые; 14 — маревые; 15 — полины; 16 — разнотравье; 17 — зеленые мхи; 18 — перигляциальная травянисто-кустарничковая растительность; 19 — арктическая пустыня; 20 — тундровая растительность; 21 — лесотундровал; 22 — галечник и гравий с песком; 23 — песчано-глинистая порода с галькой и валунами; 24 — песок; 25 — супесь; 26 — суглинок; 27 — глина ленточно-слоистая с известковистыми конкрециями; 28 — лессовидные суглинки и супеси; 29 — почва; 30 — торф; 31 — морозобойные клинья; 32 — погребенный лес.

му же времени относятся и нижние горизонты этих глин. В данном районе начало оледенения неизвестно. Н. В. Кинд отмечает, что около 20 тыс. лет назад ледники занимали обширные районы Приенисейского севера.

По нашему мнению, в эпоху максимального распространения зырянского оледенения отлагалась не только морена, но и все вальковские озерно-ледниковые глины. Время формирования их не ограничивается 20—17 тыс. лет назад. Они формировались и позднее — судя по спорово-пыльцевой диаграмме, до аллерёда, т. е. до 12 тыс. лет назад. По-видимому, в этот же отрезок времени отлагались и озерно-ледниковые ленточные глины с известковистыми конкрециями, которые впервые установил С. Л. Троицкий (1967). Залегают они над каргинским аллювием на р. Мал. Хете и над морскими осадками у мыса Каргинского. В связи с этим интересно рассмотреть спорово-пыльцевые данные по Норильскому району (данные В. Д. Крюкова) и спорово-пыльцевую диаграмму О. В. Матвеевой, приведенную в работе Н. В. Кинд (1974) по разрезу Мал. Хета.

В Норильском районе моренные осадки, залегающие под озерно-ленточными глинами (19900 ± 500 лет, ГИН-311), содержат единичные зерна пыльцы и спор. Пыльца принадлежит злакам, осоковым и маревым, споры — зеленым мхам. Обычно такое содержание пыльцы в моренах от-

ражает условия арктической пустыни. Спектры из вышележащих озерно-ледниковых отложений характеризуются высоким содержанием спор (70—90%), почти целиком представленных зелеными мхами. Споры сфагновых мхов единичны. Количество пыльцы трав в самой нижней части отложений не превышает 10%, постепенно возрастая вверх до 30%. Весьма своеобразно сочетание травянисто-кустарничковых растений. Количество пыльцы полыней достигает 60—70%. Второе место занимает пыльца разнотравья, затем маревых. Отсутствует пыльца злаков и осок. Встречены единичные зерна кустарничковых берез. Такие спектры обычно отражают развитие разнотравно-полынных перигляциальных ассоциаций, развивающихся вблизи края ледника среди типичной тундры.

Сходные спорово-пыльцевые спектры имеют отложения в разрезе каргинской террасы на Мал. Хете. Здесь на палево-серых супесях ($35\,500 \pm 900$ лет, ГИН-258) залегают моренные отложения (валунные супеси и суглинки), перекрытые озерно-ледниковыми осадками. Просмотр спорово-пыльцевой диаграммы, выполненной О. В. Матвеевой [Кинд, 1974], показал, что морена и озерно-ледниковые отложения содержат большое количество пыльцы трав (40—70%). Количество пыльцы древесных пород не превышает 30—40%. Споры единичны. И здесь состав травянисто-кустарничковых растений представлен, как показано на циклограмме (см. рис. 21, б), на 50—60% пыльцой полыней, затем маревых (12—15%), разнотравьем и злаками. В составе марево-полынных ассоциаций присутствуют растения Арктики и Гипоарктики: *Lycopodium, alpinum*, *L. appressum*, *Selaginella selaginoides*, *Betula nana* (25%). Обнаружена пыльца березы и ели. Состав пыльцы травянисто-кустарничковых растений и доля их участия в сочетании с арктическими плаунами и кустарничковой березкой характерны для перигляциальных открытых ландшафтов и типичной тундры. В литературе они описаны как своеобразные тундростепные ассоциации [Гричук, 1961].

Близки по составу спорово-пыльцевых спектров и геологическому положению к описанным отложениям суглинки и пески, залегающие в основании надпойменной террасы р. Фарковки (на глубине 8 м от поверхности). К эпохе позднезырянского оледенения, по-видимому, следует отнести и пески, слагающие основание I надпойменной террасы в устье Ниж. Тунгуски. Здесь в песчаной толще на глубине 18 м, по данным Е. В. Кореневой (1960), доминирует пыльца травянисто-кустарничковых растений — 70%, пыльца древесных составляет всего 2%, споры — 28%. Среди травянисто-кустарничковых основное значение (до 77%) имеет *Artemisia borealis*. Присутствует пыльца эфедры, верескоцветных и маревых. Среди пыльцы берез значительная доля (до 30%) принадлежит *Betula nana*. Обнаружены зерна ели, сосны. В группе спор доминируют зеленые мхи (более 80%), содержится небольшое количество спор сфагновых мхов и *Lycopodium alpinum*. Весь состав пыльцы и спор свидетельствует о том, что в период накопления осадков сартанского времени в низовьях Енисея существовали более суровые условия, чем современные. Открытые разнотравно-полынные формации, сочетающиеся с участками типичной тундры, отражают существование перигляциальной растительности на участках суши близ границ оледенения.

В западной части равнины, на Обском севере, С. А. Архиповым описаны отложения салахардоувальской, сопкейской, полярноуральской, стадий, которые соответственно отвечают гыданской, пъяпанской и норильской стадиям позднезырянского (сартанского) оледенения. Палинологических характеристик эти ледниковые толщи не имеют, а межстадиальные отложения пока не изучены. Синхронны по времени образования позднезырянскому оледенению, по-видимому [Архипов, Фирсов и др., 1973], отложения вторых террас. Обычно цоколь террас сложен озерно-ледниковыми образованиями, сверху перекрытыми аллювиальными и озерными осадками с прослоями торфа и кусками древесины.

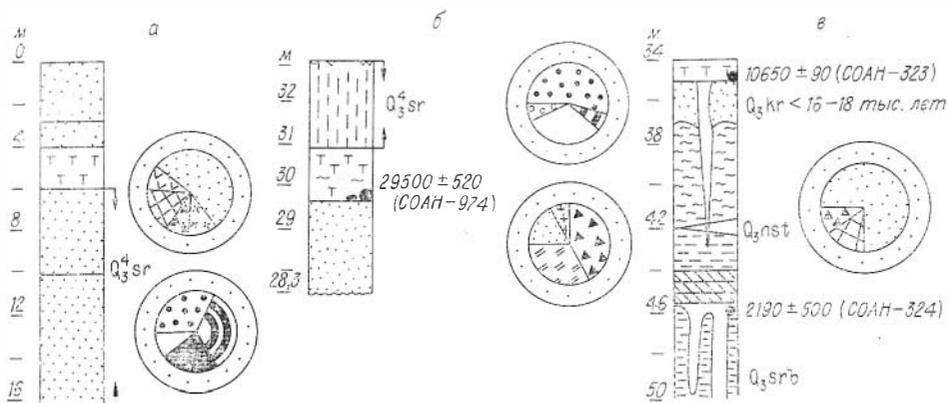


Рис. 22. Состав спорово-пыльцевых спектров из отложений позднезырянской эпохи. Разрезы составлены В. С. Волковой по материалам С. А. Архипова, М. Р. Вотях, Л. В. Голубевой, Т. П. Левинной.

а — разрез верхнезырянских отложений правого берега Оби у пос. Ярцинги; б — разрез верхнезырянских отложений на Оби у пос. Золотой Мыс, в 15 км ниже Казым-Мыса; в — разрез верхнезырянских отложений в среднем течении Оби по протоке Мега.
Усл. обозн. здесь и на рис. 23, 24 см. на рис 21.

По нашим представлениям (с учетом мнения С. А. Архипова о возрасте террас), к позднезырянскому возрасту следует отнести отложения, слагающие нижнюю часть разреза (глубина 10—18 м) II надпойменной террасы на правом берегу Надымской Оби у пос. Ярцинги [Голубева, 1960].

В спорово-пыльцевых спектрах здесь также господствует пыльца трав (65—70%). На долю пыльцы деревьев приходится 25%, спор — до 10%. Изменились соотношения среди пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Первое место заняла пыльца злаков (60—70%), затем маревые, полыни и верескоцветные. Пыльца древесных пород принадлежит кустарниковой березе (до 25—30%), ели (25%). Состав пыльцы и соотношение ее позволяют заключить, что осадки формировались в условиях развития типичной тундры с мохово-лишайниковыми группировками на междуречьях и зарослями верескоцветных и кустарничковой березки — по берегам озерно-подпрудного бассейна (рис. 22).

Отложения позднезырянского горизонта принимают участие в разрезах I надпойменной террасы, широко распространенной в низовьях Оби и ее притоках [Основные этапы..., 1968]. Высота террасы 8—10, до 15—16 м. В нижней части террасы нередко вскрываются отложения конца позднезырянского оледенения, сформировавшиеся 15—13 тыс. лет назад.

По данным Н. С. Соколовой [Лазуков, Соколова, 1959; Основные этапы ..., 1968], отложения позднезырянского горизонта в нижней части I надпойменной террасы на правом берегу Игорской Оби, выше г. Салехарда, характеризуются также высоким количеством пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Особенно много (около 40%) пыльцы кустарниковых берез. Здесь определена пыльца тундровых растений *Rubus chamaemorus*, *Rosaceae* cf. *Dryas*, *Empetium* sp., *Lycopodium pingens*, *L. alpinum*, *Selaginella sibirica*. В составе травянистых преобладают злаки, осоковые, значительно участие полыни, лебедовых, эфедры. Из спор господствуют зеленые мхи. Все это свидетельствует о суровой климатической обстановке даже во время поздних стадий сартагского оледенения. Состав спектров отражает существование перигляциальной тундростепной растительности. Есть основания считать, что такие же ландшафты были и в максимум развития оледенения на Обском севере.

К югу от 65° с. ш. в разрезе верхнечетвертичных отложений у пос. Тулган-Юган (рис. 23, а) к позднезырянскому горизонту отнесены озерные

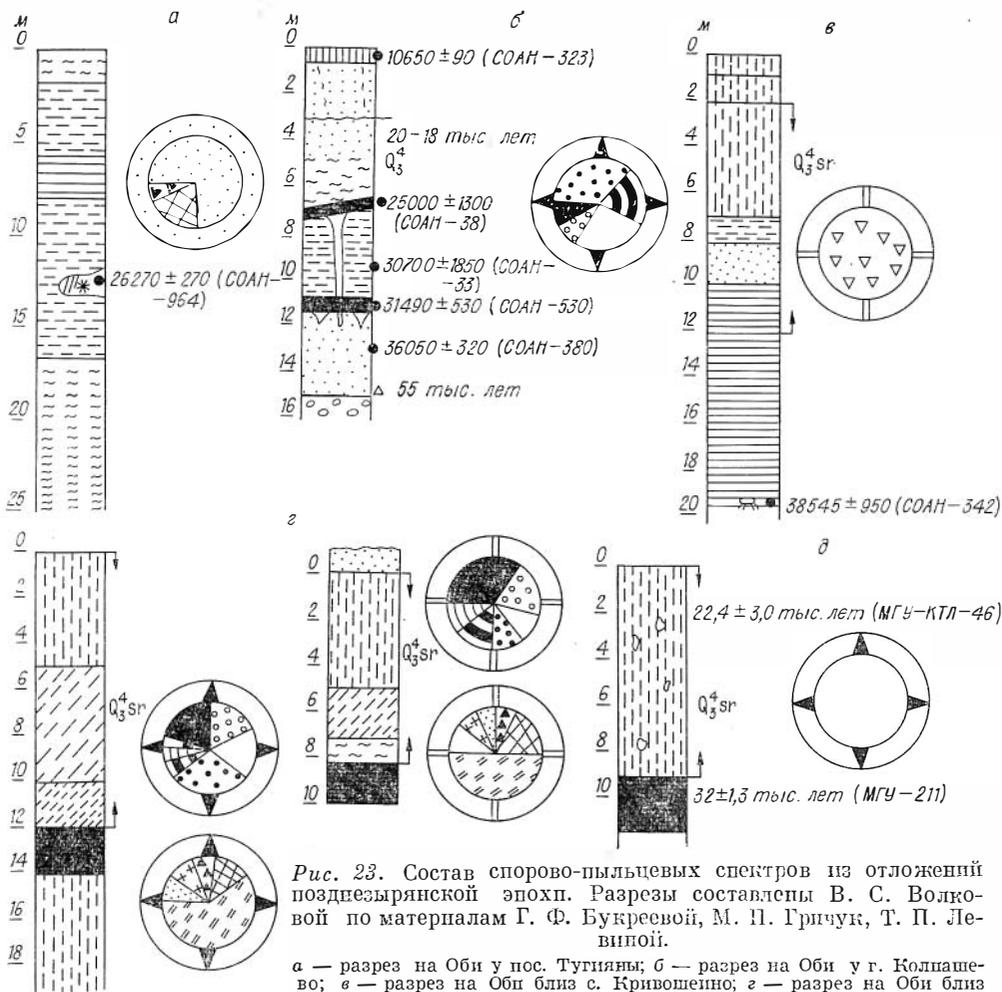


Рис. 23. Состав спорово-пыльцевых спектров из отложений позднезырянской эпохи. Разрезы составлены В. С. Волковой по материалам Г. Ф. Букреевой, М. П. Гричук, Т. П. Левинной.

а — разрез на Оби у пос. Тугияны; б — разрез на Оби у г. Колпашево; в — разрез на Оби близ с. Кривошеино; г — разрез на Оби близ с. Вороново -I, -II; д — разрез на Оби близ пос. Белово (составлен В. С. Волковой по материалам Т. Д. Боярской).

супеси и пески, залегающие на отложениях каргинского горизонта, датированного $26\ 270 \pm 270$ лет (СОАН-964). По данным Т. П. Левинной (1979), отложения позднезырянского горизонта формировались в условиях перигляциальной степной растительности. Господствует (50—до 90%) пыльца травянисто-кустарничковых растений. Содержание спор не превышает 10%. Пыльца деревьев встречена в незначительных количествах. В составе трав и кустарничков преобладают злаки (до 80%), затем полыни и маревые. Совместно с ксерофитами пропрорастали арктические плауны (*Lycopodium selago*, *L. alpinum*) и *Betula nana*.

Для отрезка долины Оби между Салехардом и устьем р. Казым большой интерес представляет опорный разрез зырянских отложений у Золотого Мыса, в 15 км ниже Казым-Мыса (см. рис. 22, б). Разрез составлен С. А. Архиповым, определение спор и пыльцы выполнено М. Р. Вотах [Архипов, Вотах и др., 1977]. К позднезырянскому горизонту в этом разрезе отнесены палево-бурые лессовидные суглинки пористые, с пятнами и полосами ожелезнения, залегающие на 31—33 м абс. высоты.

Лессовидные суглинки залегают на песках и глинах с торфом, возраст которых по радиоуглероду определен в $29\ 500 \pm 520$ лет (СОАН-974). Близ поверхности каргинского горизонта и в основании лессовидных сартацких отложений содержится большое (вверх по разрезу от 80 до 30%) количество пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Широко были

развиты злаково-разнотравно-попынные ассоциации. Присутствие пыльцы ксерофитов (до 60%), арктических плаунов и кустарничковой березки обычно типично для перигляциальных спектров, свидетельствующих о развитии тундровых ландшафтов на побережьях акватории.

Большой интерес для реконструкции растительности Ср. Оби представляют палинологические данные по разрезам колпашевской террасы, полученные М. П. Гричук (1961) у г. Колпашево и Т. П. Левиной (1979) по протоке Мега (см. рис. 22, в). В последние годы разрезы этой террасы были вновь описаны С. А. Архиповым [Архипов, Фирсов и др., 1973].

У г. Колпашево терраса имеет трехъярусное строение. Нижний среднеобской комплекс отложений слагает цоколь террасы. Он представлен аллювием и имеет возрастной интервал от 38—36 до 30—28 тыс. лет (см. рис. 23, б). Над ним на отметках 60—65 м на погребенных почвах и торфяниках залегают осадки среднего яруса (уртамские слои), представленные преимущественно глинистыми песками, реже песчанистыми суглинками и супесями мощностью до 5 м.

Верхний ярус колпашевской террасы (колпашевские слои) сложен песками мощностью до 5—7 м. На протоке Мега и у дер. Покур на колпашевских слоях залегают маломощный слой гумусированных супесей и песков (0,5—1,2 м), сильно деформированный морозобойными клиньями. Этот слой выстилает склоны и дно небольших депрессионных понижений.

Для среднего и верхнего ярусов осадков получены радиоуглеродные даты [Архипов, Фирсов и др., 1973]. Осадки этих ярусов заключены между 21,9—22 тыс. лет (СОАН-324) и $10\ 650 \pm 90$ лет (СОАН-323). Эти даты позволяют заключить, что уртамские слои формировались в интервале 22—12,8 тыс. лет назад. Верхний ярус (колпашевские слои) имеет возраст 12,8—10,6 тыс. лет. По палинологическим данным Т. П. Левиной (1979), накопление верхнего яруса закончилось до аллерёда, т. е. примерно 11 800 тыс. лет назад.

Уртамские слои, формировавшиеся в максимум развития оледенения, в разрезе по протоке Мега, по данным Т. П. Левиной, содержат пыльцу трав от 50 до 90%, споры — 30—10%. Пыльца древесных пород обнаружена в виде единичных зерен. Среди травянисто-кустарничковых растений преобладает пыльца злаков (50—90%), маревых (10, до 30%), есть пыльца полыней и разнотравья.

Споры представлены зелеными мхами. Присутствуют споры *Lycosporidium alpinum*, *L. selago* (до 8%). Пыльца древесных пород принадлежит березке, среди которой доминируют кустарничковые формы. Состав спектров указывает на развитие перигляциальной растительности, представленной марево-злаковыми формациями в сочетании с открытыми заболоченными участками. Климатические условия были холоднее и влажнее современных.

Колпашевские слои содержат несколько отличные от уртамских спектры [Гричук, 1961]. Среди общего состава на спорово-пыльцевых диаграммах первое место занимают споры (60%), затем пыльца древесных пород (до 30%). Резко сократилось количество пыльцы трав — до 5—10%. Споры по-прежнему принадлежат зеленым мхам (80—90%). В очень малых количествах присутствуют споры сфагновых мхов и папоротников. Пыльца деревьев представлена елью (10%) и березой (40—50%), среди которой встречено 10—15% зерен кустарничковых берез. До 30% обнаружено пыльцы сосны и кедра. Судя по поверхностным спектрам из тундровой области, для которой характерен высокий процент заносной пыльцы хвойных, можно допустить, что она чужда для подобных ископаемых спектров. Состав пыльцы и спор, соотношение их в спектрах указывают на существование ерниковой тундры с небольшими участками береговых редколесий по берегам водоема и поймам рек. Таким образом, для времени формирования отложений позднэрианской эпохи выявлено две фазы в развитии растительности — перигляциальная с участием арктической и

гипоарктической флоры (возраст 22—12,8 тыс. лет) и тундровая (12,8—10,6 тыс. лет).

Большой интерес представляет палинологическая характеристика разреза, расположенного в устье р. Чулым. В литературе он был описан С. С. Сухоруковой [Мизеров, Вотах, 1964]. В этом разрезе (высотой до 20 м) были установлены отложения тобольского и самаровско-тазовского межледниковий [там же].

В 1971 г. этот разрез был изучен И. А. Волковым. Им установлено, что строение разреза значительно более сложное, чем приведено в описании у Б. В. Мизерова (см. гл. III). И. А. Волковым отобраны три образца на радиоуглеродный анализ (см. рис. 7, разрез по р. Чулым). Один образец взят из основания песков, его запредельный возраст более 50 тыс. лет (СОАН-562). По-видимому, из этой же части разреза ранее были получены даты — также более 50 тыс. лет (СОАН-346,-348) [Архипов, Фирсов и др., 1973]. И эта цифра указывает на запредельный возраст более 50 тыс. лет (СОАН-561). Образец с этой датой взят на глубине 16 м от бровки обнажения из основания слоя Г (из линзы торфа намывного и растительной трухи). Этот слой базальный, залегает на синеватых бурых суглинках мощностью до 6 м. Выше его имеется гумусированный прослой озерного суглинка с растительными остатками. Абсолютный возраст суглинка $21\ 800 \pm 450$ лет (СОАН-560). Следовательно, отложения в интервале 14—16 м не являются самаровско-тазовскими слоями, как это считал Б. В. Мизеров. Этот вывод подтверждается и новыми палинологическими данными, которые позволяют считать, что осадки, возраст которых определен около 22 тыс. лет, формировались в условиях более холодного климата, чем современный в низовьях Чулыма.

Отложения, залегающие выше гумусированных суглинков, образовались позднее 22 тыс. лет назад, следовательно, сопоставление их со среднеобскими слоями С. А. Архипова [там же] преждевременно. Вероятнее всего, они формировались в два этапа: толща песков (слой В) — в максимум позднезырянского оледенения (21—18 тыс. лет назад), а вышележащие слоистые отложения (пески, суглинки, супеси — слой Б) — позднее 18—14 тыс. лет назад. Обе толщи отлагались в более холодных климатических условиях, чем современные. Спорово-пыльцевая диаграмма позволяет проследить чередование фаз в развитии растительности позднезырянского времени.

Спорово-пыльцевые спектры отложений, имеющих возраст около 22 тыс. лет, характеризуются господством трав (до 50%). Содержание пыльцы древесных пород колеблется от 30 до 25%. Спор мало. Они представлены зелеными мхами с участием спор арктических плаунов *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. selago*. Пыльца трав принадлежит маревым и разнотравью. Заболачивание, по-видимому, возрасало во время накопления нижней части толщи В, которая содержит только споры зеленых мхов. Спектры отражают развитие растительности открытых заболоченных пространств с участками лугов по берегам рек и озер. Присутствие спор тундровой зоны свидетельствует о развитии перигляциально-степной тундровой растительности.

Для отложений в интервале 10—12 м (слой В) установлены другие соотношения спор и пыльцы. Здесь резко сократилось количество спор (до 10%), содержание пыльцы травянисто-кустарничковой растительности достигло 25%, пыльцы древесных пород 50%. Характерно высокое (до 50%) содержание пыльцы ели, что не свойственно спектрам поверхностных проб этого района. Много пыльцы березы. Травянисто-кустарничковые растения принадлежат маревым и разнотравью. В отдельных образцах присутствуют споры *Lycopodium alpinum*. Соотношение и состав спор и пыльцы позволяют реконструировать растительность, близкую к современной лесотундре.

Резкое ухудшение климатических условий наступило в конце накопления толщи В и в начале формирования толщи Б (интервал 7—10 м). Среди общего состава пыльцы и спор господствует пыльца травянисто-кустарничковых растений (до 50—65%). Содержание пыльцы древесных пород сокращается до 10—12%, спор — до 20%. Состав трав и кустарничков резко изменился. Много пыльцы верескоцветных и осоковых (15—25%). Пыльца древесных пород принадлежит березе, причем 25% приходится на кустарничковые формы. Споры представлены зелеными мхами. Состав пыльцы и спор свидетельствует о существовании открытых травянистых перигляциальных ландшафтов, обычно развитых во время максимального похолодания ледниковых эпох.

Следующая фаза приходится на интервал 6—7 м и отражает развитие ерниковой тундры, возможно, лесотундры по долинам рек и берегам водоемов. В составе растительности принимали участие ель, береза, кустарниковые. Травянисто-кустарничковые ассоциации представлены в основном злаками и верескоцветными. Споры принадлежат зеленым мхам. Встречены в небольших количествах споры плаунов. Вышележащие слоистые отложения (1—6 м) содержат единичные зерна спор и пыльцы, что, по-видимому, указывает на неблагоприятные условия накопления осадков.

Данные палинологического анализа позволяют заключить, что озерные отложения, залегающие выше осадков с датой 22 тыс. лет, формировались в позднэзрянскую ледниковую эпоху и отражают три его фазы, разделенные потеплением. В максимум похолодания ледниковых фаз до 58% с. ш. была развита тундровая растительность.

Описание разрезов по Оби выше устья Томи содержится в ряде работ [Букреева, 1966; Волкова, Букреева, 1970; Архипов, Вотах, 1973]. В последние годы [Фирсов, Паньчев, 1973; Архипов и др., 1973; Разрез..., 1978] получены даты по радиоуглероду и термолюминесцентным методом, которые позволяют условно установить отложения послекаргинского (позднэзрянского) возраста. Сопоставление некоторых разрезов Верх. Оби на базе данных абсолютной геохронологии выполнено С. А. Архиповым (1973). Литературные данные нас убедили в том, что верхнечетвертичные отложения, условно сопоставляемые с эпохой позднэзрянского оледенения, содержат мало пыльцы и спор. Точная их датировка пока невозможна из-за отсутствия органики. Обычно с отложениями позднэзрянской эпохи сопоставляются лессовидные суглинки и супеси, залегающие на отметках 105—120 м. К числу разрезов, позволяющих получить представление о характере растительности позднэзрянского времени этого участка, относятся обнажения близ сел Кривошеино [Гричук, 1961], Вороново [Букреева, 1966], Красный Яр [Волков, Архипов, 1978], Мамоново на р. Берди, Белово и Калистратиха на р. Оби [Разрез..., 1978].

В обнажении у с. Кривошеино, по данным С. А. Архипова, к эпохе позднэзрянского оледенения должны быть отнесены отложения, залегающие в интервале 96—103,5 м абсолютной высоты на озерных супесях, из основания которых получена дата 38545 ± 950 лет (СОАН-342). Ранее эти отложения относились к эпохе самаровского (тазовского) оледенения [Гричук, 1961]. Абсолютный возраст подстилающих отложений позволяет нам пересмотреть возраст толщи мощностью около 10 м, залегающей выше датированных отложений, и относить ее формирование к позднэзрянской эпохе. В общем составе этих отложений господствуют споры, почти целиком принадлежащие зеленым мхам (см. рис. 23, в). Обнаружены споры арктических плаунов *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *Selaginella selaginoides*. Травянисто-кустарничковая растительность представлена ксерофитами и разнотравьем. Пыльцы древесных пород мало и, по нашему мнению, определить соотношение внутри групп трудно. Палинологические данные указывают на развитие кустарничковой тундры

с мохово-лишайниковым покровом на междуречьях и криволесьем из кустарничковых берез и ив на дне долины.

В обнажениях у с. Вороново-I, -II к эпохе сартанского оледенения относятся осадки, залегающие на отметках 107,5—120 м. Описание строения Вороновского Яра-I дано Д. В. Михайловским, обстоятельная спорово-пыльцевая диаграмма получена Г. Ф. Букреевой (1966). Учитывая данные абсолютной геохронологии [Архипов, 1973] и спорово-пыльцевого анализа, условно к эпохе позднезырянского оледенения нами отнесена толща, представленная чередованием лессовидных супесей и суглинков мощностью около 10—12 м, которые подстилаются первой (сверху) погребенной почвой (см. рис. 23, з). Палинологические данные дают основание утверждать, что лессовидные супеси и суглинки формировались в более суровых климатических условиях, чем современные. В общем их составе господствуют пыльца травянисто-кустарничковых растений (до 65%), затем споры (40—50%); в небольшом количестве встречена пыльца древесных пород. Во время накопления осадков произрастали полынно-разнотравные группировки. Междуречья были заняты зеленомошными болотами с зарослями из кустарничковой березки. В составе растительности того времени были представители «холодной» флоры: *Lycopodium appressum*, *L. alpinum*, *L. pungens*, *Selaginella selaginoides*. Представители перигляциальной флоры, по-видимому, связаны с эпохой наступающего оледенения. Состав спорово-пыльцевых спектров позволяет предполагать существование в то время тундры и тундро-степных ассоциаций. Аналогичные палинологические характеристики имеют осадки, слагающие верхнюю часть Вороновского Яра-II. Такой характер спектров, по нашим представлениям, отражает растительность максимума «холода», отвечающего, вероятнее всего, максимальному распространению сартанского оледенения.

К югу от 54° с. ш. в Новосибирском Приобье интерес представляет разрез на р. Оби близ с. Красный Яр (рис. 24, а). Описание разреза с многочисленными датами приведено в путеводителе [Волков, Архипов, 1978]. Палинологические исследования были выполнены Г. Ф. Букреевой (1966). В обнажении у Красного Яра выше отложений с датами 27—30 тыс. лет залегают слои песка, который не имеет повсеместного распространения, и лессовидные суглинки и супеси (слой В [Волков, Архипов, 1978]). Лессовидные отложения перекрыты песками (слой 2), венчающимися современной почвой, на поверхности которой развит мелкобугристый эоловый рельеф. По мнению И. А. Волкова, к эпохе позднезырянского оледенения относятся лессовидные суглинки и перекрывающие их пески общей мощностью до 15—20 м. С. А. Архипов склонен к позднезырянской эпохе причислить только лессовидные породы.

Палинологические данные показывают, что нижняя часть лессовидных пород и подстилающих их слоев песка накапливалась в холодных климатических условиях. Отложения содержат большое количество пыльцы трав, кустарничковой березы (до 20—25%) и ксерофитов. В составе растительности принимали участие *Lycopodium appressum*, *Selaginella selaginoides*. Среди пыльцы древесных пород значительная доля принадлежит пыльце ели (до 50%). Характер спектров позволяет заключить, что нижняя часть лессовидной толщи формировалась в условиях развития тундры, а возможно, и лесотундры — отлагались осадки средней и верхней частей лессовидных супесей и суглинков и нижняя часть перекрывающих их песков. Большая же часть песчаной толщи пыльцы и спор не содержит. Нам представляется, что на этой территории границу между тундровой и лесотундровой растительностью следует проводить южнее 54° с. ш.

О развитии лесотундровой растительности можно судить по палинологическим данным разрезов Белово и Калистратиха. В разрезе у с. Белово (см. рис. 23, д) к позднезырянской эпохе относятся лессовидные суба-

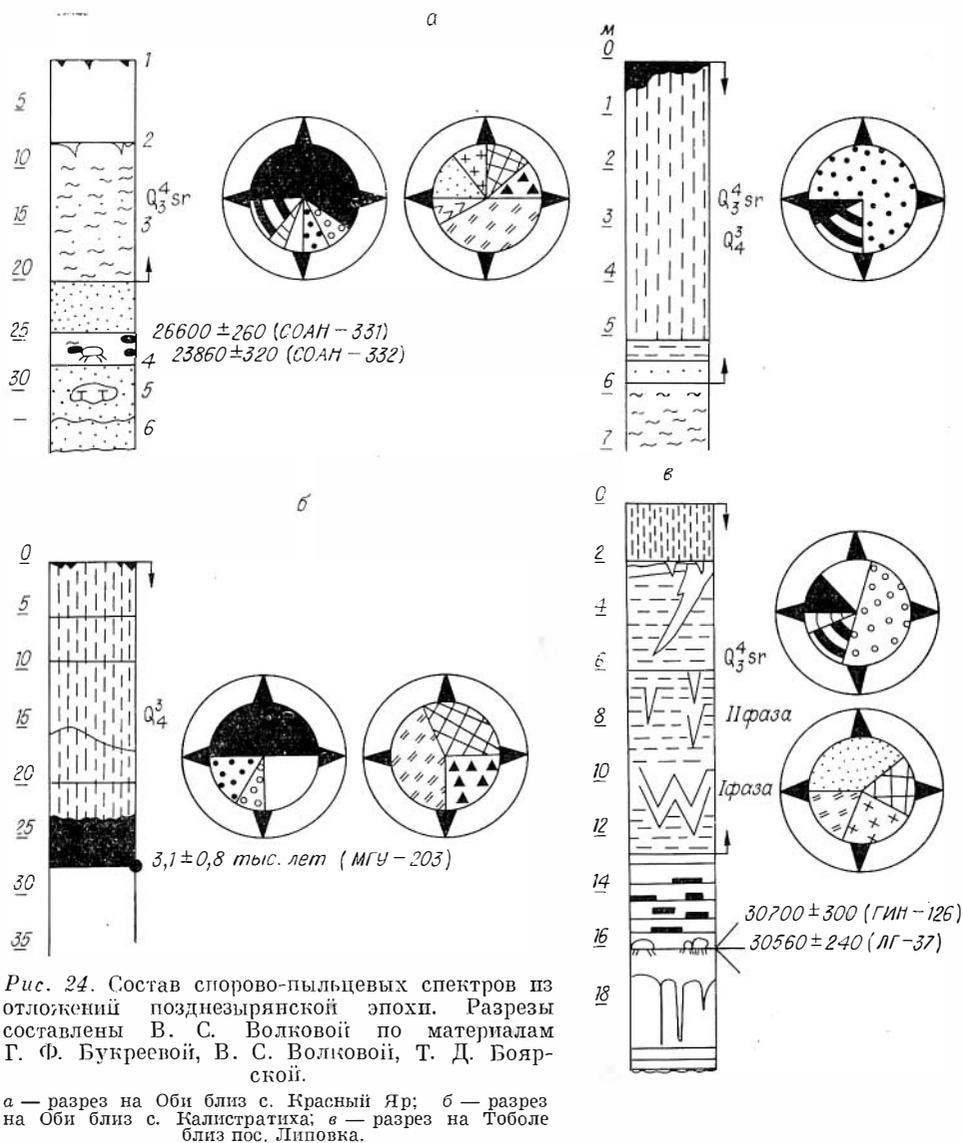


Рис. 24. Состав спорово-пыльцевых спектров из отложений позднэзырянской эпохи. Разрезы составлены В. С. Волковой по материалам Г. Ф. Букреевой, В. С. Волковой, Т. Д. Боярской.

а — разрез на Оби близ с. Красный Яр; б — разрез на Оби близ с. Калистратиха; в — разрез на Тоболе близ пос. Липовка.

эральные суглинки (мощностью около 10 м), слагающие верхнюю часть разреза. Суглинки залегают на первой (сверху) погребенной почве, возраст которой по радиоуглероду $32 \pm 1,3$ тыс. лет (МГУ-211). Возраст лессовидных суглинков по термолюминесцентной датировке $22,4 \pm \pm 3$ тыс. лет (МГУ—КТЛ-46) [Разрез ..., 1978]. Лессовидные суглинки содержат небольшое количество пыльцы и спор. По мнению Т. Д. Боярской, спектры указывают на развитие лесостепной растительности. Обращает внимание то, что в отдельных образцах пыльцы древесных пород содержится до 50%, травянисто-кустарничковых растений — до 50—75%. В составе древесных половина пыльцы принадлежит ели, что не свойственно современной лесостепи. Роль ксерофитов была чрезвычайно велика. Количество маревых и полыней достигает 55%. Содержание пыльцы сосны невелико (20—25%), следовательно, ленточных долинных боров не существовало. По-видимому, пыльца сосны здесь заносная или переотложенная. Высокое содержание пыльцы ели на фоне пыльцы ксерофитной растительности позволяет рассматривать своеобразное сочетание

флоры типичным не для лесостепной, как это считалось ранее, а для лесотундровой зоны [Волкова, 1977].

В обнажении у с. Калистратиха (см. рис. 24, б) верхнечетвертичные отложения имеют мощность 22—25 м. Они описаны под названием касмалинской свиты. Строение свиты неоднократно описано. Она состоит из желтовато-бурых суглинков пористых, лессовидных, с неясной горизонтальной слоистостью. Мощность до 15 м. Суглинки залегают на песчано-глинистой пачке (до 15 м), в подошве которой развита слабо гумусированная почва степного типа [Разрез ..., 1978]. В. А. Панычев (1975) описал эти отложения под именем калманской свиты, которая, по его данным, имеет каргинско-сартанский возраст. Радиоуглеродные датировки по карбонатным новообразованиям из первой погребенной почвы имеет возраст $31 \pm 0,8$ тыс. лет (МГУ-203). К позднезырянскому времени, вероятнее всего, относятся только лессовидные суглинки. По палинологическим характеристикам они сопоставимы с суглинками, залегающими на первой почве у с. Белово.

Территория Приобской увалистой равнины к западу от Оби и значительная часть Барабы водами подпрудного бассейна не заливалась. Здесь формировались субэральные лессовидные суглинки, залегающие на 175—180 м абсолютной высоты. Мощность отложений 15—20 м. Лессовидные суглинки вскрыты рядами скважин в верховьях Карасука, Верхнего Каргата, Оми и на оз. Убинское [Волкова, Букреева, 1970]. Сопоставление их с отложениями позднезырянской эпохи условно. Оно базируется на геологических и палинологических данных.

В верховьях Карасука в скважине близ с. Алексеевка суглинки залегают в интервале 0—25 м на озерных осадках. Нижняя часть отложений (25—20 м) формировалась в условиях широкой заболачиваемости. Суглинки в интервале 20—11 м отлагались в условиях развития своеобразной растительности. Древесная растительность была представлена пыльной ели (до 50%), кустарничковой березки (30%). Пыльца травянисто-кустарничковых растений принадлежала ксерофитам — полынным и маревым. Среди маревых отмечены виды, растущие на солонцах и солончаках. Полыни представлены пылью *Artemisia pauciflora*, *A. terraealbe*, произрастающих в степных и пустынно-степных областях. Сочетание в растительности ели, карликовой березки, ксерофитных трав обычно характерно для отложений ледниковых эпох. Подобный состав близок к лесотундровому, но не вполне соответствует ему. Отличие заключается в том, что в составе спектров современной лесотундры меньше пыльцы ели и ксерофитов.

В сходных климатических условиях отлагались лессовидные суглинки у северной границы Барабинской степи, слагающие водораздел рек Бакчары и Иксы, а также севернее пос. Верхний Каргат (рис. 25, точки 25, 26) и в районе оз. Убинское. Здесь всюду суглинки вначале отлагались в условиях широкого развития зеленомошных болот и лугово-разнотравного покрова. В древесном покрове преобладает береза, наряду с которой была распространена кустарничковая березка. Количество пыльцы последней, судя по составу спектров, сопоставимо с долей ее участия в лесотундровых формациях Западной Сибири. Средняя и верхняя части разрезов формировались в несколько иных климатических условиях. Возросла роль травянистых растений за счет увеличения количества маревых. В составе древесных много ели, значительно больше, чем в лесотундровой зоне Западной Сибири. В целом же отложения междуречий формировались в условиях развития лесотундровой растительности.

Покровные отложения Ишим-Иртышского междуречья содержат единичные зерна пыльцы и спор, что не позволяет получить представление о характере растительности. Однако, по геологическим данным, эти отложения сопоставляются с облессованными суглинками, залегающими на первой погребенной почве на участке Усть-Ишим — Тара. Облессован-

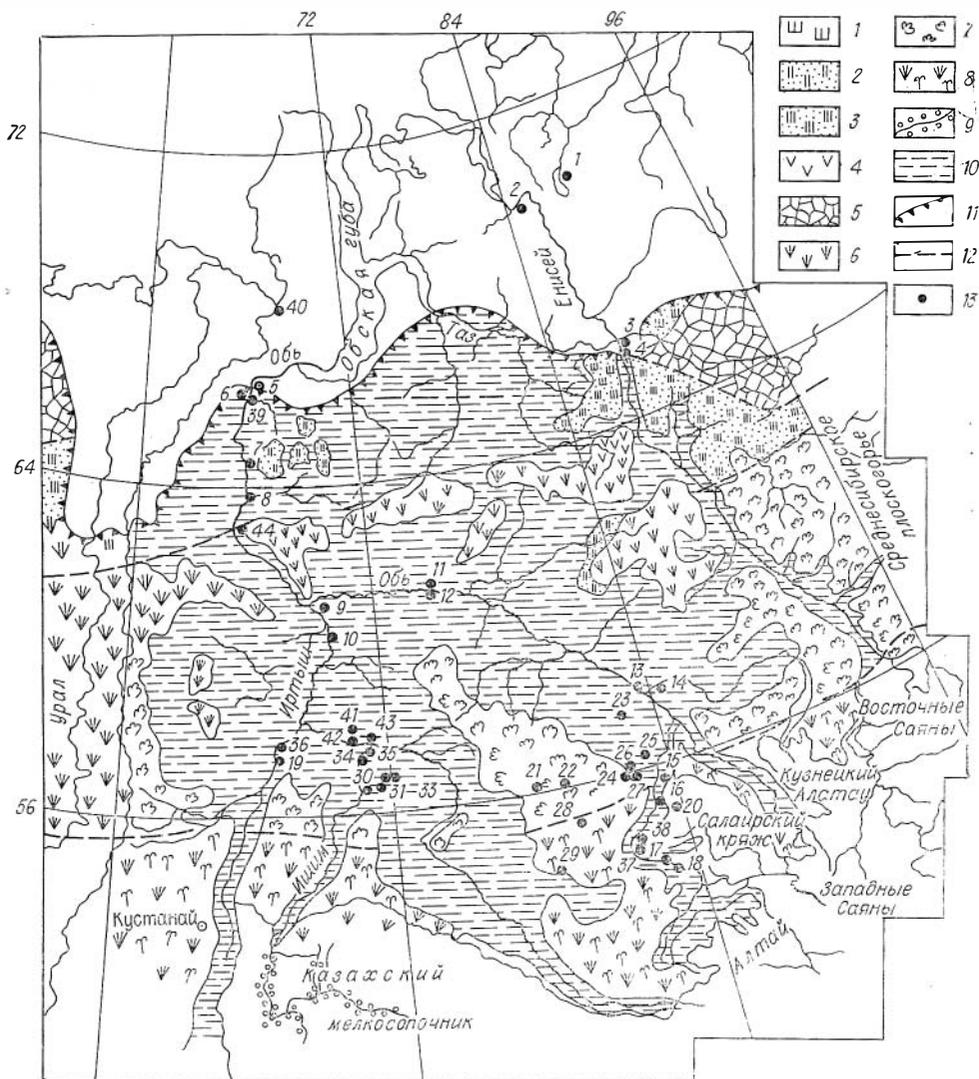


Рис. 25. Карта-схема растительности эпохи позднечелябинского оледенения (максимальная стадия). Составлена автором.

Перигляциальная растительность: 1 — разнотравно-полюнные ассоциации с арктическими плаунами; 2 — полярно-злаковые ассоциации с кустарничковой березкой, эфедрой и арктическими плаунами; 3 — марево-полюнные ассоциации с арктическими плаунами, кустарничковой березкой и *Selaginella selaginoides*; 4 — злаково-разнотравно-полюнные и марево-злаковые ассоциации с кустарничковой березкой и арктическими плаунами.

Арктическая и субарктическая растительность: 5 — арктическая тундра; 6 — типичная тундра с мохово-лишайниковыми и травянистыми группировками с зарослями верескоцветных и кустарничковой березкой на дне мелких долин; 7 — кустарничковая тундра с полигональными лишайниково-кустарничковыми группировками и зарослями из кустарничковой березки; 8 — лесотундра; 9 — долинные леса из березы и ели; 10 — акватория озерного бассейна; 11 — граница максимального распространения оледенения; 12 — границы между растительными зонами; 13 — номера разрезов, изученных спорово-пыльцевым методом.

ные суглинки в разрезах близ поселков Колтырма, Козаковка, Романовка формировались в условиях тундры [Волкова, 1966; Волкова, Букреева, 1970].

Весьма интересны палинологические данные, полученные по разрезам, вскрывающим строение внутренних частей водоема. Такими разрезами являются пос. Липовка и скв. 469, расположенная на 671 км железной дороги Тюмень — Сургут.

В разрезе у пос. Липовка можно выделить две фазы в развитии растительности. Нижняя часть озерных отложений (9—12,5 м) отлагалась в ус-

ловиях развития лесотундры. В спектрах преобладает пыльца древесных растений (40—50%), затем споры (30%) и травы (20%). Встречено до 20% пыльцы кустарничковой березки. Много пыльцы злаков и маревых (см. рис. 24, е). Присутствуют споры арктических плаунов. Средняя часть отложений (6—9 м) формировалась во вторую фазу. В спектрах резко возрастает количество спор (до 60%). Пыльца травянисто-кустарничковых растений и споры присутствуют в равных количествах. Споры принадлежат зеленым мхам. Встречены редкие зерна арктических плаунов. Пыльца трав представлена злаками (55%), верескоцветными и ксерофитами. Значительно количество пыльцы кустарничковой березки. Состав спектров не типичен для зоны южной тайги и близок к таковому кустарничковой тундры Западной Сибири. Палинологические данные первой и второй фаз указывают на весьма суровые климатические условия, существовавшие здесь в позднезырянское оледенение. Выше лежащие озерные отложения (2—6 м) и перекрывающие их лессовидные супеси пыльцы и спор не содержат. Возможно, это обусловлено более суровым климатом. Об этом свидетельствуют все черты перигляциальных отложений (облессованность верхней части супесей, присутствие в толще сингенетических криогенных нарушений). Положение озерных супесей в общем геологическом разрезе четвертичных отложений низовьев Иртыша, абсолютные даты и палинологические данные позволяют считать, что озерная толща супесей и покровные лессовидные отложения сформировались в позднезырянскую ледниковую эпоху, возможно, в два его холодных интервала. Вероятнее всего, с первым этапом связано формирование озерных супесей, а со вторым — покровных лессовидных отложений.

Разрез скв. 469 освещает строение центральной части приледникового бассейна, в настоящее время представленной в виде сниженной части Тобольского «материка» с абсолютными отметками 75 м. К позднезырянской эпохе нами отнесены лессовидные темновато-серые пористые суглинки и супеси мощностью 6—7 м, залегающие на песках с лесными спорово-пыльцевыми спектрами [Волкова, Букреева, 1970].

Лессовидные супеси имеют тундровые спектры. Примечательно то, что при высоком количестве спор (100%) зеленых мхов присутствует много пыльцы полыней и маревых, есть эфедра, отмечены единичные зерна кустарничковой березки и верескоцветных. Из разнотравья широкое развитие получили гвоздичные, количество их пыльцы в отдельных образцах достигает 60%, а также представители семейства камнеломковых, сложноцветных и крестоцветных. В отдельных образцах встречаются споры *Lycopodium appressum*, *L. pungens* и северного гвоздочника (*Botrychium boreale*). Растительность побережий, окружающих акваторию озера, представляла собой тундру, а местами тундростепь или перигляциальную степь. Лишь верхняя часть суглинков формировалась в условиях развития лесотундры. В ряде образцов из суглинков пыльцы древесных пород содержится от 10 до 50%. Она принадлежит сосне, березе, ели и кедру, кустарничковой березке, лиственнице. В целом осадки формировались в суровых климатических условиях. В настоящее время граница лесотундры располагается на 660 км севернее широты Ханты-Мансийска.

В целом данные палинологии показывают, что в максимальную (вероятно, гыданскую) и иные фазы позднезырянской стадии южнее ледника осадки формировались в условиях развития перигляциальной тундровой растительности. Улавливаются также менее холодные межфазальные периоды, когда появлялись лесотундровые редколесья.

Во время ледниковых фаз позднезырянского оледенения, судя по спектрам, среднегодовые температуры были ниже современных на 8—10°. Климатическая обстановка отличалась от времени самаровского оледенения большей сухостью и неоднократными возвратами холода, что обусловило развитие специфических ландшафтов.

Ландшафты максимума позднезырянского оледенения можно обрисо-

вать в пространстве — в разных частях Западно-Сибирской равнины. Здесь установлено развитие растительности трех типов, соответствующих трем природным зонам. Эти зоны резко отличались от межледниковых и современных. Различия заключались не только в их границах, но и в самой структуре растительных формаций.

Первый тип растительности (перигляциальный) в структуре современных растительных зон отсутствует. Он возникал в ледниковья еще с позднего плиоцена и в сарганскую стадию распространился вблизи ледника, заняв территорию современной северной тайги. Преобладали формации из марево-попынных группировок с *Lycopodium alpinum* и *Selaginella selaginoides*, а также попынно-злаковых в сочетании с верескоцветными и кустарничковой березкой. По мере удаления от края ледника участки суши были заселены разнотравно-попынными и попынно-злаковыми формациями с кустарничковой березкой и арктическими плаунами. Южная граница перегляциальной травянисто-кустарничковой растительности проходила севернее Сибирских увалов по 63° с. ш.

Второй тип растительности представлен сочетанием различных арктических тундровых ассоциаций. На севере, в приенисейской части равнины, в районе Путоранских гор располагалась арктическая тундра, лишайниково-кустарничковая с травянистыми попынно-маревыми группировками по долинам рек (см. рис. 25). Сибирские увалы и приуральская часть были типичной тундрой с мохово-лишайниковыми и травянистыми группировками, с зарослями верескоцветных и кустарничковой березки на дне мелких долин.

Кустарничковая тундра с лишайниково-кустарничковыми группировками и зарослями из кустарничковой березки располагалась к югу от устья р. Подкаменной Тунгуски, занимая всю территорию темнохвойных лесов зоны средней и южной тайги. Аналогичной растительностью были заняты острова, полуострова и прибрежные части озера. Южная граница тундры сместилась по отношению к современной почти на 10° и проходила по 56° с. ш.

Третий, лесотундровый, тип растительности располагался к югу от 56° с. ш., на территориях современной лесостепной и степной зон. Долинные леса преимущественно из ели и лиственницы были расположены вдоль рек, впадавших в приледниковый водоем. Травянистый покров в лесотундровой зоне был представлен злаками и попынью с большой долей участия верескоцветных. Состав травянисто-кустарничковой растительности менялся с запада на восток. Постепенно возрастала доля участия ксерофитов (попыней, маревых, эфедры). Наряду с кустарничковой березкой в составе лесотундровой растительности произрастали арктические плауны *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *L. selago*, а также северный гроздовник. По составу флоры лесотундра сарганского времени отличалась от современной высоким процентом участия ксерофитов. Судя по поверхностным пробам из лесотундровой зоны, в современных формациях произрастает больше осок и злаков. Присутствие ксерофитов с арктическими плаунами характерно для растительности ледниковых эпох. Южная граница лесотундровой зоны пока не установлена. Возможно, она распространялась на весь Северный Казахстан, а леса к югу от него.

В целом палинологические данные позволяют считать, что для эпохи позднезырянского оледенения характерно господство холодной и континентальной растительности, указывающее на существование сурового и континентального климата. Безлесные пространства с господством ксерофитов и представителей арктической и субарктической флоры к югу от границы оледенения занимали почти всю территорию Западной Сибири. В позднезырянскую эпоху они возникали трижды. В промежутках между ними, в условиях относительного потепления и увлажнения климата, начиналось облесение территории. Расселялись ель, береза и кустарничковая березка. Растительность была близка к лесотундровой, но отличалась от современ-

ной значительной долей участия ксерофитов. Она занимала, по-видимому, всю территорию лесной и лесостепной зон.

Сходная структура ландшафтов и состав флоры для позднечетвертичного оледенения установлены в европейской части Союза и Западной Европе [Величко, 1973]. Выявленные закономерности в формировании ландшафтов позволяют нам заключить, что в эпоху позднего вюрма Евразии происходила одновременно направленная и принципиальная перестройка растительности, резко отличающаяся от растительности современных ландшафтных зон. Эти различия сохранялись на всем протяжении сартанской эпохи,

Г л а в а VIII

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Палеогеографическая концепция, предлагаемая в настоящей работе, имеет в своей основе три группы факторов, свидетельствующих о сплошном оледенении севера Западной Сибири, существовании подпрудных озер во внутренних районах равнины и о стоке части подпрудных вод через Тургайскую ложбину на юго-запад, в сторону Арало-Каспия. Синхронность этих событий подтверждается радиологическими и палинологическими данными. Концепция отражена на палеогеографической карте, составленной для максимума позднезырянского оледенения (см. рис. 26).

В максимум позднезырянского оледенения природная обстановка на Западно-Сибирской равнине кардинально отличалась от современной. На севере располагался единый субширотно вытянутый фронт ледника. Об этом достаточно определенно свидетельствуют пространственное размещение и ориентация краевых ледниковых образований. Они образуют три субширотно вытянутых пояса, которые В. И. Астахов связывает с максимальной танамской и ямало-гыданской стадиями (см. гл. II). Отдельные фрагменты этих краевых зон зырянского оледенения и, в особенности, двух первых были закартированы еще в 50-е годы. Однако в то время для их целостного восприятия не хватало достаточно детальных геолого-геоморфологических и, особенно, геохронологических данных. Эти материалы появились только сейчас в результате широкого применения аэрокосмической информатии и проведения детальных геологических исследований, подкрепленных радиологическими данными (см. гл. I и II).

Граница максимальной стадии позднезырянского оледенения реконструируется как по площади максимального распространения ледниковых отложений, так и по маргинальным формам ледникового рельефа: насыпным, напорным и абляционным моренам, параллельно-грядовым дислокациям пород ложа и т. д. Их общая морфология и геологическое строение изучены уже достаточно полно, а их возраст, подтверждающий принадлежность к максимальной стадии (22—17 тыс. лет), непосредственно определен применительно к Салехардским увалам.

Названная граница принимается в работе с учетом новейших данных, полученных В. И. Астаховым с помощью снимков из космоса (см. рис. 26). Пояс краевых образований, начинаясь у восточного склона Полярного Урала, примерно в верховьях Ламбьегана и Войкара, образует дугу, выпуклую к югу по северным и северо-западным берегам Войкарского и Шурьшкарского сорос (Собский амфитеатр), и южнее г. Лабытнанги переходит на правый берег Оби (Салехардские увалы). Здесь граница протягивается далее на восток по правому берегу Полуя, затем подходит к верховьям Ярудея и проникает максимально к югу в низовьях Надыма. Около пос. Танлово она вновь заворачивает к северу, следуя по правому

берегу Прав. Хеты. На Тазовском полуострове краевая зона протягивается южнее широтного отрезка долины Хадуттэ и пересекает Пур в районе г. Самбурга. Далее граница максимального распространения позднезырянского ледника отклоняется к юго-востоку, образуя ряд дугообразных выступов на правобережье Таза, а также в бассейне среднего и нижнего течения Турухана (Средне-Туруханский амфитеатр, ангутихинские стадильные морены), и, пересекая Енисей, уходит на его правобережье в сторону Средне-Сибирского плоскогорья.

В низовьях Турухана граница проводится с учетом геологических данных по правому берегу реки. Она несколько не совпадает с границей, предложенной В. И. Астаховым (см. вкладку, рис. 1 и 26). Как известно, первоначально ледниковые отложения и мелкохолмистый рельеф, распространённый на правобережье Турухана, считались докаргинскими, раннезырянскими [Архипов, 1960]. Позднее, после того, как выяснилось, что гыданская (караульская) морена имеет послекаргинский возраст [Троицкий, 1967], отмеченные конечно-моренные образования стали связывать с максимальной стадией позднезырянского (сартанского) оледенения [Архипов, Андреева и др., 1976]. Этому, однако, противоречат радиоуглеродные даты из озерных осадков фарковского разреза (34—41 тыс. лет [Кинд, 1974]), так как они всегда считались синхронными краевым ледниковым образованиям правобережья Турухана. Кроме того, в свете этих дат еще более проблематичным становится возраст так называемой костинской стадии (см. гл. II). Все эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

Структура ледникового позднезырянского покрова изучена пока слабо. Можно отметить лишь отдельные фрагментарные данные, полученные в ходе изучения снимков из космоса, геологических и геоморфологических наблюдений и литологических исследований морен. Так, В. И. Астахов намечает крупный поток, двигавшийся, по его мнению, по депрессии Байдарацкой губы. Видимо, выступ Полярного Урала способствовал подразделению этого потока на две лопасти, обтекавшие горы с запада и востока. Западная, так называемая Колвинская, лопасть оставила после себя Роговский амфитеатр, а с восточной связано образование Салехардских увалов (см. рис. 1). Севернее, вероятно, тем же потоком в стадию его деградации оставлены Верхнекарский языковой бассейн, Сопкей, Глиняный пояс (см. гл. II и рис. 1). Не исключено, что восточная лопасть подразделялась на языки, один из которых участвовал в формировании так называемого Собского амфитеатра, хотя его существование обязано в основном предгорным ледникам, спускавшимся с Полярного Урала.

Существование Байдарацкого потока и его лопастей подтверждается литологическим составом морен и ориентировкой экзарационных борозд и шрамов. Давно известно, что на Пай-Хое, Югорском полуострове, о. Вайгач они имеют простирание с северо-востока на юго-запад и в том же направлении осуществлялся перенос эрратических валунов [Воронцов, 1951; Тараканов, 1973]. Последние представлены в валдайских моренах на северо-востоке Русской равнины как пайхойскими, так и осадочными породами с мезозойской фауной, возможно, со дна Карского моря. Во всяком случае, еще А. А. Чернов в 1936 г. отрицал пайхойский центр оледенения и полагал, что льды, двигавшиеся с северо-востока, переваливали через его водораздел.

Обломочный материал в ледниковых образованиях восточной лопасти специально пока не изучался. В. И. Астахов отмечает тем не менее, что Песчаный и Глиняный пояса сложены в основном местными подстилающими породами, смятыми в сложные гляциотектонические асимметричные складки — гряды. Обломки кристаллических уральских пород почти не встречаются даже в пределах хр. Сопкей, расположенного значительно ближе, фактически около самых предгорий Полярного Урала. Только в предгорьях, где морена непосредственно ложится на скальный субстрат, в ней появляются гальки и валуны кристаллических пород. Это подтверж-

дает вывод В. И. Астахова о том, что льды двигались не с Полярного Урала, а с севера, наступая и обтекая горы.

Песчаный пояс был, вероятно, образован крупным ледниковым языком, располагавшимся в южной части депрессии Обской губы. Если это так, то хадутэйские напорные краевые образования могли быть образованы смежным языком, занимавшим депрессию Тазовской губы и выдвигавшимся к югу в низовья Пура и в долину нижнего течения Таза. Видимо, оба этих языка к северу могли сливаться в единый поток. Ледораздел между ними и Байдарацким потоком, вероятно, проходил внутри Ямальского полуострова и фиксировался песчаным угловым массивом с гляциодислокациями на междуречье Паёта-Яха — Юрибей (см. рис. 1).

В приенисейской части Западной Сибири, по последним данным В. И. Астахова и Ю. Б. Файнера, намечается довольно сложная структура позднеледникового покрова. Она обусловлена тем, что распространявшийся к западу путоранский ледниковый покров блокировался на левобережье Енисея льдами, двигавшимися с севера. Очевидно, только этим можно объяснить завороты на юго-запад отдельных языков путоранского потока вдоль депрессионных понижений долин рек Курейки, Хантайки, Кулюмбэ и др. Так, по новым представлениям В. И. Астахова, ньяпанский пояс, меридионально вытянутый вдоль левого берега Енисея, рассматривается в качестве боковой, а не фронтальной морены. Отсюда логично допустить существование большой лопасти или даже потока, двигавшегося с севера, предположительно с Гыдана. В этом случае было бы легче объяснить субширотную ориентировку и более проблематичных стадияльных конечно-ледниковых ансамблей Ольхового хребта и Верхнетанамского амфитеатра (см. рис. 1), расположенных севернее.

Очень сложная лопастная и языковая, может быть, даже микроязыковая структура проявляется по данным из космоса для бассейна Турухана. В. И. Астахов выделяет здесь целый ряд относительно небольших амфитеатров, стадияльных морен и языковых бассейнов (см. рис. 1). Еще раньше, при геологосъемочных работах в 50-х годах здесь были описаны фронтальные моренные гряды высотой до 100—110 м и длиной до 40 км, оконтуривающие гляциодепрессии, занятые озерами Палимье, Советское, Маковское и др. [Архипов, Андреева и др., 1976].

Общая структура гыданского потока, к которому следовало бы отнести льды левобережья Енисея, сейчас недостаточно ясна, особенно в части взаимоотношения с западнопуторанским потоком. Вещественный состав морен изучен слишком фрагментарно, информация из космоса не всегда подтверждена наземными исследованиями.

Путоранский ледниковый покров, стекавший на север, в пределы Таймырской низменности, блокировался льдами, пришедшими с севера. Напор последних был так велик, что они доходили до северного края Путорана, в район рек Мал. Романихи и Маймечи, а путоранские ледники едва выходили за пределы плоскогорья [Андреева, 1978]. Сомнительно, чтобы эта палеогляциологическая ситуация могла быть обусловлена только функционированием Быррангского центра. По данным С. М. Андреевой (1978), мощный поток льда приходил с карского шельфа, перевалив через хр. Бырранга. На это указывает, прежде всего, состав обломочного материала в моренах: обломки гранитоидов, зеленокаменных сланцев, известняков и доломитов протерозойской северотаймырской петрографической провинции. Эти породы, слагающие низменное северное побережье Таймырского полуострова вдоль берега Карского моря, оказались перетолженными в морены и перенесенными далеко на юг, в центральные районы Таймырской низменности. Это могли сделать только мощные покровные ледники, следами движения которых остались широкие корытообразные сквозные долины, секущие гребневую линию гор Бырранга вкрест ее простирания, на что обращали внимание еще В. А. Обручев и И. Н. Урванцев, допускаявшие, как вновь недавно подчеркнул М. Г. Грос-

вальд (1977), расположение центра таймырского оледенения севернее береговой линии полуострова.

Несмотря на известную гипотетичность и неразработанность некоторых палеогеографических проблем, оледенение Карского шельфа представляется весьма вероятным. Не вдаваясь в многословную дискуссию, отметим лишь бесспорные, четко коррелирующиеся между собой данные о значительном охлаждении Арктики и регрессии Мирового океана в течение последнего оледенения [Величко, 1973; Dansgaard e. a., 1969]. Согласно подсчетам О. П. Чижова (1970), среднегодовая температура в этот период термического минимума была равна в Арктике -33° , а летняя -12°C . В Северном Ледовитом океане резко возрастала мощность многолетних льдов, панцирь которых уже не разрушался из-за низких летних температур. При полном прекращении притока теплых вод Гольфстрима в результате планетарной регрессии мощность льдов могла достигать, по мнению С. В. Томирдиаро (1970), 400—600 м, первоначально главным образом за счет намерзания снизу.

Медленное, но всеуглубляющееся промерзание Арктического бассейна на фоне снижения его уровня началось, очевидно, еще в раннезырянское время и, после некоторого перерыва (50—35 тыс. лет), продолжалось, начиная с 35 тыс. лет назад, в установленную в Сибири жиганскую, или лохподгортескую, стадию похолодания [Жинд, 1974; Архипов, Вотих и др., 1977]. В это время уровень Мирового океана уже был на 10—20 м ниже современного, а к максимуму позднезырянского оледенения снизился до 130 м [Троицкий, Кулаков, 1976; Mörner, 1971; Milliman, Emeru, 1968]. Примерно за 15—18 тыс. лет прогрессивного охлаждения и регрессии море на Карском шельфе могло, вероятно, промерзнуть до дна. Естественно предположить, что этот процесс начинался на мелководье, где и формировался, прежде всего, ледяной купол за счет атмосферных осадков.

Сплошной ледниковый фронт на севере Западно-Сибирской равнины и подпрудно-озерные, внутриконтинентальные бассейны были взаимно обусловленными компонентами природной обстановки времени максимума позднезырянского оледенения. По представлениям И. А. Волкова, существовали три крупных самостоятельных приледниковых бассейна: на востоке — Енисейский, севернее Сибирских увалов — Пуровский и в центральной части равнины — Мансийский. Он полагает, что Енисейский бассейн имел наивысший уровень и сбрасывал избыток вод по сквозной Кас-Кетской долине и иным ложбинам Енисей-Обского междуречья в Мансийское озеро, а во время дегляциации — также и в Пуровский бассейн по сквозным долинам Енисей-Газовского междуречья. Пуровский бассейн имел связь с Мансийским озером по относительно широкому Пур-Аганскому проливу, причем уровни обоих бассейнов были практически одинаковыми (около 125—130 м). Мансийское озеро во время максимума позднезырянского оледенения сбрасывало избыток вод по сквозной Убаган-Тургайской долине на юг, в сторону Арала. Воды озера заливали долины Оби и Иртыша, Кондинскую низину и западную часть Обь-Иртышского междуречья. По Оби, Иртышу и другим долинам юга Западно-Сибирской равнины распространялись ингрессионные озерные заливы, переходящие вверх по этим долинам в дельты и широкие речные поймы, ныне сохранившиеся в виде регионально развитой II надпойменной террасы (см. рис. 26).

В этой стройной концепции уязвимым местом являются одинаковое гипсометрическое положение береговых линий в разных районах Западно-Сибирской равнины и отсутствие непосредственных данных об их возрасте. И. А. Волков полагает, что береговые линии повсеместно в пределах этой колоссальной территории как на юге, так и на севере сохраняют неизменными свои абсолютные отметки, что и нашло отражение на предлагаемой палеогеографической карте. На ней они показаны соответственно на отметках 127—130 и 105—110 м, а между ними — зона отмелых

и прибрежных участков. Образование обоих береговых уступов относится им ко времени максимальной стадии позднезырянского оледенения.

Однако эти допущения пока нельзя считать строго доказанными, а некоторые данные противоречат сказанному. Так, на северо-западе равнины береговая линия позднезырянского подпрудного водоема в ряде мест обнаруживается примерно на 80-й горизонтали (см. гл. II). Во внутренних районах — в Сургутском, Нарымско-Колпашевском и Белогорском Приобье, на северной окраине Тобольского «материка» — уртамские озерные осадки прослеживаются только до абсолютных отметок 85—90 м. На более высоких уровнях (V надпойменный, с абсолютными отметками 105—125 м) в пределах Белогорской возвышенности распространены озерные осадки, датированные в 70 ± 11 тыс. лет (см. гл. IV). Все эти данные согласуются с представлениями В. И. Астахова о раннезырянском возрасте надымского пояса краевых образований, с которыми сочленяется упомянутый озерный V надпойменный уровень (см. гл. II).

Сказанное позволяет В. И. Астахову и С. А. Архипову высказать следующие альтернативные соображения. Возможно, что береговые линии позднезырянских подпрудных бассейнов в центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины располагались на более низких отметках (на 20—30 м ниже) по сравнению с ее юго-западным Приишимским регионом. Не исключено также, что 127—130-метровый озерный уровень вообще не связан с позднезырянским максимумом и отвечает более древнему, раннезырянскому оледенению. Так или иначе, вопрос о высотном положении береговых линий, их точная датировка в различных регионах огромной Западно-Сибирской равнины остаются не до конца решенными.

Покров озерных осадков, оставленных названными приледниковыми бассейнами, фациально неодинаков. Из двух, наиболее изученных сейчас. Енисейский характеризуется в целом преимущественно песчаными, а Мансийский — суглинистыми отложениями.

Енисейский подпрудный зырянский бассейн был отмечен еще в 1952 г. С. Б. Шацким, а позднее его осадки достаточно подробно были описаны сначала на Нижнем, а затем и на Среднем Енисее [Архипов, 1960, 1966, 1971; Лаврушин, 1963]. Бассейн, по данным С. А. Архипова, отчетливо распадается на две части — Фарковское и Тугуланское подпрудные озера, разделенные Осиновским антецедентным участком.

Фарковское подпрудное озеро оставило после себя так называемую Фарковскую равнину, сложенную преимущественно озерными осадками одноименной свиты. Обычно это 5—8-, реже 15-метровая толща переслаивающихся песков, супесей и суглинков, местами с линзами намывных торфяничков и растительной сечки, с единично и редко встречающимися раковинами пресноводных моллюсков. Пески мелко- и тонкозернистые, часто пылеватые и глинистые, с тонкой горизонтальной слоистостью. Палинологическая характеристика осадков свидетельствует о формировании их в обстановке безлесных ландшафтов [Архипов, 1960, см. рис. 17, 18, 24; Лаврушин, 1963, см. рис. 94].

Фарковская равнина занимает наиболее сниженную часть Енисейской депрессии [от 30—35 до 55(60?) м над уровнем моря] и протягивается от низовьев Турухана до устья Елогуя. В нее вложена II надпойменная терраса, и над ней возвышаются III и IV.

С позиций современных представлений, по аналогии с долиной Оби (см. гл. IV), все эти уровни могут быть разновысотными ступенями подпрудного позднезырянского бассейна. Так, соотношение Фарковской равнины со II надпойменной террасой, морфологически и гипсометрически трудно отделимых друг от друга [Архипов, 1960, рис. 24], близко напоминает ситуацию, описанную в Сургутском Приобье (см. гл. IV) для покурской и колпашевской террас. Представляется несомненным, что фарковский уровень фиксирует дно бассейна, а терраса — время его осушения и расчленения. Отложения III и IV надпойменных террас трактовать

лись долгое время как казанцевские и позднесанчуговские. Распространенные на них озерные, речные и дельтовые пески и галечники с разнообразной слоистостью, линзами аллохтонных растительных остатков, иногда с раковинами пресноводных моллюсков [Архипов, 1960, см. рис. 8, 9, 10, 13], поднимаются в пределах III террасы до 80—100 м и IV — до 130 м над уровнем моря. Эти отложения местами целиком, местами частично могут оказаться позднезырянскими. Однако чтобы это доказать, необходимы специальные работы по корреляции уровней приледникового бассейна с краевыми ледниковыми образованиями (см. гл. II). После этого прояснится, надо полагать, противоречие с радиоуглеродными датами из фарковского разреза [Кинд, 1974, см. рис. 37]. Сейчас, учитывая их инверсию в разрезе (внизу 34,8,верху — 40,2 тыс. лет), приходится предполагать, что они либо неверны, либо дают возраст отложений, залегающих в цоколе Фарковской равнины. Не исключено также, что осадки, залегающие на 100—130-метровых уровнях, могут оказаться синхронными так называемой костинской стадии, которая, в свою очередь, может быть раннезырянского возраста.

Следами недавнего существования подпрудного бассейна южнее Осиновских «щек» (антецендентного участка) служат довольно обширная Тугуланская депрессия, абразионные уступы (?) и площадки, особенно широко распространенные на возвышенном правобережье Енисея, и, наконец, сквозные долины типа Кас-Кетской на Енисей-Обской междуречье. Наиболее расширенная (до 20—25 км) и сниженная часть депрессии (абс. отм. 70—75 м) непосредственно примыкает к Осиновскому порогу и занята I надпойменной (от 8—15 до 25 м) террасой Енисея. С поверхности она сложена озерными тугуланскими слоями: монотонным переслаиванием песков и супесей (15—25 м). Супесчаные слои лежат как на цоколе на галечниках, которые местами в прикровельной части содержат прослойки песков и суглинков, иногда с линзами торфа, и выполняют каргинско-раннезырянский или даже казанцевский врез [Архипов, 1974, см. рис. 41]. На окраине депрессии супесчаные осадки озерного типа прослеживаются до абсолютных отметок примерно 100—105 м. Отдельные небольшие поля маломощных песков и галечников встречаются и на более высоких отметках, в низовьях всех правобережных притоков Енисея. На левобережье песчаный тугуланский покров по сквозным долинам уходит в бассейн Оби. Косвенно он датирован в низовьях Сыма (Белый Яр) и на Енисее (дер. Ново-Назимово) и может считаться позднезырянским. Радиоуглеродные даты соответственно в $28\,270 \pm 150$ (ЛГ-71) и $26\,300 \pm 90$ лет (ЛГ-19) получены из подстилающих пород [Бадинова и др., 1976; Арсланов и др. 1972]. На Сыме тугуланские пески обнажаются вблизи береговой линии бывшего подпрудного озера (абс. отм. около 100 м). У дер. Ново-Назимово вскрывается строение I надпойменной террасы (отметки около 70 м), т. е., вероятно, более глубокой части бассейна. Образец ЛГ-19 датирует, по нашему мнению, нижнюю цокольную галечниково-песчаную часть террасы.

Тугуланский озерный покров протягивается вверх по долине Енисея, вероятно, до сочленения с конечно-моренными образованиями так называемого постмаксимального оледенения в Восточном Саяне. Действительно, I надпойменная терраса с галечниками в цоколе прослеживается до Минусинской котловины включительно. Относительная высота ее сохраняется в тех же пределах, от 8—12 до 25 м, но ее поверхность постепенно вверх по Енисею морфологически отчетливо разделяется сначала на два (выше устья Ангары), а затем на три (выше г. Красноярска) уровня: 15—18 (25), 10—15 и 5—8 м. Нередко их описывают как самостоятельные террасы. Однако все они имеют единый «галечниковый» цоколь и сложены однородными горизонтально-слоистыми песками и супесями, очевидно, перигляциально-аллювиального генезиса и отчасти делювиально-пролювиальными супесчаными осадками с включениями гравийников, щебеночников и погребенных почв. С последними связаны стоянки позднеледниковые

ского человека: Кокоревско-Новоселовские в Минусе и Афонтова гора в Красноярске. Культурные слои датированы по радиоуглероду [Астахов, 1966; Кинд, 1974], что позволяет определить время формирования всех трех уровней I надпойменной террасы в интервале примерно от 21 до 11 тыс. лет назад (подробнее см. [Архипов, 1966, 1971]).

В названных работах мы высказывались за казанцевско-раннезырянский возраст II надпойменной террасы, 25—33-метровой на Ангаро-Красноярском отрезке енисейской долины и 30—45-метровой — в Минусинской котловине. Именно эту террасу, считая ее III, С. П. Горшков (1966) сопоставлял с первым постмаксимальным (раннезырянским) оледенением, конечно-моренные образования которого сохранились в Казыр-Кизирском районе Восточного Саяна. Сейчас имеются две даты, полученные из кровли нижнего аллювиального яруса II террасы, сложенного галечниками с прослоями и линзами суглинистых осадков и торфа [Чердынцев и др., 1969]. Они оказались в интервале 24—25 тыс. лет (ГИН-308, 310) и вполне сопоставимы с датами в 26—27 тыс. лет из кровли галечников и песков, слагающих нижний цокольный ярус I надпойменной террасы (см. выше). Следовательно, галечники обеих террас, залегающие в цоколях 6—8, 10—15, 15—18 (25), 25—33 и 30—45 (в Минусе)-метровых уровней, скорее всего, одновозрастные и, видимо, каргинско-раннезырянские. Песчано-супесчаный покров всех этих пяти ступеней позднезырянский (10—11 — 20—22 тыс. лет), а сами они образуют веер, сходящийся наподобие верхнеобского на уровень Тугуланской депрессии.

Представляется, что не только на Верх. Оби и Верх. Енисее, но и в долинах Томи, Верх. Иртыша, Чулыма и других западносибирских рек существовала сходная палеогеографическая обстановка. Долины были подтоплены, в них шло накопление дельтовых, а выше по течению — перигляциально-аллювиальных осадков (см. рис. 26).

О Пуровском бассейне фактических данных пока весьма мало, и его границы проведены условно. Известные сейчас отрывочные сведения, частично приведенные в главах II и V, свидетельствуют о реальных следах береговых линий на абсолютных отметках 80—100 м, озерных проливах в полосе Сибирских увалов (по представлениям И. А. Волкова) и преимущественно песчано-галечниковом составе осадков, распространенных на низких междуречьях. Чрезвычайно мало конкретных данных о присутствии озерных позднезырянских отложений на относительно возвышенных водоразделах между Обью, Пуром и Енисеем, а также в долинах Надьма, Пура и Таза по той простой причине, что необходимые исследования еще не проводились.

Фациальный состав озерного покрова (уртамских слоев) Мансийского бассейна (см. гл. IV) позволяет выделить в его пределах две зоны: относительно глубоководную и мелководную. Они выделяются как по характеру осадков, так и по глубине расчленения и отметкам допозднезырянского рельефа, перекрытого им. Относительно глубоководные участки бассейна располагались в пределах ныне погребенных каргинских долин, которые, в свою очередь, были, очевидно, унаследованы от более древних этапов развития речной сети — казанцевского и тобольского. Обширные площади мелководья занимали, вероятно, сниженные придолинные склоны докаргинских междуречий Енисея, Оби, Иртыша и других рек.

Наиболее полный фациальный ряд уртамских озерных слоев известен сейчас из долины Оби. В разрезе снизу вверх он представлен серыми глинами алевритовыми, тонкослоистыми, с линзами торфа (фация 1); желто-бурыми суглинками тонкоотмученными, лессовидными, слоистыми (фация 2); зеленовато-серыми суглинками пылевато-песчаными, грубослоистыми, с остатками травянистой растительности (фация 3). В придолинной полосе междуречий наряду с зеленовато-серыми суглинками появляются светлые, серовато-желтые пески мелко-, тонкозернистые, часто пылевато-глинистые, с монотонной горизонтальной слоистостью (фация 4). Реаль-

ное существование отмеченного фациального ряда во времени и пространстве подтверждается палинологическими и радиологическими данными (см. гл. IV и VII).

Фация глин (1) соответствует начальному этапу (примерно 23—20 тыс. лет) подтопления каргинских долин в условиях климата лесотундры. Осадконакопление начиналось в пойменно-старичных условиях (прослой торфа, остатки мелких млекопитающих, см. гл. IV) на самых низких гипсометрических уровнях.

Фация суглинков (2) фиксирует, вероятно, наиболее глубоководную обстановку Мансийского бассейна, судя по их достаточно тонкой сортировке и слоистости. Почти полная стерильность («безжизненность») осадков, проявляющаяся местами ритмичная (ленточная?) слоистость, мелкие сингенетичные криогенные текстуры, возможно, указывают на условия седиментации в ледовитом озере, большую часть года покрытом льдом. Скучные палинологические данные (безлесные, специфически перигляциальные спектры) свидетельствуют о термическом минимуме, который относится к отрезку времени в 20—18 тыс. лет.

Суглинки и пески третьей и четвертой фаций формировались на мелководьях, которые получили особенно широкое развитие в максимум озерной трансгрессии. Именно поэтому эти озерные осадки распространены и лучше сохранились на сниженных междуречьях, начиная с 60—70 м и выше над уровнем моря, и значительно реже встречаются в каргинских долинах. Время их накопления ограничено регионально распространенной погребенной почвой, датированной в разрезе Вертикаса в $14\,880 \pm 440$ лет (см. гл. IV). Эта пока единственная дата позволяет тем не менее предположить, что субаэральный режим установился на междуречных пространствах внутренних районов Западно-Сибирской равнины значительно раньше, чем в каргинских долинах, где аккумуляция на низком покурском уровне (т. е. в самых глубоких частях дна Мансийского подпрудного бассейна) закончилась 12,8—12,3 тыс. лет назад. Логично думать также, что озерная трансгрессия кульминировала несколько позднее максимума позднэзрянского оледенения. Точное время пока не установлено, но очевидно, что максимально высокие уровни подпрудных бассейнов были в интервале между 20 (18) и 15,3 (14,5) тыс. лет. Уровень Мансийского бассейна с 15 (14) до 12,8 (12,3) тыс. лет находился ниже; возможно, он колебался около отметок 50—60 м, а, скорее всего, озеро почти целиком располагалось в пределах древних речных долин западно-сибирских рек. Следует заметить, что 55-метровая отметка является, видимо, максимальной для подпрудных явлений колпашевского времени (примерно 12,5—10,6 тыс. лет).

В заключение отметим одну интересную особенность фациального состава озерных осадков: преобладание песков в северных, суглинков и глин — в южных бассейнах, включая Тургайскую ложбину. Последние были, видимо, гигантскими озерами-отстойниками, хотя нельзя исключить и какие-то другие, пока неизвестные причины.

Мы не будем подробно останавливаться на проблеме дренирования через Тургайскую ложбину подпрудно-ледниковых и озерных западно-сибирских бассейнов. В настоящее время она решена положительно на убедительном фактическом материале [Бобоедова, 1966]. Некоторое время не было лишь непосредственных доказательств стока в позднэзрянское время, но и они появились теперь в недавно вышедшей работе В. И. Астахова и М. Г. Гросвальда (1978). В пересказе этих публикаций нет никакой необходимости.

По берегам приледниковых бассейнов, на приподнятых междуречьях широкое развитие имели субаэральные процессы, за счет которых сформировался фациально сложный покров субаэральных, главным образом золowych и снежно-оловых осадков. С областями преобладания накопления влекомого олового наноса связан котловинно-градовой (гривный)

рельеф, а в областях преобладания осаждения атмосферной пыли (взвешенный эоловый нанос) накопился покров ельцовского лесса, перекрывающий искитимский педокомплекс и более древние геологические образования (см. гл. V).

Образование ельцовского (позднезырянского) покрова лессов и генетически связанного с ним гривного рельефа протекало во время спада приледниковых бассейнов в условиях очень сухого, аридного климата, установившегося во время дегляциации. Поэтому гривный рельеф часто развит в пределах контуров максимального распространения трансгрессии Мансийского озера по склонам долин и на II надпойменной террасе.

На юге Западно-Сибирской равнины было много сухих замкнутых котловин и впадин, на дне которых свободно проявлялась эоловая деятельность и формировались эоловые формы рельефа. Таковы районы оз. Чаны и группы озер Салтаим. Все это свидетельствует, что пик аридизации климата был несколько позже максимума продвижения ледников и развития позднезырянской озерной трансгрессии и приходился на время между 17 и 15 тыс. лет.

В максимум распространения позднезырянского оледенения существовали лишь три зональных типа растительности — перигляциальная тундростепная, тундровая и лесотундровая. Перигляциальная тундростепная растительность распространялась к югу от ледника, по берегам подпрудных озерных бассейнов, до 63° с. ш., частично занимая северную часть Сибирских увалов. К югу от них, до 56° с. ш., расселялись различные ассоциации арктической тундры (см. рис. 26). Лишь южнее 56° с. ш. в приуральской и приенисейской частях равнины, а также по южным берегам приледникового водоема произрастала растительность, близкая к лесотундровой, южная граница ее проходила за пределами Западно-Сибирской равнины. Анализ флоры и характер растительности и границы распространения тундростепных, арктических тундровых и лесотундровых ландшафтов позволяют сделать вывод, что в максимум распространения позднезырянского оледенения климат был исключительно холодным и сухим. Среднегодовые температуры воздуха были ниже современных на 9—10°.

Г л а в а IX

О НЕКОТОРЫХ ПРАКТИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОЕКТУ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИ СТОКА СИБИРСКИХ РЕК

Осуществление проекта переброски части стока сибирских рек в бассейн Аральского моря уже на первом этапе и тем более в перспективе означает, по сути дела, перестройку речной сети в Западной Сибири. Выбор оптимальных условий перераспределения речного стока является особо сложной комплексной проблемой, которая включает в себя решение не только ряда практических инженерно-технических задач по проектированию и строительству гидротехнических сооружений, но и прогноз вероятных изменений в окружающей среде.

Для прогностических целей представляется целесообразным использовать близкие природные модели, позволяющие выяснить общие закономерности развития природных обстановок недалекого геологического прошлого. Глубокое понимание динамики природных процессов в историческом аспекте — от прошлого с приближением к современности —

относится к числу фундаментальных проблем четвертичной геологии и может обеспечить выработку действительно научных предпосылок для прогноза изменений в окружающей среде в ближайшем будущем.

Сейчас хорошо известно, что западносибирские реки не всегда текли на север; речная сеть в плейстоцене перестраивалась, и, вероятно, неоднократно возникали условия для юго-западного стока, при котором Тургайская ложбина выполняла роль генеральной дрены. Последний раз это было 20—18 тыс. лет назад.

В настоящей работе как раз и предлагается реконструкция таких природных условий, при которых осуществлялось перераспределение поверхностного стока и дренаж по Тургайской ложбине сильно обводненных внутренних районов Западно-Сибирской равнины. Следует лишь отметить, что это только первый шаг в создании вероятной природной модели. Для ее дальнейшего уточнения необходима принципиально новая, значительно более детальная стратиграфия четвертичных отложений.

Как видно, научное обоснование мероприятий по проекту перерастает в фундаментальную научную проблему, чрезвычайно трудоемкую, если учитывать размеры территории и пестрый фациальный состав отложений. Поэтому целесообразно локализовать исследования и сосредоточить их на геологии древних, в первую очередь, позднеплейстоценовых речных долин, закономерностях их развития и неоднократных перестроек, в особенности со стоком на юго-запад, через Тургайский прогиб.

Представляется важной разработка детальной стратиграфии отложений речных террас, подпрудных бассейнов, субаэральных покровов и краевых зон оледенений. Отчасти этим разработкам посвящена настоящая монография, в которой обобщаются многие новейшие, еще не опубликованные материалы. Однако возможности детализации стратиграфии приповерхностных толщ четвертичных, отчасти верхнеплиоценовых отложений далеко не исчерпаны, а необходимость в ней очевидна, если вспомнить, что приповерхностная геология — важнейший компонент географической среды (ландшафтов).

Огромная территория зоны, попадающей в сферу переброски, отличается сложным устройством рельефа и пестрым литолого-фациальным составом четвертичных отложений. Это обусловлено как структурно-фациальными различиями отдельных районов юга Западно-Сибирской плиты, так и физико-географической зональностью, четко проявившейся в течение четвертичного периода.

В условиях сложной геологической ситуации для целей инженерно-геологического и гидрогеологического проектирования необходимы такие научно-методические разработки, которые дают не только всеобъемлющую, но и достаточно конкретную характеристику приповерхностных толщ четвертичных и неогеновых пород. Только в этом случае результаты научных исследований будут с успехом использованы для проектирования конкретных гидротехнических сооружений.

Одним из таких направлений исследований мы считаем изучение инженерно-геологических свойств основных генетических типов четвертичных и неогеновых отложений.

В зоне переброски и смежных с ней районах распространены четыре основных генетических типа: аллювиальный, озерный, субаэральный и ледниковый. Пространственное размещение их неодинаковое, но вполне закономерное. Ледниковые отложения приурочены к краевой зоне среднеплейстоценового оледенения, захватывающей низовья Иртыша и Белогорско-Сургутское Приобье. Аллювиальные и озерные осадки широко распространены в приледниковой зоне, в долинах Ниж. Иртыша и Ср. Оби, на Тобольском «материке», в Кондинской низменности и т. д. Наконец, субаэральные образования пользуются широким площадным распространением в пределах третичных приподнятых равнин Приишимья и Тургая.

Инженерно-геологические свойства перечисленных генетических типов должны изучаться в первую очередь, а в качестве обобщения можно было бы рекомендовать составление среднемасштабных, а затем, для наиболее важных участков тракта переброски, и крупномасштабных карт генетических типов четвертичных отложений.

Исключительно важную роль в перспективных изысканиях оптимальных вариантов перераспределения речного стока западносибирских рек могут и должны сыграть естественные, созданные самой природой дренажные системы юго-западного стока. Следы их хорошо известны на Обь-Енисейском и Обь-Иртышском междуречьях, в Кулундинской и Барабинской низменностях и в других районах. Это так называемые сквозные долины юго-западного простираения, плоские озерные равнины, оконтуренные береговыми линиями, и т. п. Однако до сих пор нет целостных, всеобъемлющих представлений об их геолого-геоморфологическом строении и происхождении, отсутствует оценка возможности использования их для искусственных водоперебрасывающих гидротехнических сооружений. В быстром решении этих вопросов определяющую роль может сыграть информация из космоса, используемая в совокупности с наземными геолого-геоморфологическими исследованиями с применением новейших физических методов.

Углубленное изучение геологической истории древней речной сети позволит полнее понять зависимость между изменениями климата и речным стоком. Как известно, до недавнего времени господствовали мнения об их стабильности, неизменности в течение четвертичного периода в Сибири. Сейчас установлено, что речной сток имел резко выраженный импульсивный характер, обусловленный климатическими изменениями [Волков, 1965; Волков, Волкова, 1968]. Чем точнее будет выявлена эта зависимость для недалекого геологического прошлого, а также современная тенденция развития климата, тем надежнее может быть прогноз обводненности западносибирских рек и озер в ближайшем будущем. Поэтому палеоклиматические реконструкции, основанные на палинологическом изучении древнеаллювиальных осадков, приобретают важное прикладное значение, как и изучение динамики изменений поверхностного стока в южных районах Западно-Сибирской равнины по данным наземной и космической информации.

В настоящее время наилучшим направлением трассы главного тракта переброски части стока сибирских рек признана Тургайская ложбина. Это, безусловно, правильное решение, подсказанное самой природой.

Возражения вызывает вариант с водозабором в районе слияния Оби и Иртыша у дер. Белогорье, по которому предполагается создание анти-Иртыша путем строительства каскада из пяти перегораживающих гидрозловов на Оби и Иртыше и Тобольского водохранилища. Между тем, хорошо известно, что Нижнее Прииртышье и Сургутское Приобье испытывают сильное переувлажнение, особенно в период прохождения паводковых вод. Иртышский и обский бассейны располагаются здесь в пределах обширных внутриконтинентальных депрессий: Сургутской и Кондинской низменностей, высота которых над уровнем моря не превышает 100—120 м. Междуречные пространства почти сплошь заболочены. Широкие, в несколько десятков км, долины Оби и Иртыша заливаются в половодья, особенно в катастрофически высокие, до уровня высокой поймы и I надпойменной террасы включительно. Паводки сильно растянуты и на Сургутском отрезке Оби формируются в обстановке подпора от Иртыша. В результате дренажирующая роль рек прекращается на 110—130 дней (при безледном периоде в 170—180 дней). К сказанному следует добавить, что на ближайшие 25 лет предполагается ухудшение естественного дренирования и усиление увлажненности территории за счет роста консервации влаги в торфяных массивах на междуречьях [Малик, 1978; Вендров, 1975].

Создание искусственных подпоров на реках и постоянного подтопления пойм и низких террас Оби, Иртыша и их многочисленных притоков, вероятно, ухудшит общие природные условия (водный режим и водно-тепловой баланс) и затруднит дальнейшее хозяйственное освоение этого нефтедобывающего района [Сакс и др., 1975].

Для переувлажненных районов бассейнов Ср. Оби и Ниж. Иртыша существенно важно такое регулирование стока, которое обеспечит снижение общей продолжительности и высоты паводков [Малик, 1978]. В этом, в частности, заинтересовано сельское хозяйство, все планы развития и интенсификации которого связаны целиком с освоением поймы рек. Хорошо известно, что главным препятствием для полного использования пойменных земель является чрезмерно длительное затопление их паводковыми водами.

В связи со сказанным многие гидрологи обращают внимание на то, что для водохозяйственного благоустройства Западно-Сибирской равнины желательнее создание регулирующих гидроузлов на Оби, выше впадения Чулыма, а также на Иртыше не ниже впадения Ишима, и на притоках этих рек, т. е. южнее двух главных западносибирских — Кондо-Тавдинской и Васюганской — заболоченных провинций. Во Всесоюзном объединении «Союзводпроект» рассматривался и имеется вариант с проектированием тракта переброски между Обью и Иртышом вдоль рек Чаи и Оми с водозабором у г. Колпашево. Несомненно, вариант менее проработан, но выгодно отличается своей перспективностью [Волков, 1975]. Он позволяет, прежде всего, избежать нежелательных последствий создания анти-Иртыша и, кроме того, подключить к системе переброски многоводный Енисей по очень простой и удобной схеме — через Кеть-Касскую сквозную долину. Представляется, что это позволило бы уже на первом этапе забирать 50—60 км³ воды, что весьма существенно, так как переброска 25 км³ из района Белогорья [Сакс и др., 1975] вряд ли сможет обеспечить потребности орошения в Средней Азии (из-за потерь на фильтрацию и ухудшение качества воды по пути следования в канале длиной более 2000 км). Изъятие же больших объемов воды из стока Нижней Оби и Нижнего Иртыша у Белогорья может, как предполагает С. Я. Сергин [1975], усилить засушливость климата в южной степной полосе Западной Сибири и Северо-Восточного Казахстана.

Тракт переброски, начинающийся на Енисее, заложил бы основы преобразования водных ресурсов достаточно хорошо освоенных сельскохозяйственных районов лесостепной зоны юга Западной Сибири. Немаловажно и то, что при этом варианте переброски наилучшим образом будут учтены собственно сибирские потребности в воде.

В заключение хотелось бы отметить, что реализация проекта переброски части стока западносибирских рек является, прежде всего, научной, а уже затем технической проблемой. Ее суть — в выборе оптимального варианта путем всестороннего рассмотрения всего комплекса природных и социально-экономических последствий. Поэтому научные разработки и рекомендации должны предшествовать ответственным техническим решениям.

- Алексеева Э. В., Волков И. А.* Стоянка древнего человека в Барабе (Волчья Грива).— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., Наука, 1969, с. 142—150.
- Альтер С. П.* О южной границе зырянского оледенения на правобережье Енисея.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Л., ВСЕГЕИ, 1960, с. 91—94.
- Алядин Ф. А.* К вопросу о стратиграфии отложений верхнего отдела четвертичной системы Пур-Надымского водораздела в южной части Тазовского полуострова.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 6, с. 87—93.
- Андреев Ю. Ф.* О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири (в области развития многолетней мерзлоты).— В кн.: Геология и геохимия. М., Гостехиздат, 1960, с. 76—94.
- Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М.* Геологическое строение Тазовского полуострова.— Геол. сб., М., изд. ВНИГРИ, 1961, № 6, с. 176—202.
- Андреева С. М.* Зырянское оледенение на севере Средней Сибири.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1978, № 5, с. 72—79.
- Арсланов Х. А., Бердовская Г. Н., Зайцева Г. Я., Лавров А. С., Никифорова Л. Д.* О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 188—191.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Полевая Н. И., Руднев Ю. П.* Данные радиоуглеродной лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ).— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1972, № 38, с. 186—189.
- Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. М., ГИН АН СССР, 1960. 172 с.
- Архипов С. А.* Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964, с. 11—55.
- Архипов С. А.* Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений, террасы Енисея вледниковой зоны Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 50—70.
- Архипов С. А.* Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологической историей.— В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западной Сибири. Новосибирск, 1967, с. 20—33.
- Архипов С. А.* Основные события позднплейстоценового ледникового времени и их корреляция в Западной Сибири, Европе и Северной Америке.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., Наука, 1969, с. 7—17.
- Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971. 332 с.
- Архипов С. А.* Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 7—21.
- Архипов С. А.* Обзор стратиграфических материалов по тобольскому горизонту в Западной Сибири.— В кн.: Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Новосибирск, Наука, 1975, с. 26—30.
- Архипов С. А.* Новые данные о возрасте и происхождении террас Оби.— В кн.: Речные системы и мелiorация. Ч. II. Новосибирск, 1977, с. 45—48.
- Архипов С. А., Андреева С. М., Земцов А. А., Исаева Л. Л., Мизеров В. В., Файнер Ю. Б.* Покровные материковые оледенения и рельеф.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. I. М., Наука, 1976, с. 7—88.
- Архипов С. А., Вотах М. Р.* История растительности в среднем и позднем вюрме и голоцене в долине Верхней Оби.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 130—142.

- Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск, Наука, 1977. 213 с.
- Архипов С. А., Довгаль Л. А., Левина Т. П., Липагина В. Я., Сухорукова С. С.* Литологическая, палинологическая характеристика, диатомовая флора и остракоды из разреза третьей надпойменной террасы р. Оби (Сургутское Приобье).— В кн.: Этюды по палеофитологии Сибири. М., Наука, 1976, с. 83—101.
- Архипов С. А., Левина Т. П., Вотах М. Р.* Палинологическая характеристика риссвюрмских (казанцевских) и нижне-средних вюрмских отложений долины Средней Оби.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 143—150.
- Архипов С. А., Матвеева О. В.* Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск, 1964. 128 с.
- Архипов С. А., Фирсов Л. В., Паньчев В. А., Орлова Л. А.* Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 21—33.
- Архипов С. А., Худяков Г. И.* Об основных принципах расчленения и корреляции антропогенных отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского «материка» на р. Оби.— В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Астахов В. И.* Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1178—1181.
- Астахов В. И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири.— В кн.: Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. М., 1977, с. 60—69.
- Астахов В. И., Гроссвальд М. Г.* Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины.— Докл. АН СССР. Серия геол., 1978, т. 242, № 4, с. 891—894.
- Астахов В. И., Файнер Ю. Б.* Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири.— Докл. АН СССР. Серия геол., 1975, т. 224, № 5, с. 1145—1148.
- Астахов С. М.* Поселения Афонтовой горы и их место в палеолите Сибири. Автореф. канд. дис. Л., 1966. 21 с.
- Бадинова В. П., Зубаков В. А., Ицкисон Е. М., Руднев Ю. П.* Радноуглеродные датировки лаборатория ВСЕГЕИ (ЛГ). Список III.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., Наука, 1976, № 45, с. 154—167.
- Баулин В. В., Белопухова Э. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М.* Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1967.
- Белорусова Ж. М.* Было ли покровное оледенение на Тазовском полуострове?— В кн.: Геология и геохимия. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 95—101.
- Бобоедова А. А.* О происхождении Тургайской ложбины.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 187—197.
- Богдашев В. А., Дидрихс Е. А., Домникова Е. И.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кеть-Томского Приобья.— В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 376—388.
- Борзенко П. И., Вериго Э. К., Говорунов В. А., Мартынов В. А., Мистов В. Д., Михайловский О. В., Поргал П. С.* Геология четвертичных отложений восточной части Новосибирской области.— В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964, с. 69—71.
- Боч С. Г.* Состояние палеонтологии и задачи исследований некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. М., Гостоптехиздат, 1957, с. 373—381.
- Букреева Г. Ф.* Сопоставление четвертичных отложений в районе с. Вороново на р. Оби по данным спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Палинология и стратиграфия четвертичных отложений бассейнов рек Оби и Енисея. М., Наука, 1966, с. 7—9.
- Букреева Г. Ф., Полежаев В. П.* Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднелищцевых и четвертичных отложений. Внеледниковая область. Барабинская степь.— В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелищцевое и четвертичное время. М., Наука, 1970, с. 128—163.
- Бурашников Т. А., Гроссвальд М. Г., Сутова И. А.* Объем арктического ледникового покрова в эпоху последнего оледенения Земли.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1169—1172.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973. 256 с.
- Вендров С. А.* Задачи и пути улучшения режима увлажненности Западно-Сибирской равнины (в связи с разработкой проблемы переброски части стока сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию).— В кн.: Природные условия Западной Сибири и переброска стока рек в Среднюю Азию. М., Наука, 1975, с. 22—34.
- Волков И. А.* О гривном рельефе Ишимско-Тобольского междуречья.— Геол. и геофизика, 1961, № 9, с. 114—118.
- Волков И. А.* Ишимская степь. Рельеф и покровные лессовидные отложения. Новосибирск, 1965. 74 с.

- Волков И. А.* Позднечетвертичные субаэральные отложения равнин пзмененного пояса. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1969, 53 с.
- Волков И. А.* О колебаниях климата позднеледниковья и раннего голоцена на юге Западно-Сибирской равнины.— Геол. и геофизика, 1971, № 8, с. 72—81.
- Волков И. А.* Палеогеографическое значение некоторых радиокарбонных датировок на юге Западной Сибири.— Геол. и геофизика, 1973, № 2, с. 3—8.
- Волков И. А.* Некоторые вопросы преобразования водного хозяйства Сибири и реше-ние проблемы переброски.— В кн.: Природные условия Западной Сибири и переброска стока рек в Среднюю Азию. М., Наука, 1975, с. 168—175.
- Волков И. А.* Роль эолового фактора в эволюции рельефа.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М., Наука, 1976, с. 264—288.
- Волков И. А., Архипов С. А.* Четвертичные отложения района Новосибирска (опера-тивно-пвформационный матерпал). Новосибирск, 1978. 89 с.
- Волков И. А., Волкова В. С.* О позднеледниковом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичная геология, геоморфология и па-леогеография Сибири. Новосибирск, 1964, с. 109—129.
- Волков И. А., Волкова В. С.* Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибир-ской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного пери-ода. М., Наука, 1968, с. 227—242.
- Волков И. А., Волкова В. С.* Великая приледниковая система стока Сибири.— В кн.: История озер в плейстоцене. Т. 2. Л., 1975, с. 133—140.
- Волков И. А., Волкова В. С., Гуртовая Е. Е.* О возрасте верхней толщи западной ча-сти Обь-Иртышского междуречья.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных обла-стей. М., Наука, 1973, с. 40—45.
- Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И.* Покровные лессовидные отложения и па-леогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Но-восибирск, Наука, 1969. 332 с.
- Волков И. А., Гросвальд М. Г., Троицкий С. Л.* О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1978, № 4, с. 25—35.
- Волков И. А., Зыкина В. С.* Ископаемые почвы в опорных разрезах покровных отло-жений Новосибирского Приобья.— Геол. и геофизика, 1977, № 7, с. 83—93.
- Волкова В. С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, Наука, 1966. 174 с.
- Волкова В. С.* Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М., Наука, 1977. 235 с.
- Волкова В. С., Букреева Г. Ф.* Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднелипценовых и четвертичных отложений.— В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в поздне-плиоценовое и четвертичное время. М., Наука, 1970, с. 48—80.
- Волкова В. С., Шурыгин А. Г.* Стадии отступления зырянского оледенения в низовьях Енисея. Т. 6. М., ВСЕГЕИ, 1961, с. 161—174.
- Воронов П. С.* Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях Централь-ного Пай-Хоя. М.— Л., Главсевморпуть, 1951, с. 84—92.
- Вотал М. Р.* Разрез четвертичных отложений у с. Вертикос (Висков Яр) на р. Обь.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск, 1962, с. 58—67.
- Гейнц А. Е., Гарутт В. Е.* Определение абсолютного возраста ископаемых остатков мамонта и шерстистого носорога из вечной мерзлоты Сибири при помощи радио-активного углерода (C^{14}).— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6.
- Геологическая карта Западно-Сибирской низменности.* М., Гостоптехиздат, 1961.
- Геологическая карта Советской Арктики.* М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Геоморфологическая карта Советской Арктики.* М-б 1:2 500 000. Под ред. С. А. Стрел-кова, М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Гессе В. Н., Гранович И. Б., Савельев А. А.* К вопросу о характере оледенений Поляр-ного Урала в верхнечетвертичную и современную эпохи.— В кн.: Кайнозой-ский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 105—110.
- Гольберт А. В., Гудина В. И., Крюков В. Д., Рогожин В. В., Рогожина Н. И., Рома-нова Э. Е., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л.* Комплексные геологические сле-дствия четвертичных отложений верховьев р. Тукалады (Норильское плато).— В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. М., Наука, 1971, с. 113—138.
- Голубева Л. В.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-запад-ной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Спорово-пыльцевые спек-тры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфи-ческое значение. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—41.
- Горшков С. П.* О стратиграфии антропогенных отложений внеледниковой зоны При-енисейской Сибири.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 71—81.
- Гричук М. П.* Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибир-ской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 44—58.

- Гросвальд М. Г.* Древние оледенения континентального шельфа Северной Европы.— В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкция и модели. М., 1973, с. 30—40.
- Гросвальд М. Г.* Последний Евроазиатский ледниковый покров.— В кн.: Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. М., 1977, с. 45—60.
- Гросвальд М. Г., Иоффе Д. Я.* Гляциогенные складки нагнетания в осадочных породах ложа и их значение для палеогеографии.— В кн.: Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения. Вып. 21. М., 1973, с. 115—124.
- Гуртова Е. Е., Троицкий С. Л.* К палинологической характеристике сангомпанских отложений Западного Ямала.— В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., Наука, 1968, с. 131—140.
- Дибнер В. Д.* Древние глины и рельеф Баренцево-Карского шельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене.— В кн.: Проблемы полярной географии. Л., Гидрометеоздат, 1968, с. 118—121.
- Зайонц И. Л., Зилинг Д. Г.* Вторая терраса бассейнов Нижней и Средней Оби.— В кн. Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. Барнаул, 1972, с. 12—27.
- Захаров Ю. Ф.* Плейстоцен Северного Зауралья.— В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М., Недра, 1965, с. 88—99.
- Захаров Ю. Ф.* Атектонические структуры Северного Зауралья.— В кн.: Труды Западно-Сибирского научно-исследовательского геологического, нефтяного института. Вып. 1. Тюмень, 1965, с. 118—129.
- Захаров Ю. Ф.* Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири.— Геол. и геофизика, 1968, № 6, с. 148—155.
- Захаров Ю. Ф.* Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Т. III. Новосибирск, Наука, 1970, с. 118—124.
- Земцов А. А.* Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири. Гляциология Алтая. Вып. 3. Томск, 1964, с. 182—206.
- Земцов А. А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, 1976. 344 с.
- Земцов А. А., Шацкий С. Б.* К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 309—320.
- Земцов А. А., Шацкий С. Б.* К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 32—38.
- Зубагова В. А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., Недра, 1972. 312 с.
- Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты.* М., Изд-во МГУ, 1972.
- Иоффе Д. Я.* Некоторые особенности геоморфологии долины Нижнего Иртыша.— Геоморфология, 1974, № 2, с. 73—77.
- Исаева Л. Л.* Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 2, с. 90—98.
- Калецкая М. С.* О центрах оледенения на крайнем северо-востоке европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 4, с. 925—928.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Следы четвертичных приледниковых бассейнов в Северном Зауралье.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 29, с. 83—95.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1185—1187.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., Недра, 1978, 159 с.
- Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины/Ред. И. И. Краснов.* М., Гостоптехиздат, 1961.
- Кинд Н. В.* Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дис. М., 1971. 44 с.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974. 254 с.
- Коренева Е. В.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 41—64.
- Лавров А. С.* Древнее оледенение северо-востока Русской равнины.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1973, № 5, с. 29—38.
- Лаврушин Ю. А.* Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 32, М., 1959, с. 122—137.
- Лаврушин Ю. А.* Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. М., Изд-во АН СССР, 1961, 95 с.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1963. 262 с.

- Лазуков Г. И.* Район Урало-Сибирских ледниковых покровов и Северный Ледовитый океан.— В кн.: Четвертичный период (ледниковый период, антропогенный период). Т. 1. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 151—235.
- Лазуков Г. И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, 1970. 322 с.
- Лазуков Г. И., Соколова Н. С.* Некоторые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений низовьев Оби.— В кн.: Ледниковый период европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 343—360.
- Левина Т. П.* Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи.— В кн.: Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, Наука, 1979.
- Левков Э. А.* Особенности локализации и формирования отторженцевой фации основных морен (на примере Белоруссии).— В кн.: Основные морены материковых оледенений. М., 1978, с. 104—116.
- Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье (оперативно-информационный материал)/* Архипов С. А., Панычев В. А., Шелехова Т. Г., Шелкопляс В. Н. Новосибирск, 1978. 131 с.
- Малик Л. К.* Гидрологические проблемы преобразования природы Западной Сибири. М., Наука, 1978. 180 с.
- Мартынов В. А.* Верхнеплейстоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 9—22.
- Мизеров Б. В.* Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарынского Приобья.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 245—258.
- Мизеров Б. В., Вотах М. Р.* К вопросу о расчленении четвертичных отложений в нижней части бассейна р. Чулым.— В кн.: Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М., Наука, 1964, с. 218—222.
- Мизеров Б. В., Черноусов С. Н., Абрамов С. П., Сузорова С. С., Вотах М. Р.* Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. Новосибирск, Наука, 1971.
- Москвитин А. И.* Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. М., Наука, 1967.
- Никитин В. П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды).— В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплейстоценовое и четвертичное время. М., Наука, 1970.
- Никитин П. А.* Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. Томск, 1940. 33 с.
- Николаев В. А.* Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Западно-Сибирская равнина. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1970, с. 226—254.
- Окладников А. П., Григоренко Б. Г., Алексеева Э. В., Волков И. А.* Стоянка верхнепалеолитического человека Волчьего Грива.— В кн.: Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. II. Новосибирск, 1971, с. 87—131.
- Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене/* Гиттерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д. и др. М., Наука, 1968. 270 с.
- Панычев В. А.* Стратиграфия и геохронология позднеплейстоценовых аллювиальных отложений долин рек Верхнего Приобья (по данным радиоуглеродного метода). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975. 26 с.
- Панычев В. А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предальтайской равнины. Новосибирск, Наука, 1979.
- Равский Э. И., Цейтлин С. М.* Геология Енисейского палеолита.— В кн.: Стратиграфия и периодизация Восточной и Центральной Европы. М., Наука, 1965, с. 200—228.
- Рагозин Л. А.* Сибирские увалы — главный конечно-моренный пояс Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, 1976, с. 87—96.
- Разрез новейших отложений Алтая/* Свиточ А. А., Боярская Т. Д., Воскресенская Т. Н. и др. М., Изд-во МГУ, 1978. 207 с.
- Сакс В. Н.* Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. М.— Л., 1946. 75 с.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. М.— Л., Водтрансиздат, 1953. 627 с.
- Сакс В. Н., Широков В. М., Яншин А. Л.* Задачи научных исследований в Сибири при разработке вопросов переброски части стока рек в Среднюю Азию.— В кн.: Природные условия Зап. Сибири и переброска стока рек в Среднюю Азию. Новосибирск, Наука, 1975, с. 5—15.
- Сергин С. А.* К целесообразности переброски сибирских вод в Среднюю Азию.— В кн.: Природные условия Западной Сибири и переброска стока рек в Среднюю Азию. М., Наука, 1975, с. 221—242.
- Соколов В. Н.* Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. Л., 1960. 155 с.

- Стрелков С. А.* О некоторых особенностях гидрографической сети в низовьях Енисея.— Изв. ВГО, 1949, т. 81, вып. 5, с. 549—554.
- Стрелков С. А.* Районирование севера Западной Сибири по морфологии и генезису ледникового рельефа в связи с динамикой зырянского оледенения.— Докл. АН СССР. Серия геол., 1962, т. 145, № 3, с. 642—645.
- Стрелков С. А.* Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Недра, 1965. 334 с.
- Стрелков С. А., Троицкий С. Л.* Геологическое строение и рельеф междуречья Большой Хеты и Мессо. М.— Л., 1953, с. 5—55.
- Тараканов Л. В.* К вопросу о происхождении рельефа острова Вайгач.— Геоморфология, 1973, № 4, с. 85—91.
- Толмидиаро С. В.* Оледенения Арктического бассейна в плейстоцене и его связь с наземным и подземным оледенением суши.— В кн.: Гляциологические исследования в полярных странах. Л., Гидрометеопздат, 1970, с. 172—182.
- Троицкий С. Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966. 207 с.
- Троицкий С. Л.* Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6, с. 1408—1412.
- Троицкий С. Л.* Современный антигляциализм. (Критический очерк). М., Наука, 1975. 163 с.
- Троицкий С. Л., Кулаков А. П.* Колебания уровня океана и рельеф побережий.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. I. М., Наука, 1976, с. 351—426.
- Трофимов В. Т.* Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М., Изд-во МГУ, 1977. 275 с.
- Фирсов Л. В., Орлова Л. А.* Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчья Грива.— В кн.: Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. II. Новосибирск, 1971, с. 132—134.
- Фирсов Л. В., Панычев В. А.* Позднеплейстоценовые и голоценовые отложения у с. Мамонтово, р. Бердь (бассейн Верхней Оби).— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., Наука, 1973, с. 46—51.
- Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А.* Абсолютные датировки позднеплейстоценовых — голоценовых террас Верхнего Приобья.— Геол. и геофизика, 1971, № 3, с. 88—97.
- Цейтлин С. М.* О расчленении последнего ледникового Сибири.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., Наука, 1965, с. 175—182.
- Чердымцев В. В., Завельский Ф. С., Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С.* Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение IV.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1969, № 36, с. 172—193.
- Чижов О. П.* Об изменениях состояния арктического бассейна со времени максимума последнего оледенения.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозой. Л., Гидрометеопздат, 1970, с. 71—75.
- Эстол Р.* География США. М., Прогресс, 1977. 426 с.
- Arkhipov S. A.* The Zyrjanka Glaciation of the Lower Ob' - river region of Western Siberia (Review of new data).— In: Proj. 73/1/24 Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report no 4. Prague, 1977, p. 102—115.
- Dansgaard W., Johnsen S. I., Moller I., Longway C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet.— Science, 1969, v. 166.
- Hughes T., Denton G. H., Grosswald M. G.* Was there a late Würm Arctic Ice Sheet?— Nature, 1977, v. 266, N 5603, p. 596—602.
- Milliman J. D., Emery K. O.* Sea levels during the past 35 000 years.— Science, 1968, v. 162, p. 1121—1123.
- Mörner N. A.* The position of the Ocean Level during the Interstadial at about 30 000 B. P. A Discussion from a Climatic-Glaciologic Point of View.— Canad. J. Earth Scien., 1971, v. 8, p. 132—143.

Вступление (<i>С. А. Архипов</i>)	5	Introduction (<i>S. A. Arkhipov</i>)	5
Глава I. Позднезырянское (сартанское) оледенение (стратиграфия, распространение ледниковых покровов) (<i>С. А. Архипов</i>)	7	Chapter I. Late Zyryanka (Sartan) glaciation (stratigraphy, distribution of glacial covers) (<i>S. A. Arkhipov</i>)	7
Глава II. Реконструкция последнего покровного оледенения Западной Сибири по его крайвым образованиям (<i>В. И. Астахов</i>)	12	Chapter II. Reconstruction of the last cover glaciation in West Siberia through its marginal units (<i>V. I. Astakhov</i>)	12
Глава III. Ледниково-подпрудные озерные бассейны (<i>И. А. Волков</i>)	32	Chapter III. Ice-dammed lacustrine basins (<i>I. A. Volkov</i>)	32
Глава IV. Террасы долины Оби (<i>С. А. Архипов, В. А. Панычев</i>)	42	Chapter IV. Terraces of the Ob River Valley (<i>S. A. Arkhipov, V. A. Panychev</i>)	42
Глава V. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков (<i>И. А. Волков</i>)	65	Chapter V. Late Zyryanka (Sartan) cover of loesses, loessal loams and eolian sands (<i>I. A. Volkov</i>)	65
Глава VI. Следы древней мерзлоты (<i>С. А. Архипов</i>)	73	Chapter VI. Traces of ancient permafrost (<i>S. A. Arkhipov</i>)	73
Глава VII. Растительность и природная зональность (<i>В. С. Волкова</i>)	77	Chapter VII. Vegetation and natural zonality (<i>V. S. Volkova</i>)	77
Глава VIII. Палеогеография (<i>С. А. Архипов, И. А. Волков, В. С. Волкова</i>)	91	Chapter VIII. Paleogeography (<i>S. A. Arkhipov, I. A. Volkov, V. S. Volkova</i>)	91
Глава IX. О некоторых практических аспектах научных исследований по проекту перераспределения части стока сибирских рек (<i>С. А. Архипов</i>)	99	Chapter IX. On some practical aspects of scientific research on the Project of partial diversion of the Siberian rivers discharge (<i>S. A. Arkhipov</i>)	99
Литература	103	References	103

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
РАВНИНЫ
В МАКСИМУМ ПОЗДНЕЗЫРЯНСКОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

Ответственный редактор Владимир Николаевич Сакс

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Н. Г. Рязанова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. В. Подкопаев
Технический редактор А. В. Сурганова
Корректоры А. В. Пименов, И. А. Литвинова

ИБ № 10732
Сдано в набор 04.02.80. Подписано к печати 19.11.80. МН-05081. Формат 70 × 108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л. 9,8 +1 вкл.
Уч.-изд. л. 10,3. Тираж 1000 экз. Заказ № 32. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18,
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ
заказы просим направлять по адресу:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
343900 Краматорск, Донецкая обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград, В/О, 9-я линия, 16;
220072 Минск, Ленинский проспект, 72;
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
142292 Пущино, Московской обл., «Академкнига»;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700197 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
634050 Томск, Набережная реки Ушайки, 19;
450059 Уфа, ул. Зорге, 10;
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Проблемные вопросы литостратиграфии

Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций

Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири

Роман Л. Г. Физико-механические свойства мерзлых торфяных
грунтов

Распознавание образов в задачах качественного прогноза руд-
ных месторождений

Флюидный режим формирования мантийных пород.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направ-
ляйте по адресу: 630090. Новосибирск, 90, Морской проспект,
22. Магазин «Наука».*